

**Nr. 41 Mitteilungen
der Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie**

an der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich
Herausgegeben von Prof. Dr. D. Vischer

**Festschrift
Peter Kasser**

zum 65. Geburtstag am 19. September 1979

Zürich, 1979

Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie
Eidgenössische Technische Hochschule Zürich
Herausgegeben von Prof. Dr. D. Vischer

- Nr. 22 1977 Hans Olivier Schiegg
Methode zur Abschätzung der Ausbreitung von Erdölderivaten in mit
Wasser und Luft erfüllten Böden
- Nr. 23 1977 Anton Kühne
Die rasche Absenkung von Stauseen
Optimale Programme für Stauseesysteme
- Nr. 24 1977 Martin Wieland
State-of-the-Art-Report über das dynamische Verhalten von Staumauern
und von Staumauerbeton während Erdbeben
- Nr. 25 1977 Manfred Spreafico
Verfahren zur optimalen Regulierung natürlicher Seen
- Nr. 26 1977 Felix Naef
Ein Vergleich von mathematischen Niederschlag-Abfluss-Modellen
- Nr. 27 1978 Kolumban Hutter und Kurt Hofer
Freistrahlen im homogenen und stratifizierten Medium
Ihre Theorie und deren Vergleich mit dem Experiment
- Nr. 28 1978 Kolumban Hutter
On the mechanics of floating ice sheets
- Nr. 29 1978 Manfred Spreafico
Ermittlung der optimalen Reguliervorschrift für einen natürlichen See —
Fallstudie Brienersee
- Nr. 30 1978 Peter Volkart
Hydraulische Bemessung steiler Kanalisationsleitungen unter Berücksichti-
gung der Luftaufnahme
- Nr. 31 1978 Kurt Hofer
Eine verbesserte Theorie turbulenter Freistrahlen im stratifizierten Medium
und ihr Vergleich mit dem Experiment
- Nr. 32 1978 Martin Wieland
Erdbebenbedingte dynamische Beanspruchung einer Gewichtsmauer mit
Berücksichtigung der Interaktion des Stausees
- Nr. 33 1979 Internationale Fachtagung über
Umbau und Erweiterung von Wasserkraftwerken
27.2. — 2.3.1979, Zürich, 1. Teil
- Nr. 34 1979 Internationale Fachtagung über
Umbau und Erweiterung von Wasserkraftwerken
27.2. — 2.3.1979, Zürich, 2. Teil
- Nr. 35 1979 Rolf Hunziker
Die Bemessung rechteckiger und kreisförmiger Kanalprofile im Bereich der
hohen Füllungsgrade
- Nr. 36 1979 Martin Jäggi
Die Bildung von alternierenden Kiesbänken in geraden Flussläufen
- Nr. 37 1979 Markus Aellen, Werner Berner, Kolumban Hutter, Almut Iken und Ulrich Spring
Vorträge über Eis- und Gletschermechanik
- Nr. 38 1979 Martin Hänger
Geschiebetransport in Steilgerinnen
- Nr. 39 1979 Peter Volkart
Methoden der Sauerstoffanreicherung,
Einsatz von Wasserturbinen

**Nr. 41 Mitteilungen
der Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie**

an der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich
Herausgegeben von Prof. Dr. D. Vischer

Festschrift Peter Kasser

zum 65. Geburtstag am 19. September 1979

Zürich, 1979



Professor Peter Kasser

Vorwort und Dank

Wohl allen Mitarbeitern, Vorgesetzten und Untergebenen, ist bewusst, dass Herr Prof. Peter Kasser, langjähriger Chef unserer Abteilung für Hydrologie und Glaziologie, in mancher Hinsicht eine schwierig zu schliessende Lücke hinterlässt, wenn er Ende September 1979 in den wohlverdienten Ruhestand treten wird. Das hohe Ansehen und die Wertschätzung, die er auch ausserhalb der VAW bei Freunden und Fachkollegen im In- und Ausland genießt, zeigten sich, als es galt, die vorliegende Festschrift zu planen: viele sagten auf unsere Anfrage hin spontan und mit Freude ihre Mitarbeit zu und leisteten einen Beitrag auf den Gebieten Glaziologie oder Hydrologie, den Arbeitsgebieten des Jubilars.

Als Chef lag Herrn Kasser neben einer reibungslosen Erledigung der Arbeiten vor allem ein gutes, menschliches Klima in seiner Abteilung am Herzen, das er auch stets durch Geschick und persönlichen Einsatz zu wahren vermochte.

Die Mitarbeiter danken ihm dafür herzlich und wünschen ihm noch viele schöne und geruhsame Jahre ohne Stress und Termine und vor allem bei guter Gesundheit!

Karin Schram

Lieber Herr Kasser,

es freut mich, dass mir die Gelegenheit geboten wurde, mit einem kleinen Beitrag in der Ihnen gewidmeten Festschrift Ihnen meine persönliche Anerkennung auszusprechen für Ihre Mitarbeit an der VAWE während meiner Zeit als Direktor dieses Institutes vom 1. 4. 1953 bis 1. 4. 1970. Als diplomierter Bauingenieur haben Sie sich seit Beendigung des Studiums vornehmlich von den Naturwissenschaften angezogen gefühlt, analog Ihrem Kollegen und früheren Chef, Herrn Prof. Dr. R. Haefeli. Wie er waren auch Sie ein Freund der Berge, der Gletscher und des Schnees, was Sie nach einer zweijährigen Anfangsanstellung am Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Weissfluhjoch-Davos, in die VAWE an die Erdbauabteilung, und am 1. 1. 1945 an die Abteilung für Hydrologie führte, der Sie bis zur jetzigen Pensionierung treu blieben, nachdem Sie Mitte Juli 1951 die Leitung derselben übernehmen durften.

Es war für mich ein glücklicher Umstand, als ich kurze Zeit später die Leitung des Institutes übernahm, in Ihnen einen, seinem Chef gegenüber nachsichtigen Leiter der Abteilung Hydrologie anzutreffen, denn bis dahin war mir die wissenschaftliche Hydrologie ein meiner eigenen praktischen Ingenieur Tätigkeit eher ferne liegendes Gebiet gewesen. Miteinander haben wir die kleine Abteilung langsam aber stetig vergrössert, insbesondere auch den mathematischen Zweig der Hydrologie. Ganz besonders aber hat mich Ihr Beitrag zur Entwicklung der glaziologischen Sparte gefreut, die wir nach einem entsprechenden Gesuche an den damaligen Schulratspräsidenten offiziell in die Bezeichnung Ihrer Abteilung "Hydrologie und Glaziologie" eingliedern durften. Sie haben sich um die bessere und systematische Beobachtung unserer Gletscher, insbesondere des Aletschgletschers und die Publikationen darüber, sehr verdient gemacht. Es freute mich deshalb ganz besonders, als der Schulrat Ihnen vor einigen Jahren den Titel eines Professors verlieh.

Ich wünsche Ihnen für die Jahre der Pensionierung, soweit es dem Menschen zusteht, alles Gute.

Gerold Schnitter

<u>Inhalt</u>		Seite
Walser E.	Geleitwort	7
Ambach W.	Sind Spaltproduktablagerungen des atmosphärischen Fall out in Firnprofilen noch nachweisbar ?	11
Bezinge A.	Le Professeur Kasser et Grande Dixence SA	19
Emmenegger Ch. et Spreafico M.	La station hydrométrique fédérale de la Massa-Blatten au front du glacier d'Aletsch	23
Flotron A.	Verschiebungsmessungen aus Luftbildern	39
Grebner D. und Jensen H.	Der räumlich-zeitliche Ablauf von Niederschlagsfeldern im schweizerischen Rheingebiet	45
Haeberli W., Iken A. Siegenthaler H.	Glaziologische Aspekte beim Bau der Fernmelde-Mehrzweckanlage der PTT auf dem Chli Titlis	59
Huder J.	Geotechnische Untersuchungen für das Gefrierverfahren	77
Hutter K. and Spring U.	Distribution of stresses and velocities in an ice slope with spatially dependent material response	99
Jensen H.	Statistische Untersuchung der Beziehungen zwischen den Schneereserven und dem Sommerabfluss alpiner Gebiete	123
Keller H.	Ueber den Wert hydrologischer Beobachtungen in Einzugsgebieten	145
Lang H.	Einige Angaben zum Mesoklima im Gletscherbereich	155
Lichtenhahn C.	Die Verbauung des Fällbaches in der Gemeinde Saas Balen (Wallis)	169
van der Made J.W.	Messnetzbetrachtungen im Hinblick auf die Wasserbilanz im Rheineinzugsgebiet	177
Mendel G.H.	Zur Berechnung von Gebietsniederschlägen aus Punktmessungen	187
de Quervain M.	Schneedeckenablation und Gradtage im Versuchsfeld Weissfluhjoch	215

		Seite
Röthlisberger H.	Glaziologische Arbeiten im Zusammenhang mit den Seeausbrüchen am Grubengletscher, Gemeinde Saas Balen (Wallis)	233
Schüepp M.	Das Problem der langfristigen Klimaschwankungen	257
Sevruk B.	Correction of point precipitation measurements	267
Slupetzky H.	Die Massenbilanz des Filleckkeeses (Hohe Tauern) von 1964 bis 1978	281
Stauffer B. und Oeschger H.	Temperaturprofile in Bohrlöchern am Rande des Grönländischen Inlandeises	301
Vischer D. L.	Kalbungswelle beim Aufbrechen einer überstauten Gletscherzunge	315

Geleitwort

von E. Walser, Bern

An Beispielen aus der Vergangenheit könnte gezeigt werden, wie manchmal eine Persönlichkeit durch äussere Umstände mit dem Fachgebiet der Hydrologie in Berührung kam, in ihm dann ihre Lebensaufgabe erkannte und ihm schliesslich aus innerstem Antrieb durch neue Impulse eine Phase der Vorwärtsentwicklung verschaffte.

Das Schicksalsereignis, das den hier Gefeierten, Herrn Professor Peter Kasser, auf seinen Weg wies, stellte sich mit unmittelbarer Gewalt in Form einer Lawine ein, aus welcher der damals 25-jährige, von Jugend auf begeisterte Alpinist, als einziger Ueberlebender entkam. In der Folge reifte in ihm zunächst der Entschluss, sich der Erforschung von Schnee und Lawinen zuzuwenden, wodurch sich ihm der Ausblick in die Weiten seines jetzigen Arbeitsgebietes auftat. In der heutigen Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich, ETHZ, in welcher er seit dem Jahre 1951 die Abteilung für Hydrologie und Glaziologie leitet, fand er ein Wirkungsfeld, das seinen Neigungen entsprach. Wie sehr es ihn erfüllt, verspürt man am tiefen Ernst, mit dem er seine Ziele verfolgt, und an der Atmosphäre von Zufriedenheit, die er ausstrahlt.

Das nach Ablegung der Maturitätsprüfung in Bern an der ETH in Zürich absolvierte Studium, das er im Jahre 1940 mit dem Diplom als Bauingenieur abschloss, hatte ihm solide Grundlagen vermittelt. Seine Kenntnis der Vermessungskunde - die damals noch zu den Pflichtfächern der Bauingenieure gehörte - war ihm nützlich, als er nicht nur den Anstoss gab zur Erstellung der Karte des Aletschgletschers im Massstab 1 : 10 000 durch die Eidgenössische Landestopographie, sondern auch an deren Bearbeitung in allen Phasen aktiv mitwirkte; dieses Werk wird seither im In- und Ausland als klassisches Beispiel der Kartierung eines Gletschers und seiner Oberflächenstruktur betrachtet.

Den auch in der Bauplatzpraxis geschulten Bauingenieur erkennt man sodann an seinen Arbeiten über subglaziale Wasserfassungen und an zahlreichen Gutachten im Zusammenhang mit der Projektierung von Wasserkraftanlagen. Seine instrumentellen Entwicklungen beruhen auf gründlicher Kenntnis technischer Anwendung der Naturwissenschaft. Auf weiträumige wasserwirtschaftliche Ziele ausgerichtet

sind sodann die nach einer von ihm begründeten Methode erstellten Abflussprognosen für Rhein und Rhone, in die auch die nivologische und glaziologische Komponente einbezogen sind.

Mit der Erforschung des Energie- und Massenhaushaltes am Aletschgletscher unter Einbezug der Strahlenwirkung, wozu er ein kleines Muster-Einzugsgebiet mit Abflussmessung auf dem Gletscher eingerichtet hatte, trug er wesentlich zur Einführung hydrologischer Methoden in die Glaziologie bei; diese Leistung wurde als "klassische Arbeit der glazialen Hydrologie" gewertet. Eine landesweite Ergänzung dazu bildet die von ihm übernommene Fortführung der traditionellen Beobachtungen an über 100 schweizerischen Gletschern, deren jährlicher Veröffentlichung er erhöhte Präzision und reichere Aussagekraft zu verleihen wusste.

Seine Tätigkeit, deren Schilderung sich hier auf hervorragende Gipfelregionen beschränken muss, verschaffte ihm vertiefte Einsichten in die Auswirkung der Gletscher auf Klima und Wasserhaushalt. Es war deshalb folgerichtig, erforderte aber den Einsatz "echt Kasserscher Arbeitskraft und Beharrlichkeit", dass er sich auch mit der weltweiten Gletscherbeobachtung befasste. Nachdem er eine diesbezügliche "Pilot-Study" ausgearbeitet hatte, wurde er mit der Leitung des im Rahmen des "International Council of Scientific Unions" neu geschaffenen "Permanent Service on the Fluctuations of Glaciers" betraut, ein Beweis für das hohe Ansehen, das der aus dem bernischen Oberaargau stammende Forscher auch in der internationalen Fachwelt genießt.

Als Präsident der Internationalen Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes 1973 bis 1976 war er massgeblich beteiligt an der Redaktion und Herausgabe der "Monographie über die Hydrologie des Rheingebietes", eines für die verschiedenartigsten Anwendungen grundlegenden Werkes.

Spontan sich einstellenden Forderungen entzog er sich indessen nicht. So hatte er zeitweise die mit schwerer Verantwortung verbundene Beurteilung der Gefahr von Gletscherabbrüchen oder Eislawinen zu übernehmen, wobei er modernste Beobachtungsmittel einsetzte. Auch den nationalen Fachorganisationen stellte er sich zur Verfügung: In der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft gehörte er dem Landeskomitee für die Internationale Union für Geodäsie und Geophysik an und präsidiert seit 1974 die Gletscherkommission; ferner diente er der Hydrologischen Kommission und dem Schweizerischen Landeskomitee für das

Internationale Dezennium als aktiver, die Marschrichtung mitprägender Sekretär, der auch die Verbindung zur Internationalen Assoziation für hydrologische Wissenschaften zu pflegen und während vieler Jahre die Schweizerische Hydrologische Bibliographie zu bearbeiten hatte.

In- und ausländische Kollegen bezeugen, dass sie von Peter Kasser viel gelernt hätten; Studenten, die er für zeitweilige Mitarbeit gewinnen konnte, wusste er für sein Fachgebiet zu begeistern. Die 82 Artikel aufweisende Liste seiner vom Bewusstsein wissenschaftlicher Verantwortung zeugenden Publikationen wäre zweifellos noch umfangreicher, wäre er nicht unter dem Druck zahlreicher, mit seiner Stellung unausweichbar verbundener Verpflichtungen gestanden. Seine im Jahre 1972 durch die ETHZ erfolgte Ernennung zum Titularprofessor wurde deshalb weitherum begrüsst.

An den von ihm organisierten Besichtigungs-Exkursionen erfuhren die Teilnehmer seine gründliche, umsichtige Arbeitsweise und genossen sie seinen bescheiden und liebenswürdig vorgetragenen Ideenreichtum; dabei vergass er aber auch nicht, für Brot, Wein und Käse zu sorgen. Dies, und vielgerühmte Abende im behaglichen Heim des kulturliebenden, gastfreundlichen Ehepaares Kasser in Herrliberg trugen ihm auch persönliche Freundschaften ein.

Am 19. September 1979 vollendet er sein 65. Lebensjahr. Seinen damit beginnenden "Ruhestand" wird man sich wohl als freieres, nicht mehr von Terminen bedrängtes Weiterarbeiten vorstellen dürfen. Dem Verfasser dieser Zeilen schliessen sich sicher viele Kollegen in aller Welt an, wenn er seinem langjährigen Weggefährten, Professor Peter Kasser, den herzlichen Dank für sein Wirken ausspricht, ihm zu den errungenen Erfolgen gratuliert und ihm seine besten Wünsche für den neuen Lebensabschnitt entbietet.

Adresse des Verfassers:

Dr. h. c. Emil Walser
Dipl. Ing.
Spittelerstrasse 12
CH-3006 Bern

SIND SPALTPRODUKTABLAGERUNGEN DES ATMOSPHERISCHEN
FALL OUT IN FIRNPROFILIEN NOCH NACHWEISBAR ?

W. Ambach, Innsbruck

Zusammenfassung

Es wird ein Ueberblick über die Spaltproduktablagerungen des atmosphärischen Fall-out auf Gletschern während der vergangenen 25 Jahre gegeben. Vertikalprofile der Gesamt- β -Aktivität von kalten polaren und temperierten alpinen Gletschern werden vergleichend diskutiert. In beiden Fällen zeigen sich Aktivitätsmaxima in den Ablagerungen von 1962/63 und relative Maxima in den Sommerschichten. Auf die Veränderungen des Profils durch Schmelzwasser im Falle des temperierten Gletschers wird hingewiesen. Trotz stark vermindertem radioaktivem Fall-out während der letzten Jahre sind diese Horizontmerkmale heute noch gut erkennbar und eine Hilfe bei Massenhaushaltsstudien.

Summary

The deposition of fission products on glaciers by the atmospheric fall-out during the past 25 years is reviewed. The vertical profiles of the gross-beta-activity in cold polar and temperate Alpine glaciers are compared. On temperate glaciers the activity profiles are strongly influenced by meltwater. However, on both glaciers absolute peak values occur with the deposits of 1962/63 and relative peak values in summer layers. In spite of the reduced radioactive fall-out after 1963 characteristic peak values of annual horizons can still be observed. They are a good help in finding the specific annual mass balance on different types of glaciers.

1. Einleitung

Seit 1952 ist die Atmosphäre durch Kernwaffentests mit radioaktiven Spaltprodukten weltweit kontaminiert. Die Spaltprodukte werden an Aerosolen adsorbiert, diese wirken als Kondensationskerne, so dass die Spaltprodukte durch den Niederschlag auf die Erdoberfläche gelangen. Im Akkumulationsgebiet polarer und alpiner Gletscher werden sie als radioaktiver atmosphärischer Fall-out in den Schneeschichten abgelagert und sind in Vertikalprofilen in der zeitlichen Folge ihrer Ablagerung durch Messung der Gesamt- β -Aktivität nachweisbar. Messungen der Gesamt- β -Aktivität in Schneeprofilen sind daher geeignet, die Chronologie der Umweltbelastung durch Spaltproduktablagerungen gegenwärtig zu erfassen. Gleichzeitig können charakteristische Variationen der Gesamt- β -Aktivität in Schneeprofilen im Zusammenhang mit der Testchronologie als Zeitmarken dienen, die bei Massenhaushaltsstudien von Gletschern verwendbar sind (H. Eisner, 1971).

In den Schneeprofilen sind insgesamt vier charakteristische Perioden erkennbar, die auch im zeitlichen Verlauf der Gesamt- β -Aktivität des Niederschlages auftreten (Abb. 1) :

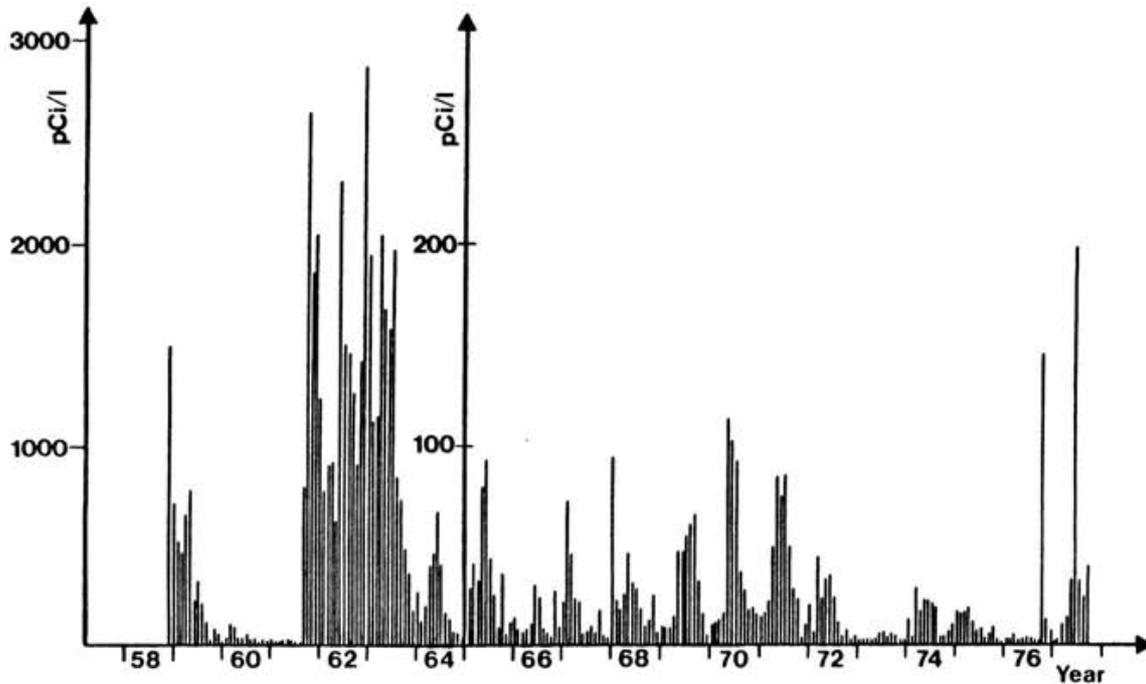


Abb. 1: Messungen der Gesamt- β -Aktivität des Niederschlages der Station Garmisch-Wankgipfel, 1780 m NN, gemessen 5 volle Tage nach Ende der Sammlung.
Dem Institut für Atmosphärische Umweltforschung der Fraunhofer-Gesellschaft e.V., Garmisch, wird für die Zusendung der Messdaten gebührend gedankt.

- 1. Periode: Seit Beginn der nuklearen Waffentests, etwa von 1952 bis 1958, sind erhöhte Werte der Gesamt- β -Aktivität gegenüber der natürlichen Umweltaktivität feststellbar.
- 2. Periode: Zuzolge einer vorübergehenden Unterbrechung der nuklearen Waffentests in der Atmosphäre von 1959 bis 1961 durch ein Abkommen zwischen den Grossmächten ergibt sich ein Rückgang des durch Spaltproduktablagerungen bedingten Aktivitätspegels.
- 3. Periode: Durch neue, sehr intensive Testreihen zwischen 1961 und 1963 ergibt sich ein erneuter starker Anstieg der Radioaktivität.
- 4. Periode: Ab 1963 erfolgt eine neue Unterbrechung der nuklearen Waffentests in der Atmosphäre durch ein Abkommen zwischen den Grossmächten.

Französische und chinesische Testreihen finden weiterhin unbeachtet des Abkommens statt.

Daraus ergeben sich zwei Fragen, die im folgenden näher diskutiert werden :

- Sind die hohen Werte der Gesamt- β -Aktivität der Jahre 1961-63 in Firnschichten der Gletscher heute noch nachweisbar, oder sind sie durch den radioaktiven Zerfall und durch andere Vorgänge - wie Auswaschung durch Schmelzwasser - bereits abgeklungen ?
- Sind in den Ablagerungen der letzten 15 Jahre - einer Periode mit stark reduziertem radioaktiven Fall-out - weiterhin noch Sommerschichten als Ablationshorizonte durch Maxima der Gesamt- β -Aktivität erkennbar ?

Vertikalprofile in kalten Gletschern

Der erste erhöhte radioaktive atmosphärische Fall-out wurde in der Antarktis in Schneeschichten festgestellt, die im Januar/Februar 1954 abgelagert worden sind (E. Picciotto and S. Wilgain, 1963). In der Arktis und am Grönländischen Inlandeis tritt der Anstieg in den Schneeschichten vom Sommer 1952 auf (G. Crozaz et al., 1966). In beiden Fällen ist die Zunahme des radioaktiven Fall-out auf bestimmte Waffentests in der Atmosphäre zurückzuführen, wobei sich zufolge der Verbreitung der radioaktiven Spaltprodukte durch die atmosphärische Zirkulation, zeitliche Unterschiede zwischen Testdurchführung und Spaltproduktablagerung ergeben. Diese zeitliche Verschiebung ist auf der nördlichen und südlichen Hemisphäre verschieden gross.

Abb. 2a ist ein Beispiel eines vertikalen Profils der Gesamt- β -Aktivität in einem kalten Gletscher ohne Schmelzwassereinfluss. Zwei Merkmale sind im Profil signifikant :

- Der höchste Aktivitätswert im Profil ist der Periode 1962/63 zuzuordnen und steht im Zusammenhang mit dem Beginn der grossen Testserien im Herbst 1961. Diese Aktivitätsspitze gibt daher im Vertikalprofil eine eindeutige Zeitmarke.
- Im weiteren Verlauf sind jahreszeitliche Variationen zu erkennen. Die relativen Maxima sind dem Frühjahrs- und Sommerniederschlag zuzuordnen. Im vorliegenden Fall (Abb. 2a) ist diese Interpretation durch ^{18}O -Analysen

an denselben Proben gesichert (W. Ambach, 1977).

Zufolge dieser jahreszeitlich bedingten relativen Maxima ergeben sich somit, zusätzlich zur oben erwähnten Zeitmarke von 1962/63, Jahresringe im Firn, die durch Abzählen als Zeitskala verwendet werden können.

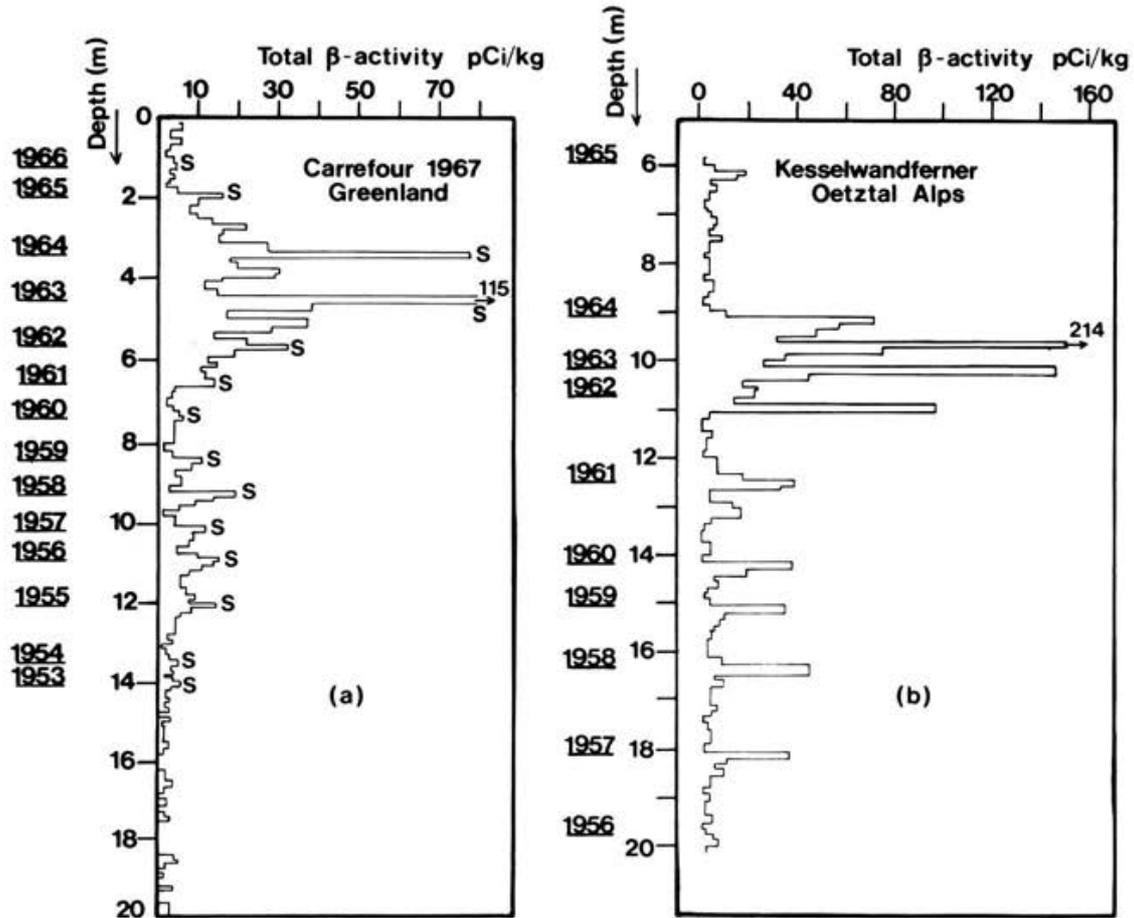


Abb. 2: a) Beispiel für ein Aktivitätsprofil in einem kalten polaren Gletscher: Vertikalprofil der Gesamt- β -Aktivität im Akkumulationsgebiet des Grönländischen Inlandeises (Station Carrefour, 1850 m NN, W. Ambach und W. Dansgaard, 1970). Weitere Profile für die Antarktis sind bei G. Lambert et al., 1977 gegeben.
b) Beispiel für ein Aktivitätsprofil in einem temperierten Gletscher: Vertikalprofil der Gesamt- β -Aktivität im Akkumulationsgebiet des Kesselwandfernners, Oetztaler Alpen. SH sind die Sommerhorizonte, die an erhöhter Gesamt- β -Aktivität erkennbar sind (F.A. Prantl et al., 1972). Weitere Profile sind bei Eisner, 1971, gegeben.

Es ist hier zu bemerken, dass diese im Firnprofil erstellte Zeitskala nicht durch Anwendung des radioaktiven Zerfallsgesetzes entsteht, sondern durch Interpretation

der Aktivitätsspitzen im Zusammenhang mit der Chronologie von thermo-nuklearen Waffentests in der Atmosphäre, sowie durch Abzählen von Schichten mit jahreszeitlich bedingten Maximalwerten im Firnprofil. Während die höchsten Aktivitäten von Spaltproduktablagerungen auf der nördlichen Halbkugel in Firnschichten des Jahres 1963 nachweisbar sind, ergibt sich auf der südlichen Halbkugel eine zeitliche Verspätung der Höchstwerte um etwa 2 Jahre (Abb. 3 als Beispiel).

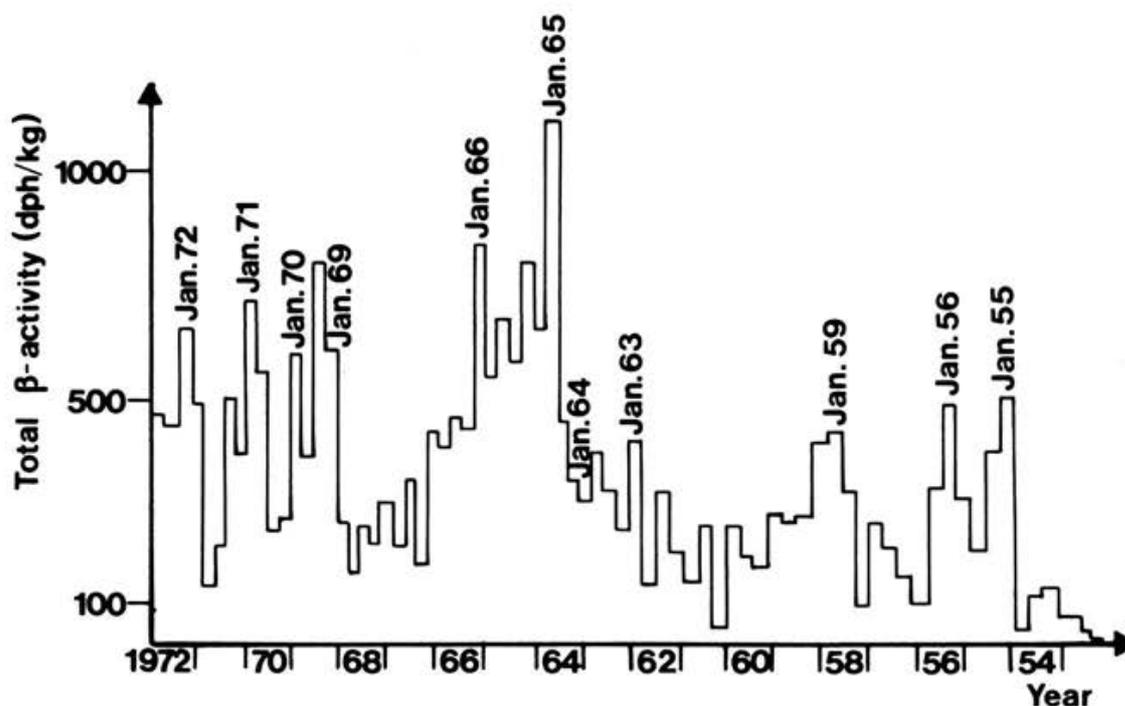


Abb. 3: Spaltproduktablagerungen (Gesamt- β -Aktivität) der Schneeeproben in einem Firnprofil der Antarktis (G. Lambert et al., 1975).

Vertikalprofil in temperierten Gletschern

Im Falle eines temperierten Gletschers ergibt sich die Frage, welche Veränderungen das Schmelzwasser in einem Vertikalprofil verursachen kann. Folgende Effekte sind hier zu nennen:

Durch Ablation tritt eine Konzentrierung der radioaktiven Spaltprodukte an der Oberfläche auf, weil Schneeschichten wie ein Filter wirken. Sommerhorizonte, die sich durch längerdauernde Ablation ausbilden, sind daher in der Folge als Aktivitätsspitzen erkennbar. Gut lösliche Salze, wie beispielsweise Sr-Salze, werden jedoch durch Schmelzwasser weitgehend ausgewaschen. Durch den Ein-

fluss der hier erwähnten Effekte ergeben sich wesentliche Veränderungen im Vertikalprofil. Ein Beispiel für ein Vertikalprofil im Akkumulationsgebiet eines temperierten Gletschers ist in Abb. 2b dargestellt.

Bei einem Vergleich von Aktivitätsprofilen eines temperierten Alpengletschers mit jenen eines kalten polaren Gletschers sind folgende allgemeine Charakteristika feststellbar :

- In beiden Fällen sind die Schneeschichten der Jahre 1962/63 durch Höchstwerte der Gesamt- β -Aktivität gekennzeichnet.
- In beiden Fällen ergeben sich jahreszeitliche Variationen mit relativen Maxima in Frühjahr- und Sommerschichten. Die Ursache dafür ist jedoch verschiedener Natur : Im Profil eines polaren Gletschers sind es die jahreszeitlich bedingten Maxima des atmosphärischen Fall-out, die im Profil zu Jahresringen führen; im Profil eines temperierten Gletschers ergibt sich durch die sommerliche Abschmelzung eine Anreicherung der oberflächennahen Schicht mit Spaltprodukten, zusätzlich zu den schon vorhandenen relativ hohen Aktivitätswerten des Frühjahr- und Sommerniederschlags.

Seit 1963 ist der radioaktive atmosphärische Fall-out stark zurückgegangen. Dies führt zu eingangs gestellter Frage, ob heute die hohen Aktivitäten vom Jahre 1963 und die genannten signifikanten jahreszeitlichen Maxima zur Auffindung von Sommerhorizonten noch geeignet sind. Abb. 4 zeigt, dass die Aktivitätsspitzen vom Jahre 1963 in den Firnschichten alpiner Gletscher gegenwärtig noch gut nachweisbar sind. Das Studium von Vertikalprofilen der Gesamt- β -Aktivität in Gletschern kann somit weiterhin als ein Hilfsmittel zum Studium der Rücklagenverteilung akzeptiert werden.

Für die Unterstützung der Arbeiten über die Gesamt- β -Aktivität in Schneeprofilen wird der Oesterreichischen Akademie der Wissenschaften gebührend gedankt. Herrn Prof. Dr. R. Reiter, Vorstand des Instituts für Atmosphärische Umweltforschung der Fraunhofer-Gesellschaft zur Förderung der angewandten Forschung e.V., Garmisch, wird für die Zusendung der Messdaten der Gesamt-Aktivität des Niederschlags gebührend gedankt.

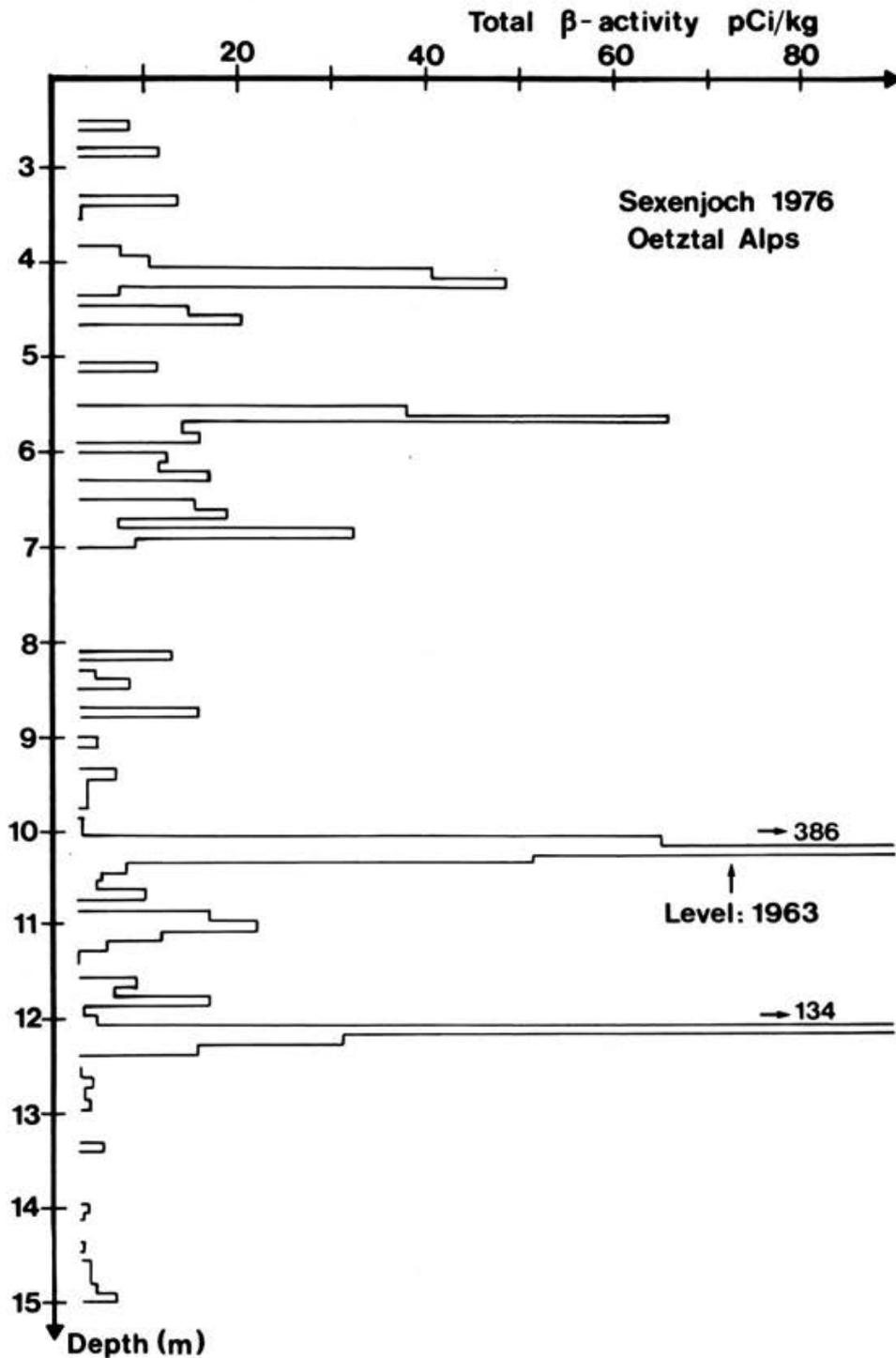


Abb. 4: Vertikalprofil der Gesamt- β -Aktivität im Akkumulationsgebiet des Vernagtferners (Messstelle Sexenjoch, Oetztaler Alpen). Herrn P. Kirchlechner danke ich für die sorgfältige Durchführung der Laborarbeiten. Die Schichten mit Höchstwerten der Gesamt- β -Aktivität wurden 1963 abgelagert.

Literatur

- Ambach W. and W. Dansgaard, 1970: Fallout and climate studies on firn cores from Carrefour, Greenland.
Earth and Planetary Science Letters 8, 311-316 (1970).
- Ambach W., 1977: Untersuchungen zum Energieumsatz in der Akkumulationszone des Grönländischen Inlandeises.
Meddelelser om Grønland Bd. 187, Nr. 7, (1977)
- Crozaz G., C.C. Langway, Jr and E. Picciotto, 1966: Artificial radioactivity reference horizons in Greenland firn.
Earth and Planetary Science Letters 1, 42 (1966).
- Eisner H., 1971: Bestimmung der Firnrücklagenverteilung im Akkumulationsgebiet des Kesselwandferners (Oetztaler Alpen) durch Messung der Gesamt-Beta-Aktivität von Bohrproben.
Zeitschrift f. Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. VII, Heft 1-2, 65-78 (1971).
- Lambert G., B. Ardouin, J. Sanak, C. Lorius and M. Pourchet, 1977: Accumulation of snow and radioactive debris in Antarctica: a possible refined radiochronology beyond reference levels.
Isotopes and Impurities in Snow and Ice, Proceedings of the Grenoble Symposium Aug/Sept. 1975; International Association of Scientific Hydrology (IASH) Publ. No. 118, 146-158 (1977).
- Picciotto E. and S. Wilgain, 1963: Fission Products in Antarctic Snow, a Reference Level for Measuring Accumulation.
Journal of Geophysical Research 68 (21), 5965-5972 (1963).
- Prantl F.A., W. Ambach and H. Eisner, 1972: Alpine glacier studies with nuclear methods.
Symposium on the Role of Snow and Ice in Hydrology, Banff, 6-13 Sept. 1972, Vol. 1, 435-444, Unesco, WMO, IASH (1972).

Adresse des Verfassers

Univ. Prof. Dr. Walter Ambach
Institut für Medizinische Physik
Universität Innsbruck
Müllerstrasse 44
A-6020 Innsbruck

LE PROFESSEUR KASSER ET GRANDE DIXENCE S.A.

A. Bezinge, Sion

La personnalité et les travaux du Professeur Kasser sont étroitement liés à la réalisation des installations hydro-électriques de Grande Dixence.

En effet, dès le début des projets, en 1948, Grande Dixence prévoyait de nombreux captages sous-glaciaires et de ce fait le Professeur Kasser a travaillé et a participé à de nombreux travaux de recherches inédits et originaux (en collaboration avec le Professeur Haefeli), à savoir :

Glacier de Z'Mutt

Perforation d'une galerie sous-glaciaire longue de 1.1 km., avec détermination des mouvements de fluage et de la viscosité naturelle des glaces.

Mesures de la concentration des matériaux solides contenus dans les glaces.

Sondages sismiques de la langue avec détermination d'une moraine "sandwich" recouvrant une forte épaisseur de glace morte ou fossile (avec Susstrunk).

Glacier de Gorner

Détermination des microclimats locaux entre les régions du Gornergrat, Bempshütte, Gandegg et Théodule, avec constatation des grands écarts de précipitations : influences restreintes du climat du sud sur la partie nord des Alpes.

Planification de la campagne de mesures à grande échelle sur l'ablation et les vitesses d'écoulement du glacier et comparaison avec les volumes d'eau écoulés.

C'est à cette époque que Peter Kasser a entrepris d'étudier l'hydrologie de fusion d'un glacier, en corrélation avec son bilan de masse, soit l'influence des surfaces glaciaires sur le volume estival d'eau de fusion. A cette époque déjà, il démontre que par déstockage glaciaire (diminuation de surface), on mesure des volumes d'eau trop élevés par rapport à un glacier en état stable ou équilibré; théorie qu'il améliorera et qu'il appliquera avec succès aux volumes du Rhône à la porte du Scex, en démontrant qu'à conditions météorologiques semblables les

débits d'été sont 1 milliard de m³ plus faibles qu'il y a 50 ans.

Glacier du Bas d'Arolla

Perforation d'une galerie sous-glaciaire avec accès au lit rocheux au pied de la chute de séracs du Mt Collon. C'était une première recherche de ce genre en Europe avec détermination de différents phénomènes d'écoulement des glaces : cavitation, feuillets, etc.

Sur chaque glacier, P. Kasser détermine les débits disponibles pour des captages sous-glaciaires situés à différentes altitudes.

Dès 1963, Grande Dixence a décidé de prévoir 48 h. à l'avance les débits de fusion glaciaire pour exploiter de façon optimale les futures stations de pompage des vals de Zermatt et d'Hérens. Pour la réalisation et la concrétisation des travaux de recherches et de mise au point des méthodes, P. Kasser a été un ingénieur-conseil compétent et rigoureux.

Tout d'abord, il a fallu déterminer les paramètres à mesurer et où ? Puis, après des campagnes provisoires, il a fallu installer les stations météorologiques définitives avec télétransmissions sur ordinateur. En 1967, avec l'aide de son équipe de scientifiques (Dr. Lang, Jensen), les méthodes mises au point sont devenues opérationnelles (corrélations statistiques). Puis, par amélioration des mesures de certains paramètres, détection des limites des névés par photographies aériennes, ces prévisions sont devenues très efficaces et ont valu à Grande Dixence la visite de spécialistes du monde entier.

Pendant cette période de mesures, d'essais, de recherches, les contacts avec P. Kasser ont été fructueux et bénéfiques pour les jeunes ingénieurs que nous étions. Son bon sens, sa grande expérience, sa pondération, son caractère enjoué, ont été des facteurs importants de réussite.

A la suite de ces études importantes, beaucoup de problèmes concrets ont été abordés efficacement avec P. Kasser :

Etude d'un captage éventuel du lac glaciaire
du Gorner
Chutes de glace du Weisshorn
Débâcles de poches d'eau glaciaires
Bilans de masses des glaciers.

Dans le cadre des glaciers utiles à Grande Dixence, relevons encore le haut niveau scientifique atteint par le rapport annuel "Les variations des glaciers suisses" et qui, sous l'impulsion de P. Kasser, est devenu un document de travail synthétique et précieux pour l'étude du climat.

Lors de colloques ou de visites sur le terrain en Suisse ou à l'étranger, j'ai toujours admiré sa précision et sa courtoisie. Très documenté sur les glaciers suisses, c'était un vrai régal de participer, en sa compagnie, à des tournées glaciologiques; il avait sans cesse une anecdote historique à nous raconter et "fin nez" pour dénicher le meilleur site, pour examiner certains phénomènes glaciaires ou pour déguster les vins locaux dans son gobelet d'étain.

Peter Kasser a rendu de grands et durables services à l'hydrologie et à la glaciologie suisse; il a droit à toute notre reconnaissance.

Toute l'équipe de Grande Dixence se joint à moi pour lui souhaiter une pleine et heureuse retraite ainsi qu'à Madame.

Adresse de l'auteur:
Albert Bezinge
Ingénieur SIA
Grande Dixence S.A.
CH-1950 Sion

Mitteilung Nr. 41, 1979

Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich

LA STATION HYDROMETRIQUE FEDERALE DE LA MASSA-BLATTEN
AU FRONT DU GLACIER D'ALETSCH

Ch. Emmenegger et M. Spreafico, Berne

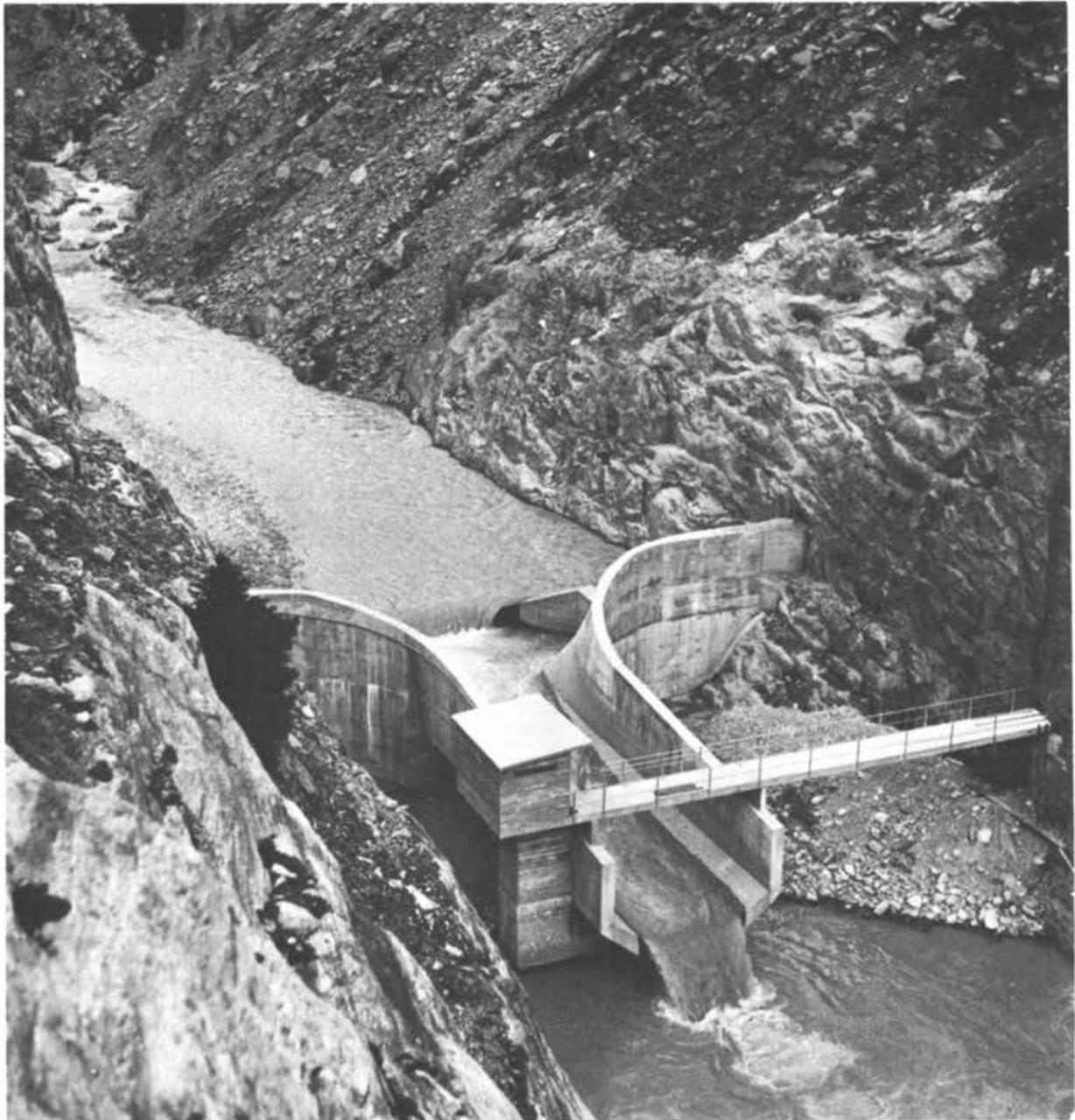


Fig. 1. Station hydrométrique Massa - Blatten
(Débit d'environ $6 \text{ m}^3/\text{s}$)

Introduction

Le Service hydrologique national, dont le nouveau statut est fixé par une ordonnance du Département de l'intérieur entrée en vigueur le 1er juin 1979, a notamment pour mission générale d'assurer la mise à disposition de bases hydrologiques fiables et d'intérêt général pour la gestion des eaux et pour d'autres secteurs d'activité, pour la recherche scientifique et l'information du public.

La station hydrométrique fédérale de la Massa - Blatten exploitée par ledit service illustre la façon dont les relevés hydrologiques systématiques et à long terme peuvent répondre simultanément aux besoins de la recherche scientifique et de l'économie hydraulique pratique.

Le schéma du présent exposé est conforme au déroulement habituel des activités au sein d'un service chargé de la collecte et de la mise en valeur de données hydrologiques de base, à savoir

- construction, entretien et exploitation de la station hydrométrique
- élaboration des données recueillies et leur analyse classique
- analyse hydrologique statistique.

1. Construction, entretien et exploitation de la station hydrométrique

1.1 Aperçu historique (Fig. 2)

Comme la plupart des 320 stations du réseau hydrométrique actuel de la Confédération, la station de la Massa fournit des bases hydrologiques répondant à plusieurs objectifs différents.

Elle a constitué dès le début un pilier fondamental en matière de recherche hydrologique et glaciologique, ainsi qu'en matière de planification et de gestion d'ouvrages d'utilisation des forces hydrauliques, sans oublier les intérêts de l'irrigation.

La détermination systématique et continue des débits de la Massa par le Service hydrologique national (anciennement Division de l'Hydrographie nationale de l'Office de l'économie hydraulique) a été faite à l'aide d'installations permanentes à partir de 1922, avec une seule interruption de deux ans en 1929/30. /1/

Jusqu'à la mise en service de l'usine hydro-électrique de Mörel (Aletsch S.A.) dont la construction a eu lieu de 1948 à 1951, le débit total de la Massa a été

mesuré à l'aide d'une seule station limnigraphique placée à Massaboden près de Bitsch, soit à environ 400 m avant l'embouchure dans le Rhône. La dérivation d'eau vers l'usine précitée, ainsi qu'à des fins d'irrigation, a exigé la mise en place et l'exploitation de 3 stations de mesures supplémentaires en vue d'assurer la continuité des séries d'observations hydrologiques.

La détermination des débits de la Massa a été remise en question lorsque, en 1964, l'Electra Massa S.A. entreprit la construction de l'usine hydro-électrique de Bitsch, pour laquelle un bassin d'accumulation était projeté à l'aval de la prise d'eau de l'usine d'Aletsch S.A. (Mörel).

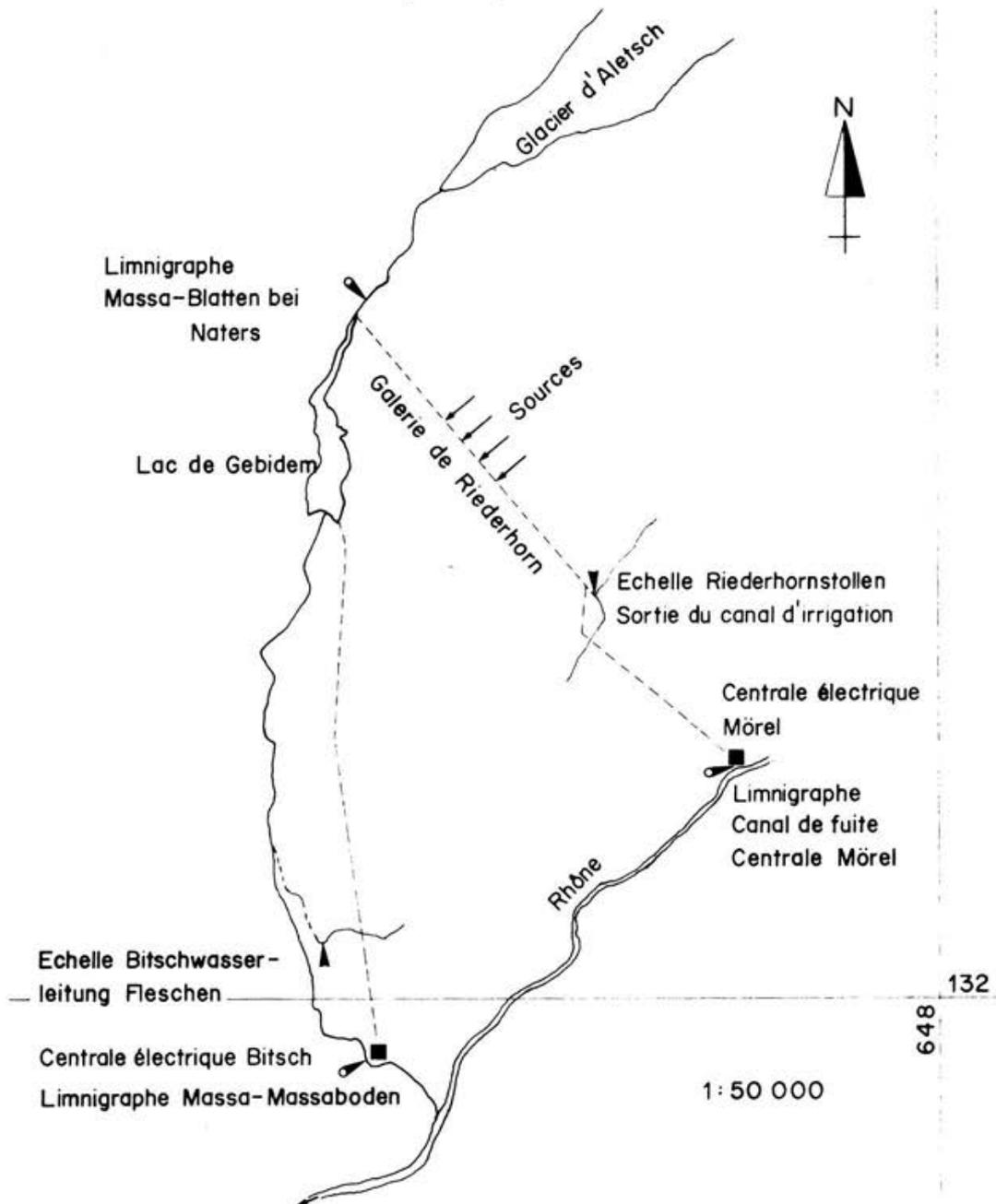


Fig. 2. Situation générale

De très long pourparlers ont finalement abouti à la décision du Conseil fédéral du 28.9.1964 arrêtant qu'une station hydrométrique de remplacement devait être construite dans les gorges de la Massa, à l'amont de la prise d'eau d'Aletsch S.A., par les soins de cette dernière société et sous la haute surveillance de la direction des constructions fédérales. Le coût élevé de Fr. 950'000.- a été pris en charge à parts égales par la Confédération et chacune des 2 sociétés de forces motrices intéressées; il comprend aussi le coût (Fr. 70'000.-) des essais sur modèle effectués par les Laboratoires de recherches hydrauliques, hydrologiques et glaciologiques de l'Ecole polytechnique fédérale de Zurich (VAW).

Le coût de construction de cette station s'explique notamment par les grosses difficultés d'accès à la gorge étroite et profonde de la Massa, en un point situé à environ 1 km à l'aval du front du glacier. Par ailleurs, en raison des hautes eaux d'été, les travaux ont dû être exécutés entièrement en hiver (1964/65). Tout le matériel de construction et d'équipement a suivi la chaîne suivante: transport par camions, téléphérique desservant la prise d'eau d'Aletsch S.A., transport par wagonnets, mise en place à l'aide d'un blondin. La station est entrée en service le 26 mai 1965, des aménagements complémentaires étant encore réalisés jusqu'en automne de la même année.

1.2 Type de station et problèmes d'entretien (Fig. 1)

Les exigences posées à cette station étaient très strictes: détermination précise des valeurs de débits, d'une part pour les besoins de la recherche hydrologique et glaciologique, d'autre part pour les besoins instantanés de l'installation qui commande automatiquement, selon les modalités compliquées des concessions, la répartition des eaux entre les deux sociétés de force motrices à partir de l'ouvrage de régulation aménagé à la prise d'eau d'Aletsch S.A.

La longue expérience du Service hydrologique national en matière de canaux de jaugeage dans les torrents de montagne avec fort charriage d'alluvions a conduit au choix d'un type de chenal de jaugeage dont les caractéristiques principales sont les suivantes:

- canal de béton d'une longueur de 21,5 m, de forme trapézoïdale (4m de hauteur et 6 m de largeur au déversoir libre inférieur, 7,5 m de hauteur à l'entrée aménagée en forme de trompette)

- section d'écoulement de 25 - 30 m de largeur dans le lit naturel passant ainsi dans le canal de jaugeage à une largeur de 6 m, voire d'environ 1 m en période de basses eaux, ce qui permet de mesurer aisément des débits variant entre 150 l/s et 150 m³/s
- amélioration des conditions d'écoulement à l'entrée du canal (et donc des conditions hydrauliques dans ce dernier) par l'aménagement d'un déversoir supérieur de forme trapézoïdale en plan, raccordé latéralement au canal de jaugeage par des murs en aile, l'espace entre le déversoir et l'entrée du canal servant de bassin de stabilisation
- radier du canal horizontal sur 7 m de longueur, puis avec pente de 5 o/oo
- cabine avec limnigraphe et installations de télétransmission des données, surmontant un puits qui communique par une ouverture avec le canal de jaugeage, de sorte que le niveau des eaux enregistré dans le puits correspond toujours à la hauteur d'eau dans le canal.

Un problème très important a toujours été et reste celui de la protection du radier du canal contre les forces d'érosion extraordinaires des eaux de la Massa. En effet, selon des estimations récentes, lorsque les débits atteignent ou dépassent environ 18 m³/s, la Massa charrie annuellement durant les mois d'été environ 40'000 m³ à 80'000 m³ de matériaux provenant essentiellement des moraines du front du glacier d'Aletsch. La quantité totale varie d'une année à l'autre, mais tout ce matériel transite par le chenal de jaugeage sans s'y déposer. Les influences des charriages variables en amont sont éliminées par le déversoir supérieur et celles en aval par le déversoir inférieur.

Parmi la série de mesures prises en vue de lutter contre l'érosion, on rappellera uniquement que la couche d'épaisseur de 38 mm protégeant initialement le radier du canal était constituée de plaques de basalte fondu, qui, en 10 ans d'exploitation, ont subi une usure variant entre 0 et 20 mm suivant les endroits. Depuis 4 ans, on procède par étape au remplacement de cette couche protectrice par des plaques d'acier de 20 mm d'épaisseur. Cette mesure a été dictée par des considérations relatives au coût du matériel et aux facilités de sa mise en place.

Les frais d'entretien de la station ont donc passé depuis 4 ans à environ Fr. 10'000.-/an en moyenne, alors que les frais d'exploitation proprement dits s'élèvent depuis longtemps déjà à environ Fr. 2'500.-/an. Le remplacement de

la couche de protection devrait contribuer à ramener d'ici 5 à 8 ans les frais totaux d'entretien et d'exploitation à un montant annuel moyen de Fr. 3'000.- à 4'000.-.

1.3 L'exploitation de la station

Le principe de la détermination des débits est le suivant: enregistrement en continu des variations de niveau d'eau et établissement, à l'aide d'une série de jaugeages échelonnés entre les basses eaux et les hautes eaux, de la relation existant entre les hauteurs d'eau et les débits. Les enregistrements de niveau d'eau permettent alors, en référence à cette courbe P/Q (Pegelstand/Abfluss), de connaître de façon permanente l'évolution des débits.

La détermination de ces courbes P/Q est d'une grande importance pour l'exactitude des valeurs de débits calculés sur cette base. Comme ces courbes ne restent en général pas stables dans le temps (érosion, atterrissements, variations du contrôle hydraulique etc.), leur surveillance continue est indispensable. C'est là une des tâches de base des fonctionnaires de campagne du Service hydrologique national. Au nombre de 8 pour l'ensemble du territoire suisse, ils effectuent régulièrement ces contrôles à 235 points du réseau hydrométrique fédéral (en moyenne 5 - 6 jaugeages par station et par an). Le bon fonctionnement de ce réseau est assuré en outre à l'aide des spécialistes chargés de l'entretien et de la mise à disposition des appareils de mesures, ainsi qu'avec le concours d'un corps de 252 observateurs locaux travaillant sous contrat.

Dans le cas de la Massa, un premier étalonnage de la relation P/Q a été réalisé par la VAW sur un modèle au 1:20. Cette relation n'étant pas tout à fait stable, on a fait, depuis le 30.6.1965 jusqu'au 6.4.1978, un total de 95 mesures d'étalonnage. Quelques considérations plus détaillées sur la précision de la courbe P/Q seront faites au chapitre 2.2.

Les conditions climatiques hivernales extrêmement rigoureuses que connaît la gorge de la Massa ont pour conséquence durant cette saison l'accumulation de quantité de neige considérables, ainsi que la formation de dépôts de glace importants dans le canal de jaugeage. L'exploitation de la station dans de telles conditions est pratiquement exclue. Etant donné que, pour les débits hivernaux inférieurs à $4 \text{ m}^3/\text{s}$, il n'intervient plus de partage des eaux entre les sociétés de forces motrices, mais que toute l'eau de la Massa est amenée à l'usine de

Mörel, la mesure précise des débits peut alors se faire à l'aide des déversoirs étalonnés du désableur de la prise d'eau d'Aletsch S.A., désableur se trouvant lui-même dans une caverne aménagée dans la masse rocheuse. Le passage "exploitation extérieure - exploitation caverne" et vice-versa a lieu aux mois d'octobre et d'avril. Les dates exactes sont déterminées chaque année, d'entente avec la direction de l'exploitation de l'usine de Mörel, sur la base des débits enregistrés au cours du mois en question.

2. Elaboration des données recueillies et leur analyse classique

2.1 Généralités

Les spécialistes chargés de l'élaboration des données et de leur analyse classique ont à leur disposition deux éléments de base: d'une part les feuilles limnigraphiques qui leur parviennent chaque semaine de la part des observateurs locaux, d'autre part les courbes P/Q fournies par les spécialistes de l'hydrométrie. Les enregistrements de niveaux sont alors digitalisés et la transformation de ces valeurs de niveaux en débits à l'aide des courbes P/Q correspondantes se fait entièrement au moyen de programmes de calculs électroniques. Par analyse classique des données on entend la phase qui s'opère dès l'élaboration et la critique des données brutes et qui conduit à la représentation chronologique des valeurs effectivement observées (débits journaliers, mensuels, annuels, débits classés, révision des moyennes interannuelles, des séries classées etc.). Par opposition à l'analyse hydrologique statistique visée au chapitre 3, la représentation chronologique peut être considérée comme une activité continue, selon une périodicité annuelle /2/. Il y a un intérêt évident à ce que ces travaux se déroulent de façon harmonisée pour l'ensemble d'un pays (coordination à assurer par un service hydrologique central).

2.2 Considération sur la précision des mesures

Pour la détermination des débits de la Massa publiés dans l'Annuaire hydrographique de la Suisse, on a utilisé plusieurs courbes hauteurs/débits établies visuellement.

A titre d'exemple, la précision de cette relation P/Q a été étudiée pour la période stable allant du 19.4.1968 au 21.4.1975. Une relation P/Q a été construite visuellement sur la base des 36 mesures effectuées durant cette période. Si l'on

étudie l'écart des points de mesure à la relation P/Q ainsi estimée, on constate que les résidus, c'est-à-dire les différences entre les débits mesurés et les débits estimés, exprimées en % du débit estimé, ont une moyenne de - 1.03 % et un écart standard de 5.14 %. Dans l'hypothèse d'une distribution normale, on peut déterminer l'intervalle de confiance pour une probabilité de confiance de 95 % par exemple. La relation

$$P (\mu - 1.96 \sigma < X \leq \mu + 1.96 \sigma) = 95 \%$$

donne un intervalle de confiance de $\pm 10.1 \%$, c'est-à-dire que 95 % des valeurs des débits se trouvent dans un intervalle de $\pm 10.1 \%$ autour de la courbe d'estimation. Ce résultat peut être considéré comme bon.

La courbe P/Q peut être construite de plusieurs façons /3/. Au lieu de l'estimation visuelle, on peut, quand la section de contrôle est uniforme et demeure invariable, construire une courbe mathématique. Habituellement la relation peut s'exprimer par l'équation

$$Q = C_1 (P - A)^{C_2}$$

où

Q est le débit

P est le niveau enregistré

A est le niveau enregistré qui correspond à un débit nul

C_1 , C_2 sont les constantes propres à la station.

Plusieurs méthodes permettent de déterminer les valeurs A, C_1 et C_2 . En ce qui concerne notre exemple, on a trouvé: A = 5.3, $C_1 = 1.26$ et $C_2 = 3.48$, donc

$$Q = 1.26 (P - 5.3)^{3.48}$$

En divisant le domaine de l'échelle en 3, et en ajustant un polynôme de 4e degré aux résidus, on obtient la relation:

$$Q = 3.48 (x - y)^{1.26}$$

avec $x = P - 5.3$

$y = 0.081$ pour $P < 6.20$ m

$y = 1.70 - 3.61949 x + 2.73224 x^2 - 0.88608 x^3 +$
 $0.10557 x^4$ pour

$6.20 \leq P \leq 8.44$ m

$y = 0.122$ pour $P > 8.44$ m

Pour cette courbe, on obtient une moyenne de + 0.062 et un écart standard de 4.27 des résidus, ce qui donne un intervalle de confiance de $\pm 8.4\%$.

Ces considérations générales sur la précision de la relation P/Q montrent que la qualité des valeurs de débits de la Massa publiées dans l'Annuaire hydrographique est très bonne.

2.3 Quelques résultats de l'analyse classique des données

Pour la période de mesure des débits de la Massa correspondant aux années 1965 - 1977 (publiés dans l'Annuaire hydrographique de la Suisse) on obtient les valeurs minima et maxima suivantes:

	Valeur instantanée maximale m^3/s	Moyenne journalière maximale m^3/s	Moyenne journalière minimale m^3/s	Moyenne mensuelle maximale m^3/s
Janvier	0.54	0.51	0.23	0.37
Février	0.50	0.38	0.21	0.31
Mars	1.30	1.02	0.18	0.58
Avril	7.30	6.18	0.19	2.29
Mai	24.0	21.1	0.67	8.76
Juin	87.0	67.5	4.45	32.1
Juillet	81.0	71.1	12.7	48.5
Août	105	84.6	8.21	54.0
Septembre	55.0	47.2	2.82	30.7
Octobre	42.0	37.2	0.93	11.1
Novembre	15.3	12.0	0.60	2.27
Décembre	1.30	0.95	0.34	0.71

Tableau 1 Valeurs minima et maxima des débits pour la période 1965 - 77

Le débit annuel moyen de cette période 1965 - 77 s'élève à $11.5 m^3/s$.

Les techniques actuelles de traitement électronique des données permettent, outre la préparation de l'Annuaire hydrographique /4/, d'élaborer et de mettre à disposition rapidement divers types d'analyses hydrologiques classiques couramment demandées par les utilisateurs.

La Fig. 3 illustre par exemple la variation des débits journaliers de la Massa pour une partie du mois de juillet 1975. On y reconnaît clairement les rythmes liés essentiellement aux effets des variations de la température de l'air sur la fusion du glacier. La période sans précipitations du 5 au 17 juillet - à l'exception du 11 juillet - se traduit par une augmentation progressive des débits. Les précipitations du 18 juillet sont par ailleurs bien marquées dans la partie correspondante de l'hydrogramme.

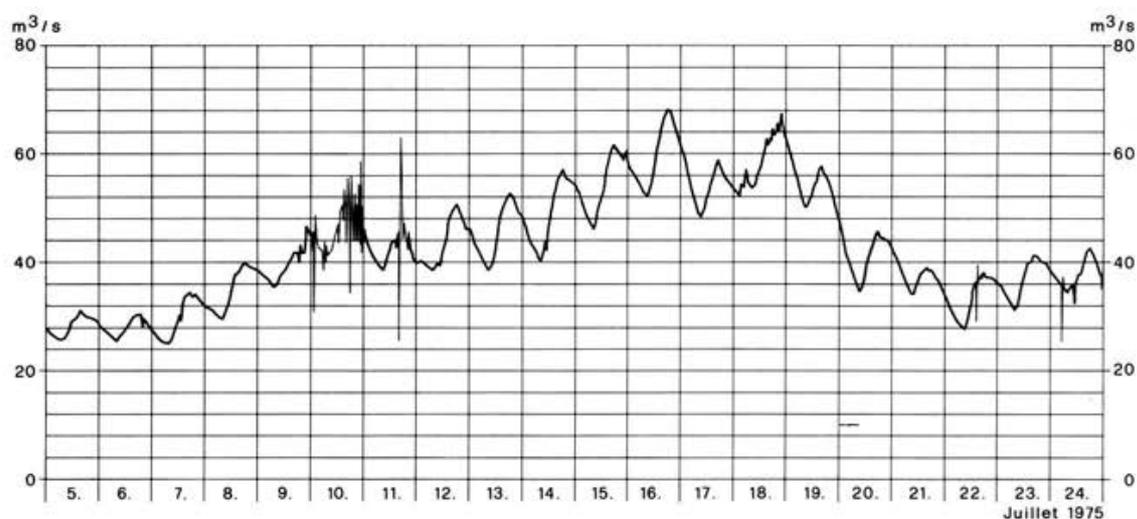


Fig. 3 Station Massa - Blatten. Variation des débits journaliers.
Juillet 1975

Un élément intéressant à signaler aussi est le fait que, en été, l'accumulation de blocs de glace à l'entrée du canal de jaugeage exerce souvent un effet momentané de barrage (baisse des débits au profil de jaugeage), la rupture de ces barrages entraînant ensuite la formation d'une brusque mini-crue (exemples: 10 et 11 juillet)

La Fig. 4 montre la variation des débits moyens journaliers durant l'année 1976. Elle illustre le type du régime alpin pur qui caractérise les cours d'eau des bassins versants glaciaires suisses (forts débits en été, faibles débits en hiver), et dont les grands traits se retrouvent, bien que sous une forme atténuée, dans les régimes du Rhin à Bâle et du système Rhône/lac Léman. Rappelons ici quelques caractéristiques du bassin versant de la Massa: surface de 195 km²; altitude moyenne de 2945 m. s. m; pourcentage de la couverture glaciaire: 66,6 % du bassin.

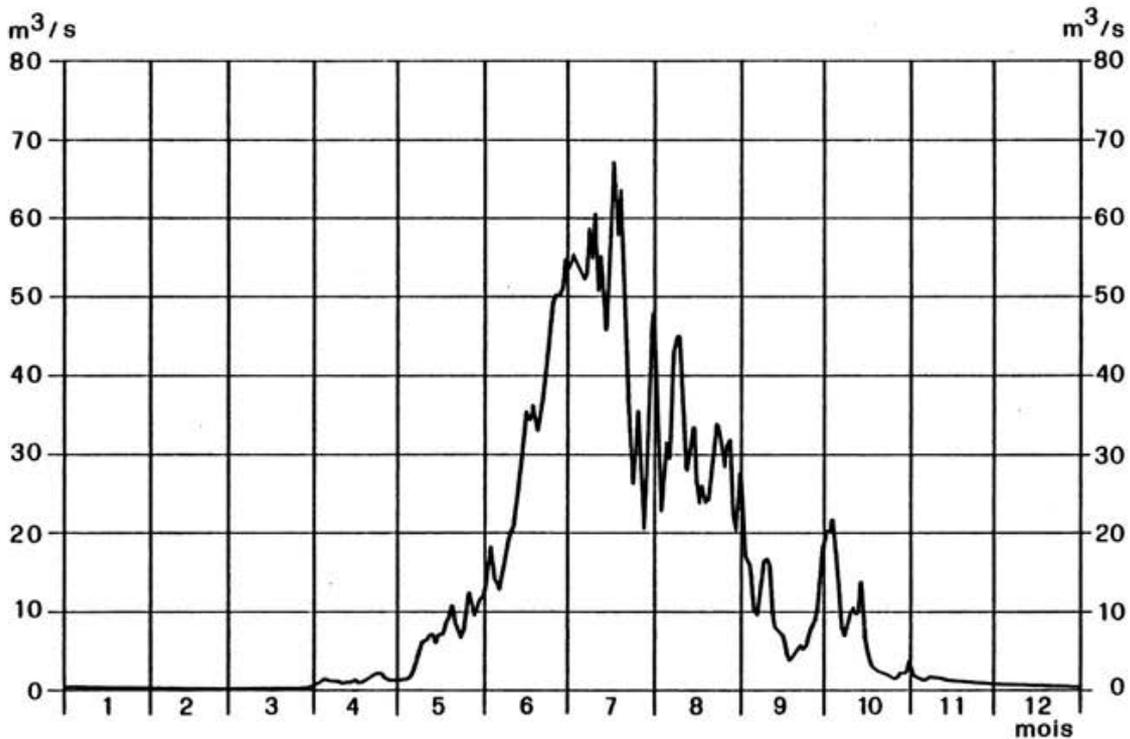


Fig. 4 Station Massa - Blatten. Variation des débits moyens journaliers. Année 1976

3. Analyses hydrologiques statistiques

3.1 Généralités

La mise à disposition de données hydrologiques de base sous une forme appropriée pour les utilisateurs implique un certain nombre de travaux d'analyse statistique et de mise en valeur des séries de mesures que l'on a collectées. /2/

La phase d'analyse statistique ne peut être opérée qu'après un laps de temps suffisant pour que les séries observées atteignent des durées assez longues (10 - 15 - 20 ans). Elle vise à définir les régimes à travers certaines valeurs caractéristiques et représentatives. Contrairement à la phase d'analyse classique, l'analyse statistique n'est habituellement pas effectuée de façon systématique et continue. Pour qu'elle ait un sens et un intérêt (amélioration de la connaissance du régime) on n'y procède généralement que tous les 5 ans ou davantage. On peut faire une distinction entre les analyses statistiques périodiques portant sur de grands bassins hydrographiques ou des bassins représentatifs exploités à long terme (tâche d'un service hydrologique central) et celles effectuées coup par

coup en vue de répondre à court terme aux questions liées à des projets d'aménagements concrets (tâche à réaliser, selon les circonstances, soit par les mandants eux-mêmes, soit par les organes les plus appropriés).

3.2 Analyse statistique des séries chronologiques

Les caractéristiques de la série des moyennes mensuelles de débits de la Massa pour les années 1965 à 1977, ainsi que celles de la série des moyennes annuelles pour la même période sont données dans le tableau 2.

	Moyenne	Ecart standard	Coefficient de dissymétrie	Coefficient de variation	Coefficient d'auto-régression	Coefficient d'auto-corrélation
	m ³ /s	m ³ /s	-	-	-	-
Jan.	.32	.04	-.18	.11	-.13	-.14
Fév.	.27	.03	-.31	.09	-.15	-.17
Mars	.36	.10	.62	.27	.11	.16
Avril	1.17	.48	.81	.41	-.27	-.30
Mai	6.03	1.70	-.11	.28	-.68	-.73
Juin	23.06	5.67	.21	.25	-.20	-.22
Juil.	39.56	5.05	-.23	.13	-.27	-.30
Août	37.92	8.13	.36	.21	.03	.04
Sept.	19.25	6.69	.03	.35	-.29	-.35
Oct.	7.28	2.80	-.52	.38	.27	.30
Nov.	1.44	.43	.47	.30	.23	.27
Déc.	.57	.07	.53	.13	-.07	-.09
Année	11.53	1.14	.22	.10	-.35	-.41

Tableau 2 Caractéristiques statistiques des séries de valeurs de débits pour la période 1965 - 77

Une analyse de l'homogénéité de ces séries montre qu'il n'y a pas de différences significatives entre ces valeurs.

Pour la courte série de mesures 1965 - 77, on a calculé les périodes de retour

et les probabilités de dépassement. Les résultats sont représentés dans la Fig. 5. Pour le calcul de la fréquence, on a utilisé les maxima annuels des débits et la loi de distribution Pearson-3.

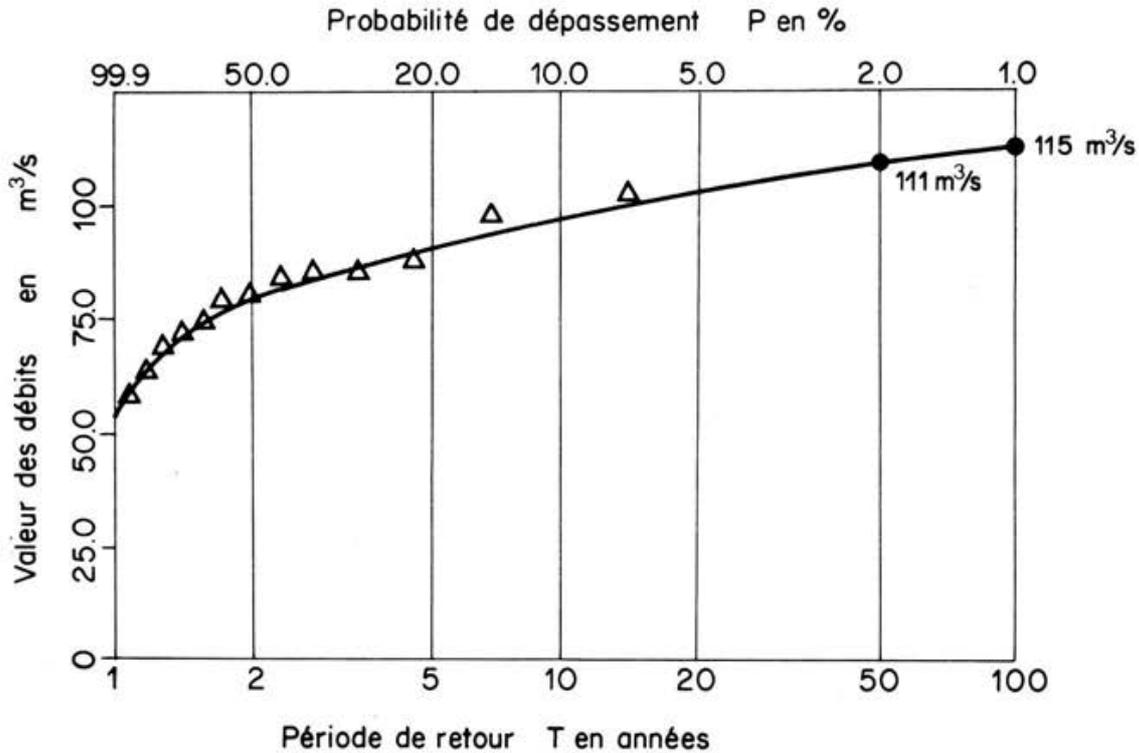


Fig. 5 Probabilités des crues

La Fig. 6 montre comment le coefficient d'autocorrélation des débits moyens journaliers diminue avec l'augmentation de l'intervalle de temps en jours, et à quel moment intervient l'indépendance. Selon le graphique, cette indépendance existe après 60 jours environ. Les coefficients d'autocorrélation ont été calculés d'après la formule

$$r_k = \frac{\sum_{i=1}^{n-k} x_i x_{i+k} - \frac{1}{n-k} \left(\sum_{i=1}^{n-k} x_i \right) \left(\sum_{i=k+1}^n x_i \right)}{\left[\sum_{i=1}^{n-k} x_i^2 - \frac{1}{n-k} \left(\sum_{i=1}^{n-k} x_i \right)^2 \right]^{0.5} \left[\sum_{i=k+1}^n x_i^2 - \frac{1}{n-k} \left(\sum_{i=k+1}^n x_i \right)^2 \right]^{0.5}}$$

et pour les limites de signification, on a utilisé la formule

$$F(k) = \frac{-1 + t(\alpha) \sqrt{n-k-1}}{n-k+1}$$

- α : probabilité d'erreur
- $t(\alpha)$: valeur de la fonction d'erreur de Gauss correspondant à α
- k : numéro d'ordre

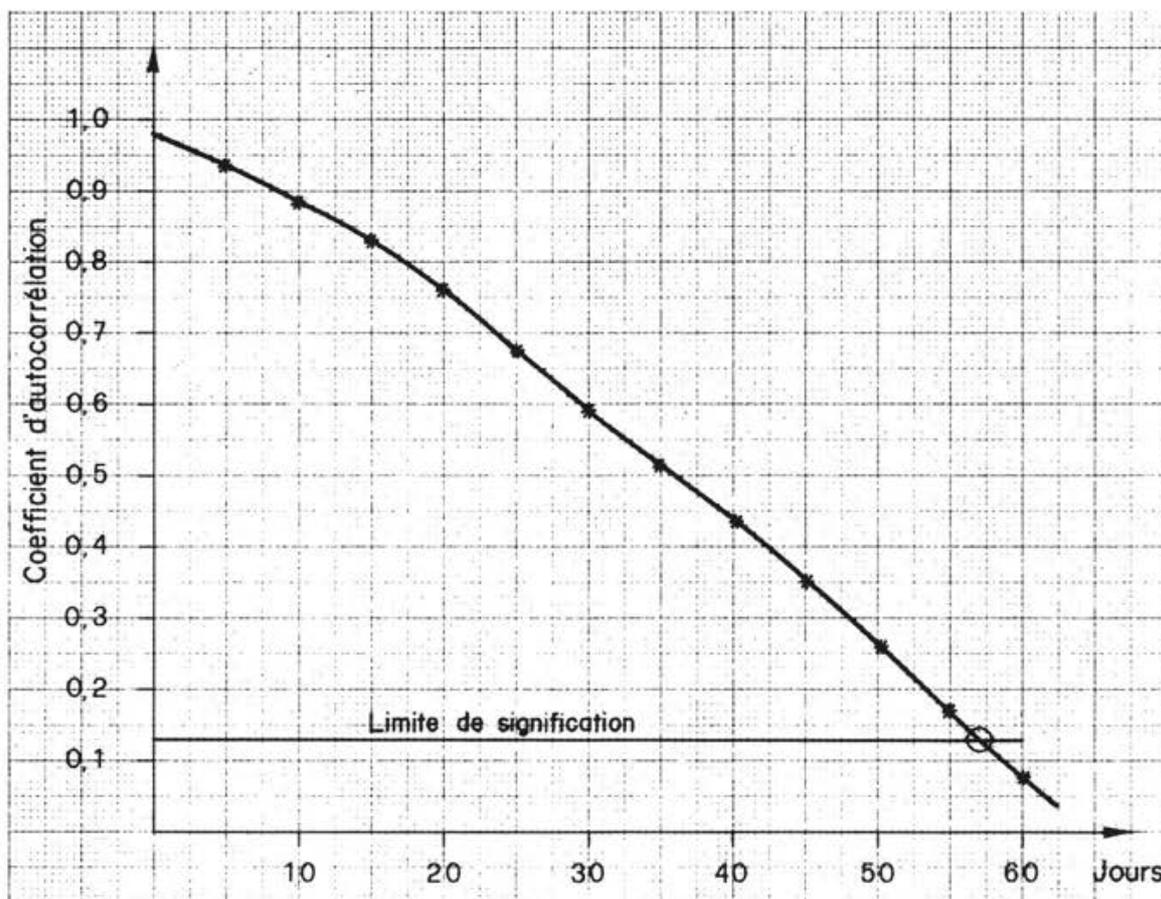


Fig. 6 Fonction d'autocorrélation des débits moyens journaliers

3.3 Etude des bilans hydrologiques

Les valeurs des débits à la station de la Massa - Blatten sont un élément très important pour la détermination du bilan hydrique de la région d'Aletsch. Le tableau 3 donne une comparaison entre les débits et le bilan de la masse du glacier d'Aletsch. Les valeurs des débits sont tirées de l'Annuaire hydrographique de la Suisse et le bilan de masse de la publication IAHS "Fluctuations of Glaciers" /6/.

L'hydrogramme montre une relation étroite avec la courbe de la température de l'air. A titre d'exemple, les débits moyens journaliers de la Massa ont été comparés avec les températures moyennes journalières à Sion pour la période allant du 1er mai au 30 septembre 1976. Les valeurs des températures ont été décalées d'un jour par rapport aux valeurs des débits (lag 1). La moyenne des débits est de $25.6 \text{ m}^3/\text{s}$ et l'écart standard est de $17.6 \text{ m}^3/\text{s}$. Les valeurs correspondantes de la température de l'air sont de 17.6°C et 3.7°C . La comparaison entre les deux séries donne un coefficient de corrélation de 0.82.

Si l'on prend le débit Q comme variable dépendante et la température de l'air L comme variable indépendante, l'équation de la droite de régression est la suivante :

$$Q = - 42.55 + 3.87 L$$

Cette relation entre débit et température de l'air n'est pas stationnaire, car les débits dépendent encore d'autres paramètres variables dans le temps. On trouvera une étude dans ce domaine dans /5/.

Période 1.10 - 30.9	Débit de la Massa à Blatten mm H ₂ O/Année ¹⁾	Bilan de la masse du glacier d'Aletsch mm H ₂ O/Année ²⁾
1965/66	1802	+ 620
1966/67	2020	+ 300
1967/68	1699	+ 670
1968/69	1827	+ 310
1969/70	2142	- 120
1970/71	2113	- 710
1971/72	1647	- 220
1972/73	2129	- 530
1973/74	1712	+ 70
1974/75	1770	+ 560
1) lame d'eau en mm sur l'ensemble du bassin versant de la station Massa - Blatten ($F_E = 194.7 \text{ km}^2$) 2) équivalent d'eau en mm correspondant à la surface du glacier ($F_G = 129 \text{ km}^2$)		

Tableau 3 Débits de la Massa et bilan de la masse du glacier d'Aletsch pour les années 1965 - 75

Remerciements

Les auteurs tiennent ici à exprimer leur reconnaissance et leur admiration à M. le Professeur Kasser pour sa contribution absolument remarquable à l'avancement des connaissances hydrologiques et glaciologiques au plan suisse et au plan international. Leur reconnaissance va également aux divers collaborateurs du Service hydrologique national qui ont apporté une contribution au présent exposé. Ils saisissent aussi cette occasion pour renouveler leur gratitude à la direction de l'exploitation d'Aletsch S.A., et au chef de l'usine hydro-électrique de Mörel, dont la coopération facilite grandement l'exploitation de la station hydrométrique de la Massa.

Littérature

- /1/ Eine aussergewöhnliche Wassermessstation
Eidg. Amt für Wasserwirtschaft. 31. August 1965
- /2/ Dubreuil, P., 1974. Initiation à l'analyse hydrologique.
Masson et Cie, Orstom
- /3/ Norme internationale ISO 1100. Mesure de débit des liquides
dans les canaux découverts - Etablissement et fonctionnement
d'une station de jaugeage et détermination de la relation
hauteur-débit
- /4/ Annuaire hydrographique de la Suisse
- /5/ Lang, H., 1970. Ueber den Abfluss vergletscherter Einzugs-
gebiete und seine Beziehung zu meteorologischen Faktoren.
Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau und Erdbau,
ETH-Z, Nr. 85
- /6/ Fluctuations of Glaciers 1970-1975, Vol.III, IAHS (ICSU) - Unesco,
1977

Adresse des auteurs:

Dr. Ch. Emmenegger
Dr. M. Spreafico
Service hydrologique national
Case postale 2742
CH-3001 Berne

VERSCHIEBUNGSMESSUNGEN AUS LUFTBILDERN

André Flotron, Meiringen

Der Gedanke, Verschiebungen von Geländeabschnitten oder Deformationen von Objekten aus photographischen Bildern zu messen, ist so alt wie die photogrammetrische Messtechnik. Es liegt ja nahe, Verschiebungen als Lagedifferenz von Punkten zu berechnen, deren jeweiliger Standort durch photogrammetrische Auswertung zeitlich aufeinander folgender Photoaufnahmen bestimmt wird. Bei der Anwendung dieser Methode stösst man aber immer auf die Schwierigkeit, in den verschiedenen Aufnahmen identische Objektpunkte zu finden, wenn solche nicht permanent signalisiert sind.

A. Buchholz wies schon im 1900 auf die Möglichkeit hin, die in der Bildebene liegenden Verschiebungskomponenten zwischen zwei gleich orientierten Photos direkt zu beobachten. Er zeigte, dass die durch die Objektwanderung erzeugten Differenzen der Abbildungen (Parallaxen) biskopisch als räumlicher Stereoeffekt gemessen werden können, vorausgesetzt, dass sich die Oberflächenstruktur im Zeitraum zwischen den beiden Aufnahmen nicht zu stark verändert. Diese simultane Beobachtung der zu vergleichenden Bilder mittels der Stereoskopie bringt zwei Vorteile: erstens eine höhere Sicherheit der Messung, weil die Zuordnung homologer Punkte durch stereoskopisches Sehen fraglos ist und zweitens eine höhere Genauigkeit dank stereoskopischer Messung.

Seit der intensiven Anwendung dieser Messmethode durch R. Finsterwalder /1/ an Gletschern in den österreichischen Alpen und im Pamir, ist sie zur Bestimmung von Gletscherbewegungen oft eingesetzt worden. Es seien dazu die Angaben von Kick /2/ erwähnt und die Auswertungen des Verfassers am Hängegletscher des Weissorns bei Randa (Röthlisberger /3/). Bei diesen Beispielen wurden terrestrische Photos verwendet, die stets mit derselben Kamera vom gleichen Standpunkt aus und mit gleicher Orientierung aufgenommen wurden. Die innere und die äussere Kameraorientierung der zu vergleichenden Aufnahmen waren somit identisch und die auftretenden Parallaxen ausschliesslich durch Objektbewegungen bedingt.

Es ist klar, dass die Voraussetzung gleicher äusserer Kameraorientierung bei

Flugaufnahmen nicht eingehalten werden kann. Die Bildparallaxen sind deshalb Funktionen, sowohl der Objektwanderung wie der veränderten Kamera-Achsrichtungen der beiden Vergleichsbilder und, infolge der nicht identischen Aufnahmeorte, des Abstandes der Geländepunkte zur Kamera, d.h. des topographischen Reliefs. Um die den Objektbewegungen zuzuschreibenden Parallaxanteile zu erhalten, müssen somit die aus den ungleichen Orientierungsdaten der Luftbilder und der Topographie des Aufnahmeobjektes resultierenden Parallaxanteile eliminiert werden. Verfahren dazu haben, anlässlich von Auswertungen der im Rahmen der EGIG 1957 durchgeführten Vermessungsflüge von grönländischen Gletschern, W. Hofmann /4/ und R. Finsterwalder /5/, angegeben. Diese Methoden fanden aber wenig Eingang in die photogrammetrische Praxis, wohl weil sie etwas umständlich durchzuführen sind.

Zur geometrisch korrekten Lösung des Problems bieten sich heute die modernen Mittel der Orthophototechnik oder der analytisch-numerischen Auswertung an, aber beide Systeme benötigen einen wesentlichen instrumentellen und systemtechnischen Aufwand; deshalb wurden sie bis heute nicht eingesetzt für die Erfassung von Gletscherbewegungen.

Ein weiterer Lösungsweg, der die geometrischen Bedingungen exakt erfüllt und die hohe Auswertegenauigkeit der Analog-Auswertegeräte voll ausnützt, ist nachstehend beschrieben. Diesem Prinzip liegt die Idee zugrunde, dass die unerwünschten, zu eliminierenden Parallaxanteile genau den Parallaxen entsprechen, die in der stereophotogrammetrischen Auswertetechnik zur Ermittlung der dritten, in der ebenen Abbildung der Photo verlorenen Dimension entsprechen. Setzen wir also die Topographie eines Geländeabschnittes als bekannt voraus, dann können die Bildparallaxen eines Stereopaars berechnet werden, sozusagen als inverser Prozess der üblichen Stereoauswertung.

Es ist offensichtlich, dass diese Berechnung einfach durch ein Analog-Auswertegerät geschehen kann, in dem im orientierten Stereomodell koordinatenmässig bekannte Geländepunkte eingestellt werden. Vorausgesetzt das Gelände sei unbewegt, dann müssen die durch die Gerätemechanik erzeugten Parallaxen Bildmessmarke genau den effektiv vorhandenen entsprechen, das heisst, die räumlich gesehene Messmarke muss im Stereomodell "auf dem Gelände aufsitzen". Ist dies nicht der Fall, müssen die noch vorhandenen Parallaxen den gesuchten Verschiebungen des Geländes entsprechen. Sie können mit den Basiselemen-

ten des Auswertegerätes gemessen werden.

Im praktischen Fall dient folgendes Vorgehen:

Von dem sich bewegenden Gelände werden in zeitlichem Abstand Stereomodelle über normal dimensionierte Raumbasen aufgenommen. Beide Bfliegungen werden als digitale Geländemodelle ausgewertet, indem von lagemässig nach Landeskoordinaten identischen Punkten die Höhenkoten registriert werden. Aus der Differenz der Höhenkoten beider Auswertungen ist die z-Komponente ΔH der Geländeverschiebung unmittelbar bestimmt.

Nun wird am Auswertegerät in einer Kammer ein Bild aus der ersten und in der anderen eines aus der zweiten Bfliegung eingelegt, wobei ein Bildpaar mit möglichst kleiner Raumbasis gewählt wird. Das Modell wird orientiert, entweder durch Uebernahme der bei den topographischen Auswertungen bereits bestimmten Achsrichtungen und Luftaufnahmeorte oder besser durch Rückwärtseinschnitt der einzelnen Bilder bezüglich fixer Passpunkte. Anschliessend werden die zu messenden Punkte im Modellraum nach Koordinaten "angefahren". Da im Normalfall die vorher bereits bestimmte z-Verschiebung ΔH vorhanden ist, müssen für beide Bilder verschiedene Höhenwerte eingestellt werden. Im Auswertegerät sind die Aufpunkthöhen der Lenker identisch; die Differenz kann aber gleichwertig als vertikale Basiskomponente b_z eingegeben werden, die als Produkt der Höhendifferenz ΔH mit dem Massstabsfaktor des Modelles berechnet wird. Die nun noch verbleibenden Parallaxen entsprechen den Geländeverschiebungen in der Projektionsebene des Modelles. Sie können mittels der Basiseinstellelemente b_x und b_y weggestellt werden. Ihren Differenzen zu den bei der Modellorientierung erhaltenen Nullwerten, multipliziert mit der Modell-Massstabszahl, ergeben die effektiven Verschiebungen im Gelände.

Werden mittels den Dove-Prismen die maximalen Parallaxen auf die Okularbasis ausgerichtet, dann entsteht ein biskopisch praktisch ungestörtes Raumbild, in dem die in der Analogauswertung üblichen Einstellgenauigkeiten erzielt werden. Unter günstigen Umständen, d. h. bei guten Messbildern und Geländebewegungen, die etwa einer laminaren Strömung entsprechen, werden mit dieser Methode die horizontalen Verschiebungsvektoren mit einer Genauigkeit von wenigen Zehntelpro-mille der Flughöhe erhalten. Die Resultate lassen sich gut kontrollieren durch eine zweite, praktisch unabhängige Messung mit der umgekehrten Bildkombination.

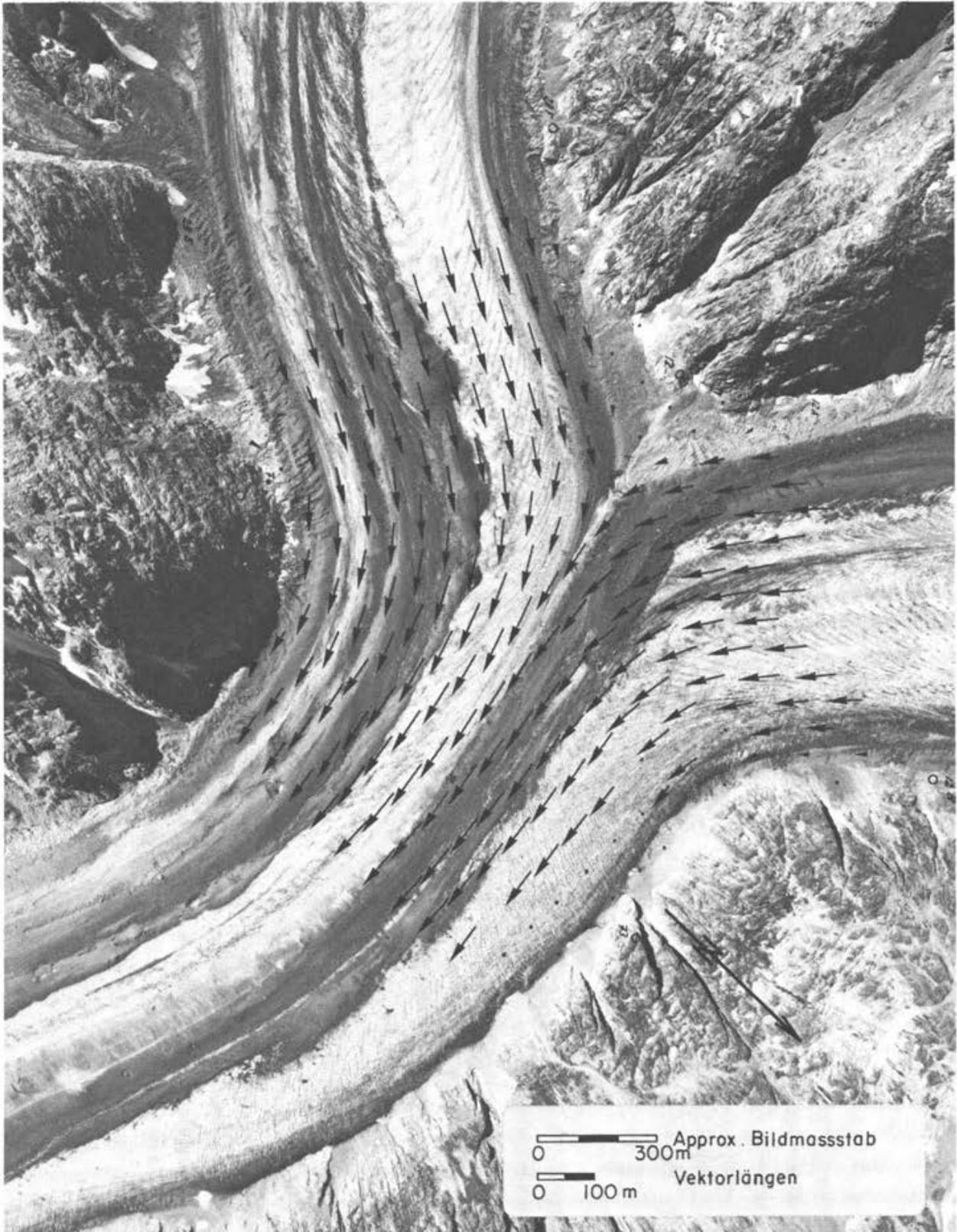


Abb. 1 Zusammenfluss des Finsteraar- und Lauteraargletschers zum Unteraargletscher. - Verschiebungen vom 24. 8. 1973 bis zum 22. 9. 1975. Flugaufnahme der Eidg. Vermessungsdirektion vom 22. 9. 1975.

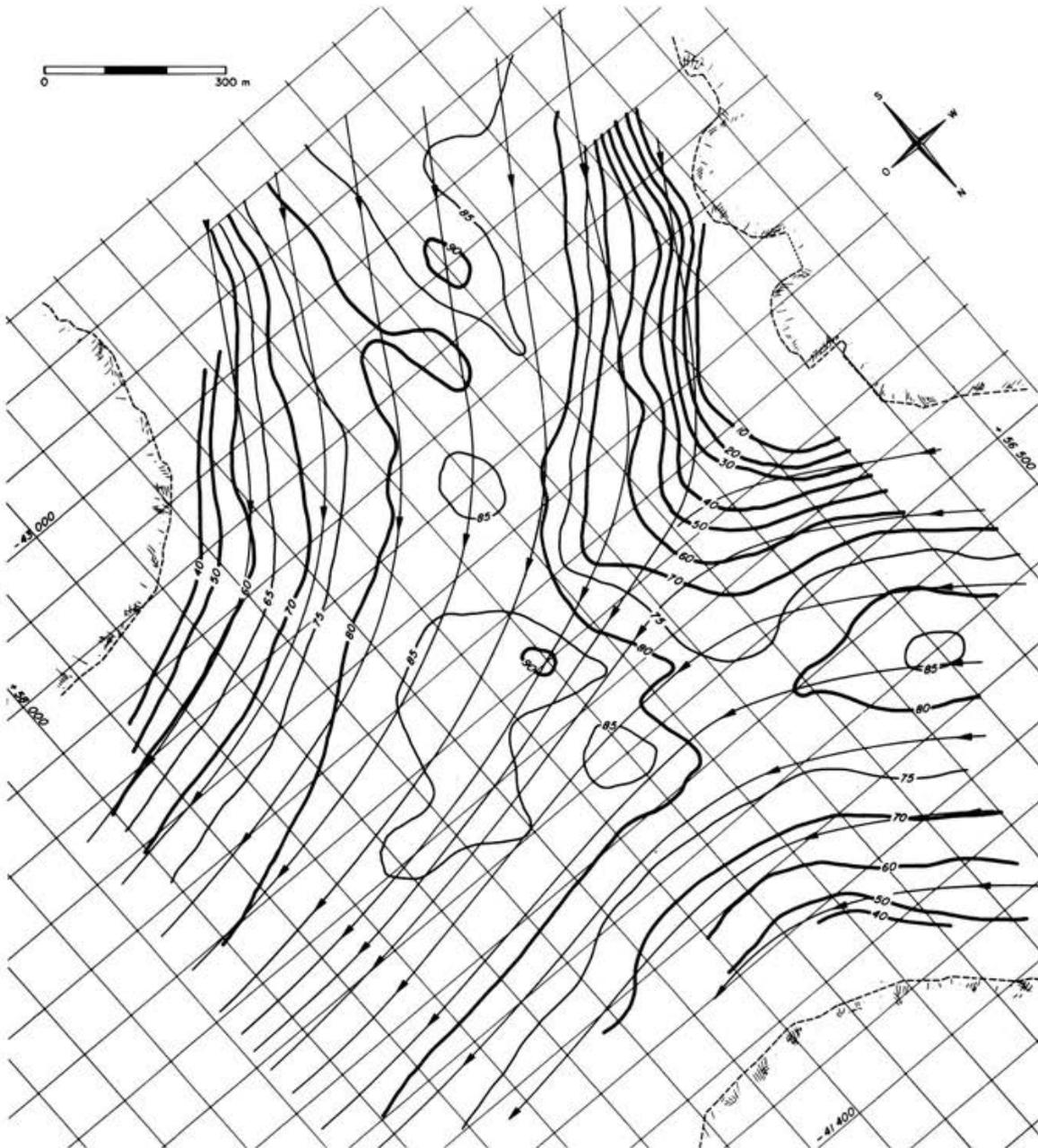


Abb. 2 Linien gleicher Geschwindigkeiten und Fliesslinien, gezeichnet aus den Vektoren der Abbildung 1.

Mit dieser Methode sind bisher einige Arbeiten mit gutem Erfolg ausgeführt worden. Die beiden Abbildungen 1 und 2 zeigen als Beispiel die Studie über Geschwindigkeitsverteilung und Strömungsbild beim Zusammenfluss des Finsteraar- und Lauteraargletschers zum Unteraargletscher.

Literatur

- /1/ Finsterwalder R.: Geschwindigkeitsmessungen an Gletschern mittels
Photogrammetrie.
Zeitschrift für Gletscherkunde, Band 19, p. 251 ff, 1931
- /2/ Kick, W.: Measuring and Mapping of Glacier Variations.
Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 3, p. 775 ff, 1966
- /3/ Röthlisberger, H.: Möglichkeiten und Grenzen der Gletscherüberwachung.
Neue Zürcher Zeitung Nr. 196, 1974
- /4/ Hofmann, W.: Bestimmung von Gletschergeschwindigkeiten aus Luft-
bildern.
Bildmessung und Luftbildwesen, 1958, p. 71 ff
- /5/ Finsterwalder R.: Measurement of Ice Velocity by Air Photogrammetry.
Internat. Union of Geodesy and Geophysics, Symp.
Chamonix 1958

Adresse des Verfassers:
Dipl. Ing. André Flotron
Bahnhofstrasse
CH-3860 Meiringen

DER RÄUMLICH-ZEITLICHE ABLAUF VON NIEDERSCHLAGSFELDERN
IM SCHWEIZERISCHEN RHEINGEBIET

D. Grebner und H. Jensen, Zürich

Zusammenfassung

Im Zusammenhang mit Untersuchungen über Niederschlags-Abfluss-Modelle, die auf kleinen Zeitschritten beruhen, werden Interpolationsverfahren für folgende vier Aufgaben gebraucht :

- zur Interpolation von lückenhaften Pluviographenregistrierungen;
- zur zeitlichen Aufteilung der Niederschlagsmessungen von Stationen mit Tagessummen;
- zur Schätzung des räumlich-zeitlichen Niederschlagsverhaltens zwischen den Messstellen;
- zur Schätzung der räumlich-zeitlichen Verteilung einer vorhergesagten Gebietsniederschlagssumme.

Im vorliegenden Bericht wird ein einfaches Verfahren zur Bestimmung der Zuggeschwindigkeit meteorologischer Felder beschrieben, das die Berücksichtigung von Zeitunterschieden bei der räumlichen Interpolation von Niederschlagsmengen ermöglicht.

1. Einführung

Für die kurzfristige Vorhersage der Abflüsse im Gebiet des schweizerischen Mittellandes werden Niederschlagsdaten mit relativ starker zeitlicher und räumlicher Auflösung benötigt. Bei der Beschaffung und Auswertung der uns zugänglichen Pluviographenaufzeichnungen ergab sich die Notwendigkeit, ein Verfahren für die zeitliche und örtliche Interpolation der halbstündlichen Niederschlagssummen zu entwickeln. Die Gründe hierfür sind folgende :

- Bei den Pluviographen-Registrierungen treten zum Teil grössere Lücken auf.
- Das Netz der Stationen ist, verglichen mit dem System der untersuchten Teil-Einzugsgebiete, sehr weitmaschig. Es müssen deshalb auch Tagessummen meteorologischer Stationen mitverwendet und zu diesem Zweck näherungsweise in Stundenwerte unterteilt werden.

Die in der Literatur beschriebenen Interpolationsverfahren (vgl. z.B. Mendel 1977) erschienen uns in dem Sinne unvollständig, als sie den Zeitunterschieden zwischen den miteinander in Beziehung gebrachten Punkten der Einzugsgebiete keine Rechnung tragen.

Die Durchsicht der Datenliste - entstanden aus halbstündig digitalisierten Pluviographenaufzeichnungen einer Anzahl von Stationen - lässt nämlich oft systematische Zeitunterschiede im Auftreten grösserer Niederschlagsereignisse von Station zu Station erkennen, die bei der Interpolation berücksichtigt werden müssen. Es wurde deshalb nach einem einfachen Verfahren für die objektive Bestimmung dieser Zeitunterschiede gesucht.

2. Daten

Der Untersuchung liegen Niederschlagsregistrierungen aus den Jahren 1965 bis einschliesslich 1970 jeweils von den Monaten März bis September zugrunde. Auf die Wintermonate wurde vorläufig und im Hinblick auf die Anwendung verzichtet.

Die Messstationen sind :

Lausanne	Luzern	Münsterlingen
Neuchâtel	Zürich	St. Gallen
Bern	Uster	Chur
Oeschberg	Altdorf	Arosa
Schaffhausen		

Die verwendeten Messstationen werden von folgenden Aemtern betrieben :

Schweizerische Meteorologische Zentralanstalt:	8 Geräte
Städtische Bauämter:	4 Geräte
Kantonales Amt für Umweltschutz und Wasserwirtschaft:	1 Gerät

Zwischen Aufzeichnungen von festem und flüssigem Niederschlag wurde wegen der geringen Anzahl brauchbarer Fälle mit festen Niederschlägen in den ausgewählten Monaten nicht unterschieden; somit findet nur die neutrale Bezeichnung "Niederschlag" Verwendung.

Die ausgewerteten Streifen boten je nach Typ und Fabrikat der Geräte kleinste zeitliche Auflösungen zwischen 5 und 30 Minuten. Für die Digitalisierung legten verschiedene Gründe die allen Registrierungen gemeinsame kleinste Auflösung einer halben Stunde als Zeitschritt nahe. Alle Registrierungen waren auf 1/10 mm Niederschlagshöhe auswertbar. Diese Genauigkeit bezieht sich jedoch auf die graphische Auflösung, nicht auf die Wiedergabe des tatsächlich gefallenen Niederschlages.

3. Räumlich-zeitliches Interpolationsverfahren

3.1 Meteorologische Voraussetzungen

Die Untersuchung der ausgewerteten Daten hinsichtlich eines Interpolationsverfahrens geht davon aus, dass in fast allen Fällen ein am festen Ort auftretendes Niederschlagsereignis einem verursachenden meteorologischen Feld grösserer Ausdehnung entstammt. Entsprechend dieser überregional ablaufenden Ursache besteht ein Zusammenhang zwischen den gemessenen Niederschlagsabläufen an verschiedenen festen Orten.

Da die Niederschlagsursache an sehr unterschiedliche dynamische Erscheinungen der Atmosphäre gebunden sein kann, wird im weiteren nur allgemein von Niederschlagsfeldern gesprochen, auch im Fall von nicht homogenen Schauerfeldern.

Die Untersuchung erfolgte im Hinblick auf die leichte Anwendbarkeit vorerst ausschliesslich anhand der digitalisierten Niederschlagsabläufe in den Datenlisten. Die meteorologische Ursache der Einzelfälle trat ganz in den Hintergrund. Erst nach Abschluss der Untersuchung sollte geprüft werden, welche der meteorologischen Strömungsverhältnisse in den gewonnenen Typen der Niederschlagsfelder in Erscheinung treten.

Der Niederschlagsbeginn an einer Station nach einer allen Stationen gemeinsamen Niederschlagspause wird gleichgesetzt mit dem Eintreffen des Niederschlagsfeldes am betreffenden Ort. Somit kennt man mit Hilfe mehrerer Stationen die Zuggeschwindigkeit und die horizontale Ausdehnung des Randes eines Niederschlagsfeldes. Die Zuggeschwindigkeit, bestimmt anhand der Datenliste, ist die Summe aus Eigenbewegung (Advektion) und Feldänderung (individuelle Aenderung: Feldaufbau, -abbau). Die Untersuchung beschränkt sich auf die Zuggeschwindigkeit als Ganzes.

3.2 Definitionen

In der vorliegenden Beschreibung werden folgende Begriffe verwendet:

Feldrand: Rand eines Niederschlagsfeldes, der in einer von seiner Zuggeschwindigkeit abhängigen zeitlichen Folge die Orte mit ausgewerteten Pluviographenregistrierungen erreicht. Der Feldrand wird dort angenommen, wo eine Station nach bzw. vor einer Niederschlagspause erstmals bzw. letztmals

Niederschlag aufweist. Der Feldrand als Begrenzung eines zeitlichen und räumlichen Feldes markiert sowohl das auf-, wie das abziehende Feld, d.h. den Niederschlagsbeginn und das Niederschlagsende.

Aufzugsstation: Pluviographenstation, die bei einem aufziehenden Niederschlagsfeld als erste unter den ausgewerteten Stationen vom Feldrand erreicht wird.

Feld-Typ: Niederschlagsfelder mit gleicher Aufzugsstation werden zu typischen Gruppen zusammengefasst.

3.3 Auswahl und Klassierung der Niederschlagsfelder

Zur Untersuchung wurde möglichst jedes Niederschlagsereignis herangezogen, das einen sichtbar aufziehenden Feldrand besass, mit einer oder mehreren Aufzugsstationen. Die Auswahl der zutreffenden Fälle erfolgte empirisch. Es wurden auch Fälle herangezogen, in denen einzelne Stationen ausser möglichen, unmerkten Niederschlagspausen von weniger als 1/2 Stunde, Pausen von mehr als 1/2 Stunde aufwiesen, solange das synoptische Bild über alle Stationen den Charakter eines geschlossenen Niederschlagsfeldes behielt.

Die häufigsten Feldtypen sind in folgender Tabelle aufgeführt:

Feld-Typ	Anzahl Fälle	
	absolut	relativ
LA (Lausanne)	153	40 %
NE (Neuchâtel)	95	25 %
SH (Schaffhausen)	32	8 %
LU (Luzern)	25	7 %
AL (Altdorf)	24	6 %
AR (Arosa)	41	11 %
LA v NE	214	56 %
LU v AL	47	12 %
OE v BE (Oeschberg, Bern)	81	21 %
CH v AR (Chur, Arosa)	50	13 %
Total	381	100 %

3.4 Bestimmung der Laufzeiten mittels der Korrelationsfunktionen

Eine objektive Methode zur Bestimmung eines mittleren Zeitunterschiedes zwischen zwei Zeitreihen $x(t)$ und $y(t)$ über kürzere oder längere Zeitintervalle liefert die Korrelationsfunktion $r(s)$, d.h. der Korrelationskoeffizient der Variablen $x(t)$ und $y(t+s)$ bei festem s . Sie besteht darin, dass als Laufzeit s^* jener Zeitunterschied s betrachtet wird, für den die Korrelationsfunktion ihr Maximum annimmt. Diese Methode, die z.B. bei stündlichen Abfluss-Zeitreihen mit Erfolg angewandt werden kann, hat im Falle der Niederschlagsreihen völlig versagt. Bei der Anwendung auf einzelne Niederschlagsfelder hat es sich gezeigt, dass mehrere Spitzen in der Korrelationsfunktion auftreten können, die alle von gleicher Größenordnung sind, und deren Lagen sehr stark vom Zeitintervall abhängen, das für die Berechnung gewählt wird. Dies war auch dann der Fall, wenn anstelle der halbstündlichen Niederschläge gleitende Mittelwerte über mehrere Zeitschritte oder wenn fortlaufende Summen untersucht wurden. Die Methode musste deshalb fallengelassen werden.

3.5 Anteil-Laufzeit-Methode

Hingegen hat sich eine andere Methode zur Beschreibung des zeitlich-räumlichen Ablaufes von Niederschlagsfeldern im Mittel wie auch im Einzelfall als geeignet erwiesen, die wir im folgenden beschreiben wollen.

Für jedes ausgewählte Niederschlagsereignis wird der Niederschlag an jeder Station zwischen aufziehendem und abziehendem Feld aufsummiert und die so erhaltene Summenfunktion normiert durch Division durch ihren Endwert. - Der Endwert der Summenfunktion ist gleich der Niederschlagssumme über ein Niederschlagsfeld an einer festen Station.

Die Niederschlagsmengen der einzelnen Stationen sind somit untereinander vergleichbar und es lassen sich Zeitpunkte bestimmen, an denen die normierte Summenfunktion beliebige, aber für alle Stationen gleiche Werte annimmt, z.B. 10, 20, ... 100 %. Die Abbildung 1 zeigt ein Beispiel.

Diese Werte stellen Quantile der zeitlichen Verteilung des Niederschlages dar, wofür im weiteren die Bezeichnung "Quantile" genügen soll. Das 0%-Quantil an einer Station ist dann gleich dem Zeitpunkt, in welchem der Rand eines Niederschlagfeldes die Station erreicht.

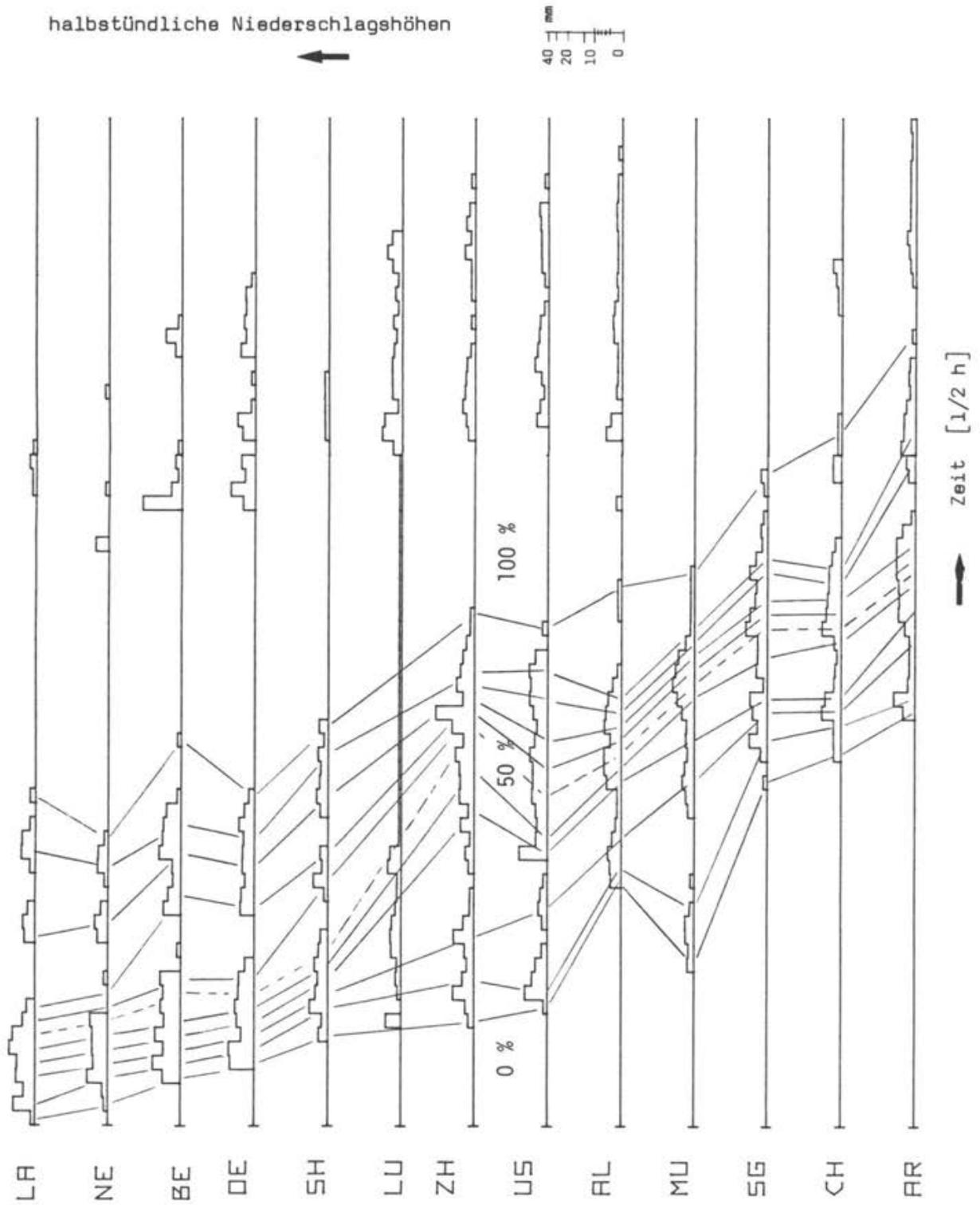


Abb. 1. Beispiel eines Niederschlagsfeldes vom Typ LAUSANNE (LA) (29. 8. 1966) mit Quantilen 0, 10, 20, . . . , 90, 100 %.

Trägt man die Stationen in der Reihenfolge ihrer mittleren 0%-Quantile eines Feldtyps chronologisch untereinander auf, so ergibt sich für jeden Feldtyp eine Stationsreihenfolge, die im Prinzip über die meisten weiteren Quantile erhalten bleibt (Abb. 2 und 3, obere Hälfte).

Die mit wachsendem Quantil zunehmende Unruhe im chronologischen Stationsverlauf besitzt ihre wesentliche Ursache :

- a) in der zum Teil geringen Anzahl von Fällen pro Feldtyp (siehe Tab. 1);
- b) im Einfluss der Orographie, der im übrigen unterschiedlich auf die verschiedenen Feldtypen wirkt;
- c) in der subjektiven Auswahl bzw. Festlegung von Anfang und Ende eines Niederschlagsereignisses in den Datenlisten;
- d) darin, dass Niederschlagsfelder eines Typs nicht in jedem der Fälle alle Stationen erreichen;
- e) in der unterschiedlichen Entwicklung ähnlicher meteorologischer Ausgangslagen.

Die Quantile in den Abbildungen 2a und 3a verkörpern gleichzeitig die mittlere graduelle Zuggeschwindigkeit des Randes jedes betreffenden Feldtyps. Also lassen sich zwischen den ihrem geographischen Standort zugewiesenen 0%-Quantilen Isochronen der Zugdauer des mittleren aufziehenden Feldrandes der einzelnen Feldtypen zeichnen (Abb. 2b, 3b). Die Isochronen wurden von Hand eingezeichnet und geglättet, da die geringe Anzahl Stationen keine detailliertere Genauigkeit zulässt.

Automatische Glättung durch Funktionen ersten oder zweiten Grades in den Koordinaten lässt sich bei genügender Vorsicht ebenfalls durchführen. In der Abbildung 4 werden linear ausgeglichene Quantile miteinander verglichen: es zeigt sich, dass der Geschwindigkeitsvektor sich während des Ablaufes des Feldes - im Mittel der Stichprobe - wenig ändert.

Die Isochronendarstellung zeigt explizit, was auch den 0%-Quantilen in Abb. 2a, 3a entnommen werden kann: im Mittel benötigen die aufziehenden Ränder der verschiedenen Feldtypen minimal 5, bei gleichzeitig grösserer Distanz maximal 7 Stunden, um das gesamte Einzugsgebiet des Rheins der Schweiz in der typspezifischen Zugrichtung zu überstreichen.

Bei der routinemässigen Anwendung auf das einzelne Niederschlagsfeld eignet sich die lineare Interpolation zwischen unmittelbar benachbarten Stationen am besten.

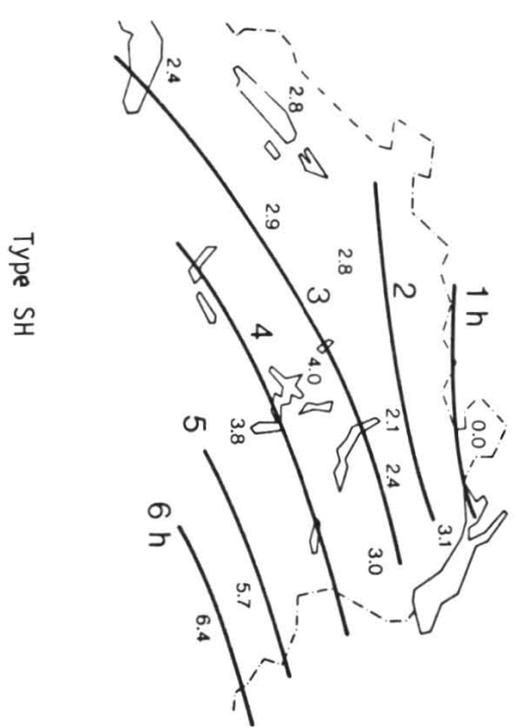
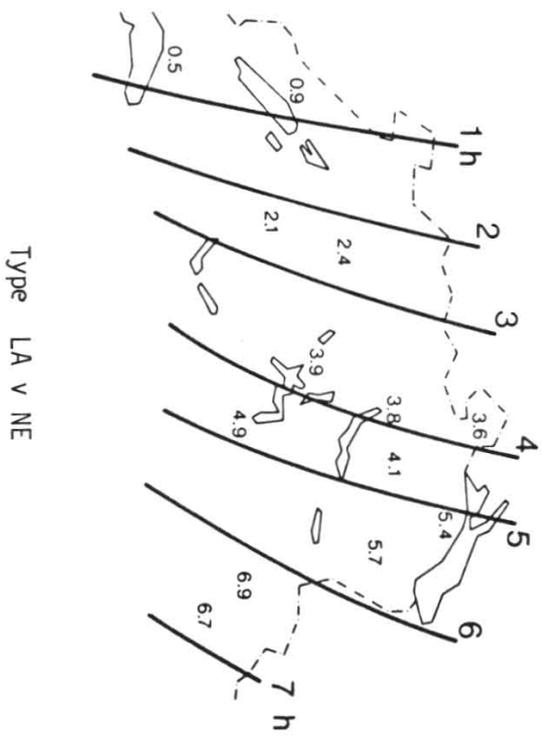
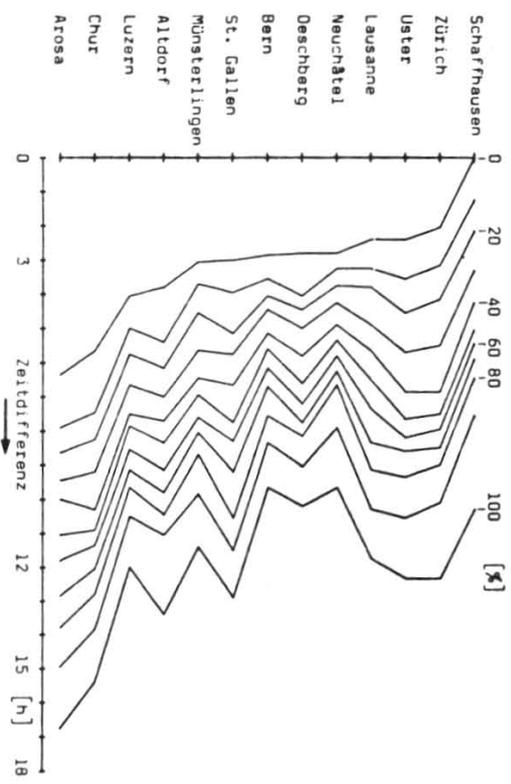
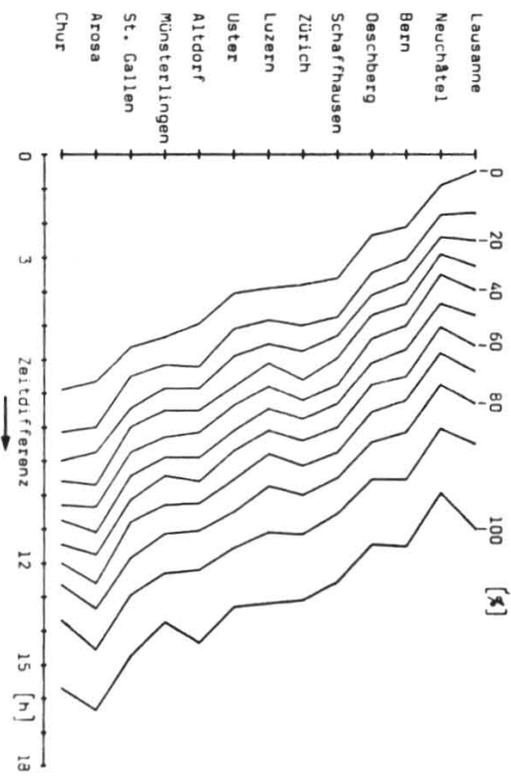


Abb. 2. Oben: Quantile 0, 10, ..., 100 %; unten: Linien gleicher 0 %-Quantile (Regenanfänge), von Hand eingezeichnet.

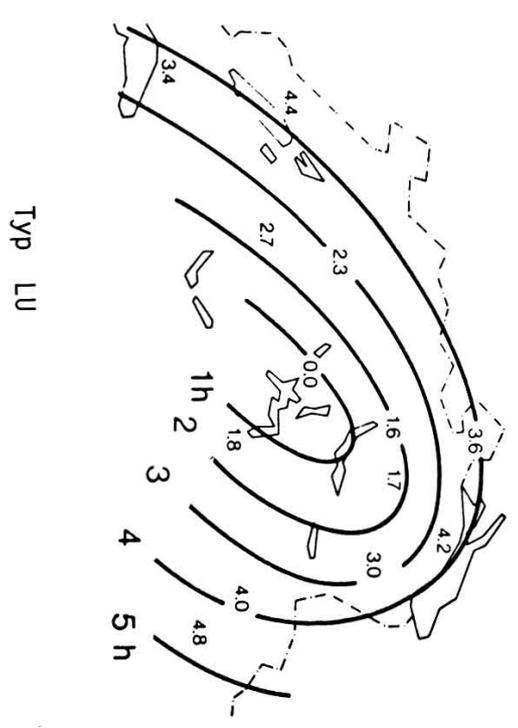
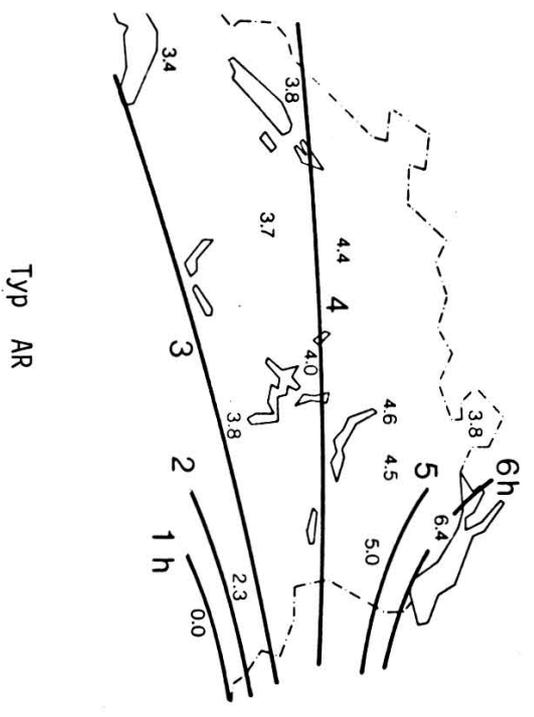
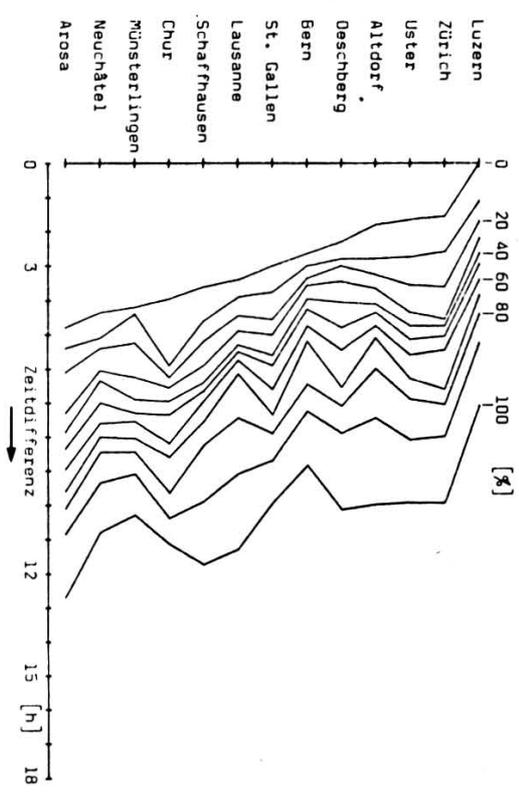
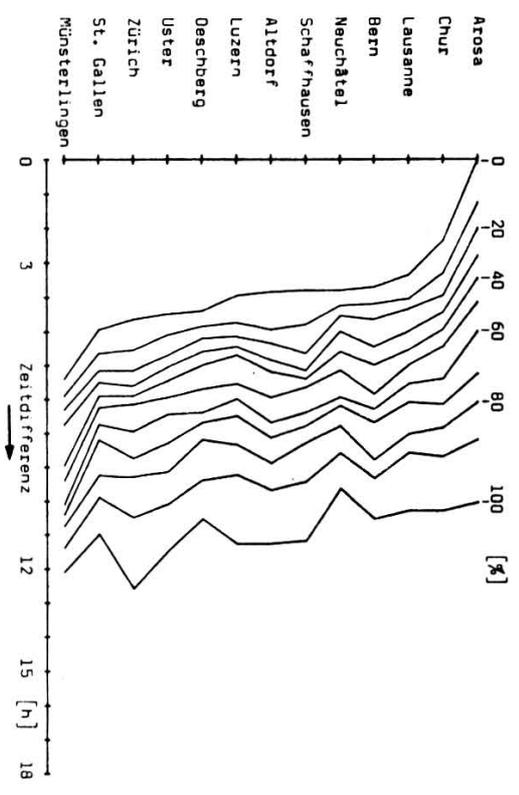


Abb. 3. Oben: Quantile 0, 10, ..., 100 %; unten: Linien gleicher 0%-Quantile (Regenanfänge), von Hand eingezeichnet.

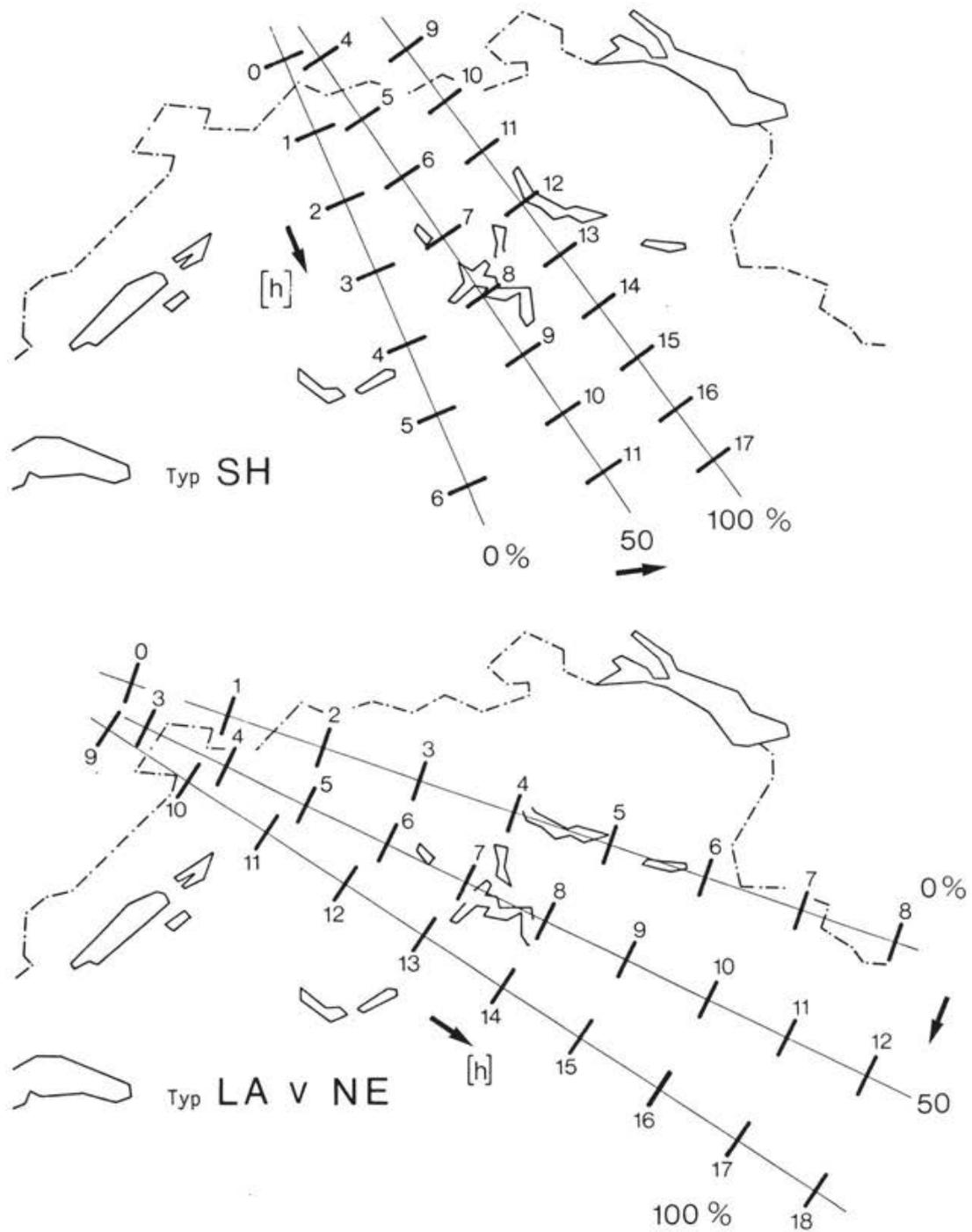


Abb. 4. Mittlere Zugrichtungen und Zuggeschwindigkeiten, bestimmt durch die linear ausgeglichenen Quantile.

3.6 Meteorologische Beschreibung der Feldtypen

Der Unterschied zwischen den Feldtypen liegt in der systematischen Häufung bestimmter dynamischer Niederschlagsursachen. So sind 80 % aller Niederschlagsfelder mit den Aufzugsstationen LA, NE, BE, OE zusammen mit Luftmassengrenzen (Fronten) aufgetreten. Die übrigen 20 % teilen sich auf in zyklonale Hebung, grossräumiges oder orographisches Aufgleiten und in Lagen labiler Schichtung.

Während des Durchzugs frontaler Niederschlagsfelder herrschte mit wenigen Ausnahmen eine Höhenströmung (500 mb) aus SW bis W. Im Fall "LA v NE" wiesen 90 % aller Ereignisse diese Anströmungsrichtung auf. In fortschreitender Reihenfolge der Aufzugsstationen BE, OE, SH verringert sich dieser Richtungsanteil, indem die Höhenströmung zunehmend nach NW dreht (Tab. 2).

Tab. 2

Strömungsrichtung in 500 mb beim Durch- zug von Niederschlagsfeldern	LA	NE	BE	OE	SH
SW - W	90	91	81	77	42 %
NW	3	7	12	23	58 %

Der Typ "LA v NE" vertritt somit die Advektion bestehender Niederschlagsfelder. Er ist aufgrund der vorherrschenden Westdrift häufig anzutreffen und zeichnet sich durch eine geringe Deformation der Felder durch die Orographie aus. Dadurch sind die Aufzugsstationen gut bestimmbar und das Stationsnetz weist eine gleichmässige Niederschlagsdauer auf (Abb. 2a, LA v NE).

Mit ca. 70 % frontalen Niederschlagsfeldern ist der Typ "SH" mit "LA v NE" vergleichbar. Der Unterschied besteht im wesentlichen in der Höhenströmungsrichtung. Sie steht im Fall "SH" annähernd senkrecht zur Gebirgsachse. Durch den Einfluss der Orographie ist die Stationsreihenfolge und die Niederschlagsdauer nicht mehr eine Funktion der Laufzeit der Felder allein. Gleichermassen hängt auch das Einsetzen der häufiger auftretenden Labilitätsniederschläge stärker von der Orographie ab. Schliesslich zeigt sich ein teilweise divergierendes Verhalten zwischen der Stationsreihenfolge vom Beginn und vom fortschreitenden Ablauf des Niederschlages (Abb. 2a, SH).

Im Feldtyp "LU" liefern die frontalen Felder nur noch rund die Hälfte aller untersuchten Fälle. Im übrigen sind vor allem vertikale Labilisierung im Laufe von Stauanlagen, sowie Gewitterlagen bei verschwindenden horizontalen Druckgradienten als Ursachen zu nennen. Die Zuggeschwindigkeit des Feldrandes und besonders der Ablauf des Niederschlagsgeschehens (Quantile) wird, wie schon bei "SH", durch die Orographie und damit durch die individuelle Entwicklung des Niederschlagsfeldes mitbestimmt.

Die Bedeutung frontaler Niederschlagsfelder nimmt im Typ "AR" weiter ab, bis auf ca. 30 %. Sie folgen hier einer nordwestlichen Höhenströmung gegen die Alpen, wobei ihr südwestlicher Teil vielfach durch antizyklonalen Einfluss abgebaut wird, so dass Pluviographenstationen in diesem Bereich niederschlagsfrei bleiben.

Der überwiegende Teil der zum Typ "AR" gehörenden Ereignisse setzt sich zusammen aus Labilitätsniederschlägen bei ausgesprochenen Gewitterlagen und aus Niederschlagsquellen, die von der Südseite der Alpen auf die Nordseite übergreifen. Da auch in diesen Fällen oft nicht alle Messstellen erreicht werden, enthält der Typ "AR" die relativ grösste Anzahl Felder, die nicht das gesamte Stationsnetz überdecken.

Die oft begrenzte Ausdehnung der Niederschlagsfelder und die Häufigkeit der von Süden her vordringenden Ereignisse erklären die Reihenfolge der Stationen in Abb. 3a "AR". Die mittlere Niederschlagsdauer, d.h. die Zeitdifferenz zwischen den 0%- und 100%-Quantilen ist ebenfalls eine Folge dieser typischen Feldausdehnungen.

Aus diesen Betrachtungen ergibt sich für die dominierenden Niederschlagsursachen in den einzelnen Feldtypen folgendes Bild (Tab. 3).

Tab. 3

Dominierende Ursachen	LA v NE	SH	LU	AR
frontale Felder	x	x		
zyklonale Hebung		x		
Aufgleiten, Stau			x	
Labilität			x	x

3.7 Schlussbemerkungen

Die Untersuchung hat gezeigt, dass bestimmte systematische Entwicklungen von Niederschlagsfeldern gegeneinander abgegrenzt und dass die Zuggeschwindigkeit der einzelnen Felder auf einfache Weise quantitativ bestimmt werden können. Damit ist es möglich, bei Interpolationen in Feldern auch die Zeitkomponente explizit zu berücksichtigen. Da das verwendbare Pluviographennetz vielfach grobmaschig ist, muss diesem Verfahren gegenüber der reinen Mengeninterpolation zwischen zwei Messstellen mit nur impliziter Zeitkomponente der Vorzug gegeben werden.

Insgesamt enthalten etwa die Hälfte aller im Referenzzeitraum auftretenden Halbtage mit Niederschlag ein ausgewähltes Niederschlagsfeld oder einen Teil davon. Dieses Zahlenverhältnis darf näherungsweise auch für die Einzelfelder angenommen werden. Hingegen ist es nicht zulässig, vom Mengenverhältnis zwischen den vier Typen unmittelbar auf die relativen Häufigkeiten in der Natur zu schließen, da eine systematische Auswahl u. a. aufgrund der Bedingung guter Identifizierung vorliegt. Diese Bedingung ist beispielsweise bei "LA v NE" häufiger erfüllt als bei "LU".

Neben den vier dargestellten typischen Varianten des Durchzugs von Niederschlagsfeldern kann noch der Typ mit annähernd gleichzeitigem Niederschlagsbeginn im gesamten Netz aufgeführt werden. Bei diesen Ereignissen können die Niederschlagsmengen direkt räumlich interpoliert werden, ohne Berücksichtigung von Zeitunterschieden.

Literatur:

H. G. Mendel: Die Berechnung von Gebietsniederschlägen, Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 21. Jg., Heft 6, Dez. 1977, S. 129-141.

Adresse der Verfasser:

Dipl. Math. H. Jensen
Dipl.-Met. D. Grebner
Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie
ETH-Zentrum
CH-8092 Zürich

GLAZIOLOGISCHE ASPEKTE BEIM BAU DER
FERNMELDE-MEHRZWECKANLAGE DER PTT AUF DEM CHLI TITLIS

W. Haerberli, A. Iken und H. Siegenthaler, Zürich

Einleitung

Zurzeit wird auf dem Gipfel des Chli Titlis (Landeskarte der Schweiz 1:25'000, Blatt 1211, Meiental, Koordinaten: 675 400 / 180 410, ca. 3050 m ü. M.) eine Fernmelde-Mehrzweckanlage der PTT gebaut. Da die Anlage in direkten Kontakt mit dem Eis der Gipfelvergletscherung und mit dem Permafrost der Gipfelfelsen kommen wird, ergaben sich einige glaziologische Fragestellungen, die durch die Abteilung für Hydrologie und Glaziologie an der VAW/ETHZ studiert wurden. Im Folgenden werden drei Aspekte behandelt, für die bereits Messungen oder Berechnungen vorhanden sind, nämlich die Geometrie und Struktur der Gipfelvergletscherung, die Permafrostverhältnisse in der Gipfelpartie zwischen Seilbahnstation und Mehrzweckanlage und die durch das Fließen des Eises verursachten Eisdrücke auf das Gebäude. Ueber die direkte praktische Anwendung hinaus sind die Resultate im Zusammenhang mit dem Studium der Prozesse am Bergschrund und der Untersuchung der Verbreitung von temperiertem resp. kaltem Eis und Firn in den Alpen von generellem Interesse. Beide Probleme kombiniert dürften bei der Beurteilung von Eislawinen wie derjenigen an der Altels von zentraler Bedeutung sein (vgl. Röthlisberger 1977). Deshalb sind die Untersuchungen am Chli Titlis nicht nur ein Stück angewandte Glaziologie, sondern auch gleichzeitig glaziologische Grundlagenforschung.

Die refraktionsseismischen Sondierungen (ausgeführt durch die Firma Geotest AG, Zollikofen), die thermischen Sondierbohrungen (ausgeführt durch die AHG/VAW) wurden im Auftrag der Bauherrschaft (Generaldirektion PTT, Hochbauabteilung) und der Generalplaner (Elektrowatt Ingenieurunternehmung und Suter + Partner SIA) durchgeführt, die Felstemperaturmessungen im Verbindungsstollen Seilbahnstation - Mehrzweckanlage wurden durch die AHG/VAW mit Unterstützung der Generalplaner und der Bauleitung vorgenommen. Die Berechnung des Spannungsfeldes im Gletscher wurde auf Anregung von Dr. H. Röthlisberger unter-

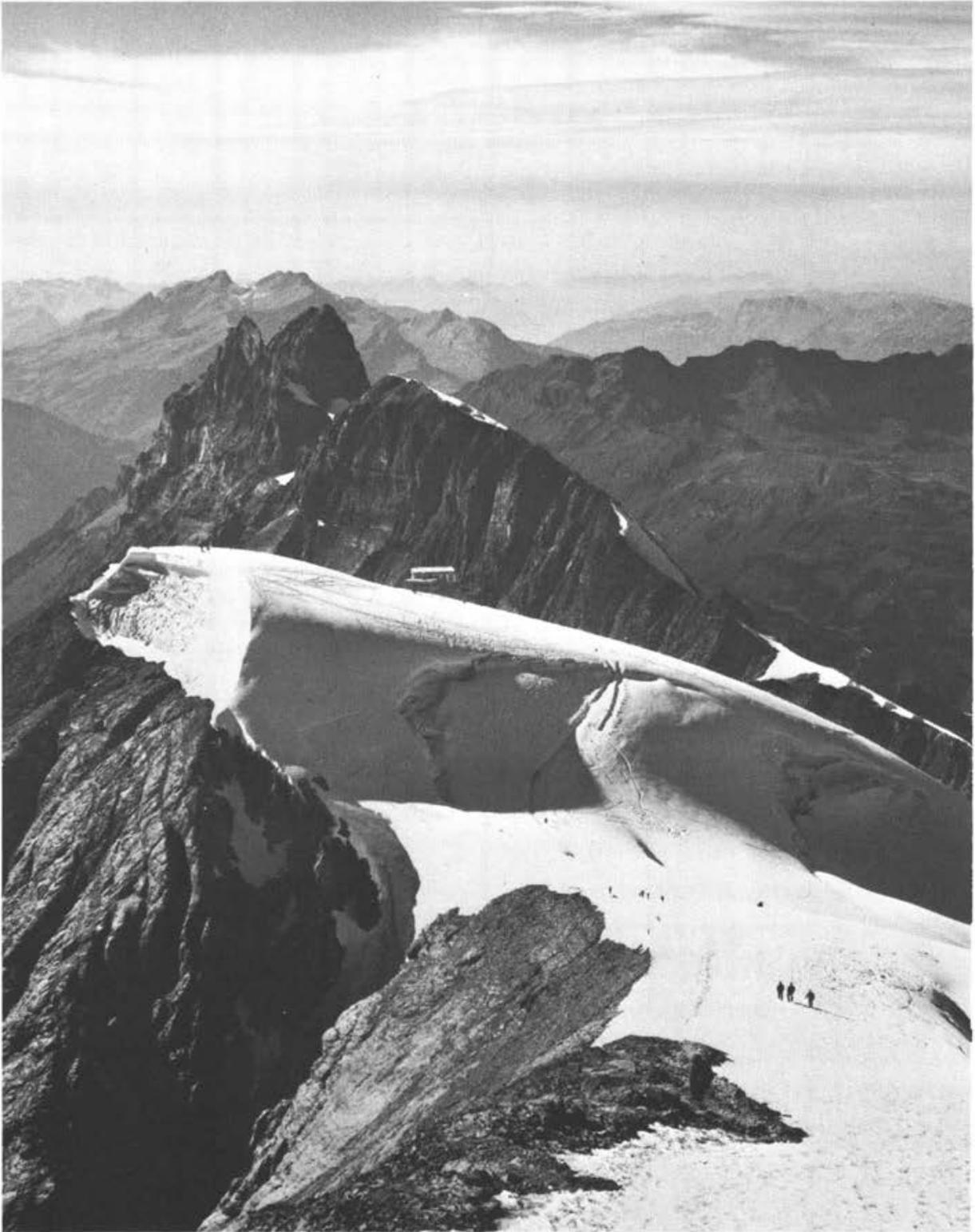


Abb. 1. Gipfel des Chli Titlis vom Westgrat des Titlis-Hauptgipfels. Rechts des Gipfels die Seilbahnstation, im Hintergrund der Reissend Nollen und die Wendenstöcke. Aufnahme der Schweizerischen Verkehrszentrale, wahrscheinlich 1969, ev. 1970.

nommen, der vom Generalplaner als Experte für glaziologische Probleme beigezogen worden war. Es sei hier allen Beteiligten für die Unterstützung der Arbeiten, resp. die Erlaubnis für die Veröffentlichung der vorliegenden Resultate gedankt. Ein ganz besonderer Dank geht an Herrn Prof. P. Kasser, der praxisorientierte Arbeiten seit jeher gefördert und seine grosse Erfahrung für uns jeweils bereitwillig zur Verfügung gestellt hat.

Geometrie und Aufbau der Gipfelvergletscherung

Die Situation auf dem Gipfel des Chli Titlis ist aus den Abbildungen 1 und 2 ersichtlich. Der Eismantel des Gipfels sitzt einem Sockel aus massigem, wenig geklüftetem Kreidekalk auf, dessen Felsen gegen Westen und Süden in z. T. überhängenden Felswänden gegen das Chli Gletscherli und den Wendengletscher abfallen, während im Norden mehrere Bergschründe die eigentliche Gipfelvereisung

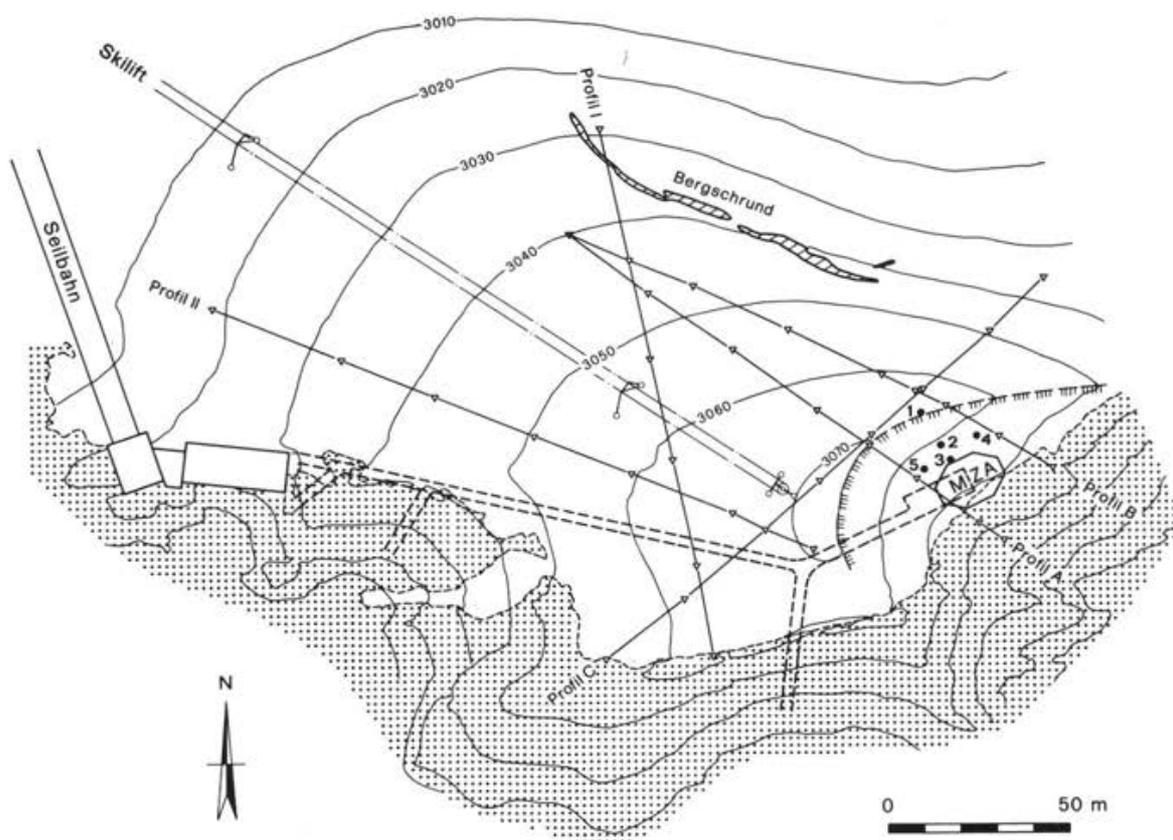


Abb. 2. Situation mit eingezeichneten seismischen Profilen (I, II, A, B, C) und thermischen Eisbohrungen (1 bis 5). Freiliegende Felspartien sind mit einem Punktraster hervorgehoben. MZA = Fernmelde-Mehrzweckanlage der PTT

vom Titlisgletscher trennen, der auf den steil nordwestlich fallenden Kalkschichten aufliegt. Der Gipfel ist touristisch erschlossen durch eine Seilbahn und einen Skilift, wobei die Seilbahnstation auf den Felsen des Nordwestgrates steht, der Skilift hingegen bis praktisch zum höchsten Punkt der Gipfelvergletscherung führt. Diese höchste Partie bildet eine markante Wächte mit einem flacheren Hang in der Hauptwindrichtung (NW) und einem sehr steilen Abbruch gegen die windabgewandte Seite (SE). Die Fernmelde-Mehrzweckanlage kommt an das Südende der Gipfelvergletscherung, in die Nische auf der Leeseite der Wächte zu stehen. Ein Verbindungsstollen führt im Fels von der Seilbahnstation unter dem flacheren Gipfelhang und der Wächte hindurch zur Mehrzweckanlage. Eine Anzahl von refraktionsseismischen Sondierungen wurden in den Jahren 1973 (Profile I und II) und 1975 (Profile A, B und C) durch die Firma Geotest AG (Dr. E. Scheller und Dr. H. R. Keusen) durchgeführt, um die Lage des Fels-Eis-Kontaktes zu bestimmen. Am Standort der Mehrzweckanlage selber wurde die Felsoberfläche im Herbst 1976 durch die AHG/VAW mittels thermischer Sondierbohrungen (1 bis 5) festgelegt. Die Ergebnisse dieser Sondierungen geben einen interessanten Einblick in den inneren Aufbau der Gipfelvergletscherung.

Drei ausgewählte seismische Profile sind in Abbildung 3 dargestellt. Profil I läuft schräg über die Eiskappe und über den Bergschrund hinweg in die obersten Partien des Titlisgletschers hinein. Der Gipfel selber besteht hier aus Eis von im Schnitt 10 m Mächtigkeit mit einer P-Wellen-Geschwindigkeit von rund 3.4 bis 3.7 km sec⁻¹. In den Hängen gegen den Titlisgletscher zu setzt darüber eine gegen unten deutlich dicker werdende Firnschicht mit P-Wellen-Geschwindigkeiten um 2.2 bis 2.4 km sec⁻¹ ein, was auf durchschnittliche Firndichtewerte von ca 0.6 Mg m⁻³ hindeutet (Röthlisberger 1972, p.27). Auf der über diese beiden Schichten im Profilverlauf hinwegziehenden Schnittfläche liegt eine Schneeschicht von durchschnittlich rund 2 bis 4 m Mächtigkeit und geringer Dichte (P-Wellen-Geschwindigkeit: 0.9 bis 1.1 km sec⁻¹, entsprechend einer Schneedichte von rund 0.3 bis 0.4 Mg m⁻³, was auf Schnee des laufenden Jahres hindeutet). Der Bergschrund liegt nahe beim untersten Sprengpunkt dieses Profils. In diesem Bereich erreicht die Mächtigkeit des Gletschers 30 m, wobei rund die Hälfte davon Firn ist.

Profil A gibt einen Querschnitt durch die Wächte. Der Gipfel besteht zu rund 80 % aus Eis (ca 20 m) und die eigentliche "Wächte" ist eine relativ dünne Schicht

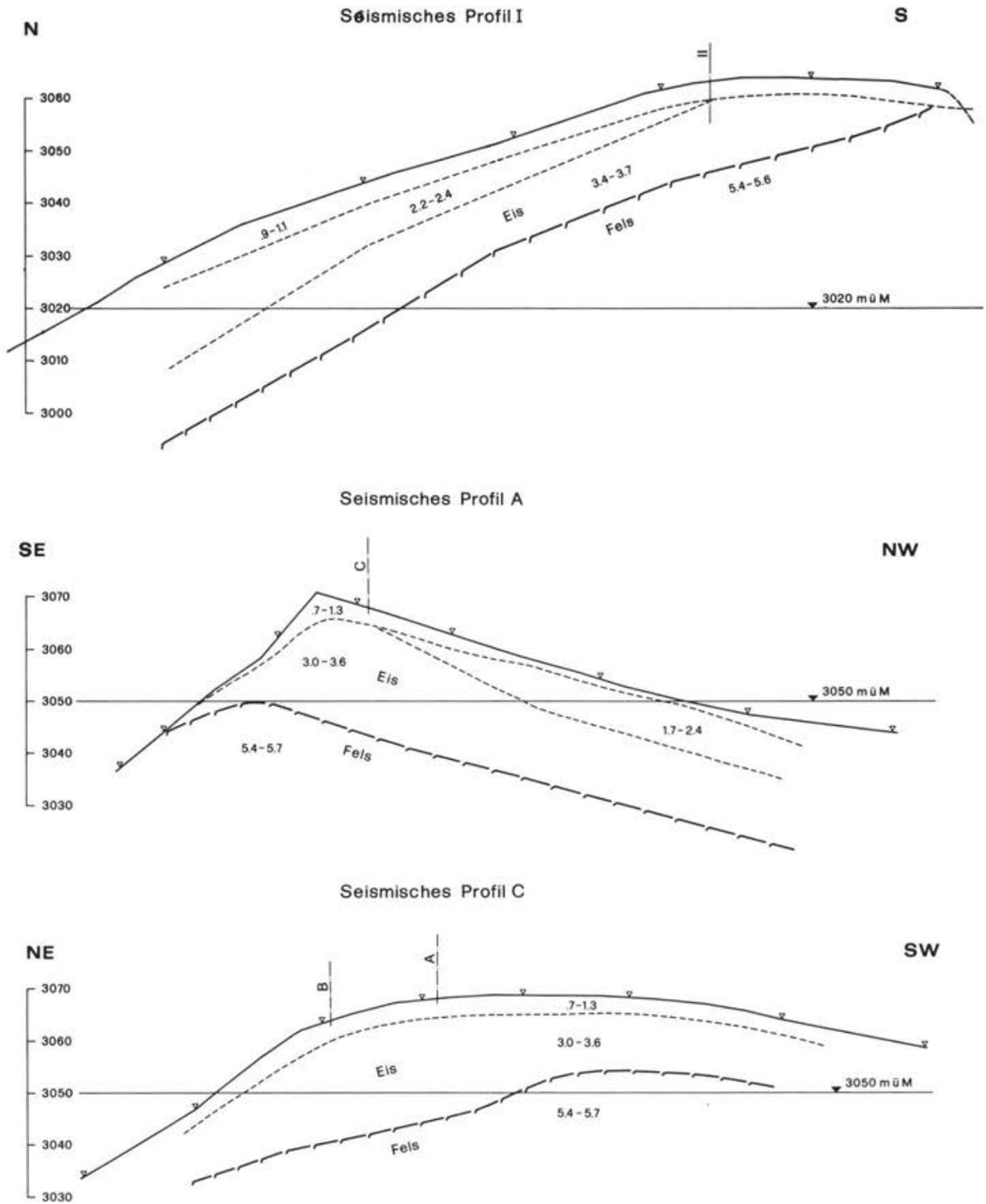


Abb. 3. Drei refraktionsseismische Profile durch die Gipfelvergletscherung. P-Wellen-Geschwindigkeiten in km sec^{-1} .

aus wenig verfestigtem Schnee, was auch aus Abbildung 1 ersichtlich ist. Wiederum setzt am NW-exponierten flacheren Hang eine gegen den Titlisgletscher zu deutlich dicker werdende Firnschicht ein und die dünne Schneeschicht scheint auf einer Schnittfläche zu liegen, die den Firn-Eis-Kontakt in Gipfelnähe schneidet. Gletscher- und Felsoberfläche laufen im NW-Hang praktisch parallel. Profil C verläuft mehr oder weniger auf dem Kamm der Wächte und bestätigt, dass auf einer rund 10 bis 20 m dicken Eisunterlage nur eine dünne Schneeschicht aufliegt. Im weiteren fällt auf, dass in allen drei Profilen die Lage der Kulmination der Gletscheroberfläche nicht mit der Lage der Kulmination der Felsoberfläche zusammenfällt. P-Wellen-Geschwindigkeiten für den hier vorkommenden Kreidekalk liegen durchwegs bei rund 5.4 bis 5.7 km sec⁻¹. Diese eher hohen Werte deuten darauf hin, dass die Klüfte im Fels eisgefüllt sind.

Zur genauen Bestimmung der Felsoberfläche am Standort der Mehrzweckanlage wurden im Oktober 1976 fünf thermische Sondierbohrungen niedergebracht. Zum Einsatz kam der Heisswasserbohrer mit geschlossenem Kreislauf der AHG/VAW (Kasser 1951). Die Einmessung der Bohrlöcher erfolgte tachymetrisch, wobei als Bezugspunkte die nördliche und südliche Stütze der oberen Skiliftstation dienten. Im Rahmen der hier verfolgten Zwecke konnte die Tatsache vernachlässigt werden, dass die Bezugspunkte für die Vermessung im bewegten Eis verankert waren. Die Felsoberfläche wurde in 26.2 m (Bohrloch 1), 15.2 m (Bohrloch 2), 6.1 m (Bohrloch 3), 10.3 m (Bohrloch 4) und 10.6 m (Bohrloch 5) unter Oberfläche gefunden. Entsprechend den Resultaten der seismischen Sondierungen, die im Gebiet der Bohrungen nicht Firn, sondern massives Eis über Fels mit eisgefüllten Klüften erwarten liessen, lief das Wasser in den Bohrlöchern nicht ab.

Refraktionsseismik und Sondierbohrungen ergeben ein einheitliches Bild: die Kulmination der Gipfelvergletscherung besteht aus Eis, dickere Firnschichten werden erst in den Hanglagen gegen Norden festgestellt. Die Schnittfläche, auf der die alles überziehende, dünne Schneeschicht liegt, zeigt an, dass die Akkumulation gegen den Gipfel zu immer kleiner wird und am Gipfel selber offenbar teilweise in Ablation (Winderosion!) übergeht. Die Verteilung von Firn und Eis ist wegen der Frage der Schmelzwasserversickerung bestimmend für die Temperaturverhältnisse im unterliegenden Fels und selbstverständlich auch für das Fließverhalten des Gletscherchens.

Felstemperaturen

Die Temperaturverhältnisse in der Gipfelpartie des Chli Titlis waren nicht zum vornherein eindeutig abzuschätzen. Auf der einen Seite war in windexponierten Grat- und Gipfelsituationen in den Alpen oberhalb von rund 2700 m ü. M. Permafrost zu erwarten (Haeberli 1975, p.121), auf der anderen Seite war für Gipfel- und Gratvergletscherungen aufgrund der vorhandenen Daten auf rund 3050 m ü. M. keine eindeutige Aussage möglich und im eigentlichen Akkumulationsgebiet des Titlisgletschers konnte temperiertes Eis angenommen werden (Haeberli 1976, p.211). Der Bau des Verbindungstollens zwischen der Seilbahnstation und der Mehrzweckanlage war deshalb eine sehr gute Gelegenheit, Felstemperaturmessungen bei und unter einer alpinen Gipfelvergletscherung durchzuführen.

Felstemperaturen wurden an drei Stellen des Stollens mit Thermistoren gemessen, die in unmittelbar nach dem letzten Abschlag hergestellte Bohrlöcher eingeführt wurden. In den 24 Stunden vor der Messung wurden jeweils rund 4 m Stollenvortrieb notiert und die Bohrlöcher waren 1.5 bis 2.5 m tief, meist leicht aufwärts gebohrt in der Stollenbrust. Nach der Bohrung wurde das Abklingen der durch die Bohrung selber verursachten Temperaturstörung während mehrerer Stunden genau beobachtet, um eine möglichst präzise "ungestörte" Felstemperatur aus der Angleichungskurve extrapolieren zu können. Ein Beispiel ist in Abbildung 4 dargestellt. Für die Extrapolation der Temperaturangleichungskurve ist es üblich, die Temperatur als Funktion der Zeit in halblogarithmischer Darstellung aufzutragen, wobei die Zeit ausgedrückt wird als

$$\frac{\Delta t}{t + \Delta t}$$

mit Δt = Zeit seit Abschluss der Bohrung und t = für die Herstellung des Bohrloches benötigte Zeit. Im vorliegenden Fall beträgt t nur wenige Minuten, sodass die Temperaturangleichung sehr rasch stattfindet. In den kurzen Bohrlöchern treten dagegen Phänomene auf (Wärmefluss im Bohrloch und in der Messvorrichtung), die die Extrapolation etwas unsicher machen. So wird etwa längs des Bohrloches ein deutlicher Temperaturgradient beobachtet, der geringfügig über das Bohrloch hinaus räumlich extrapoliert werden muss und einige Stunden nach der Bohrung wirkt sich dieser Temperaturgradient im Bohrloch dahingehend aus, dass die innersten Thermistoren nicht nur thermisch stabil werden, sondern sich wieder langsam zu erwärmen beginnen. Der "Umkehr-

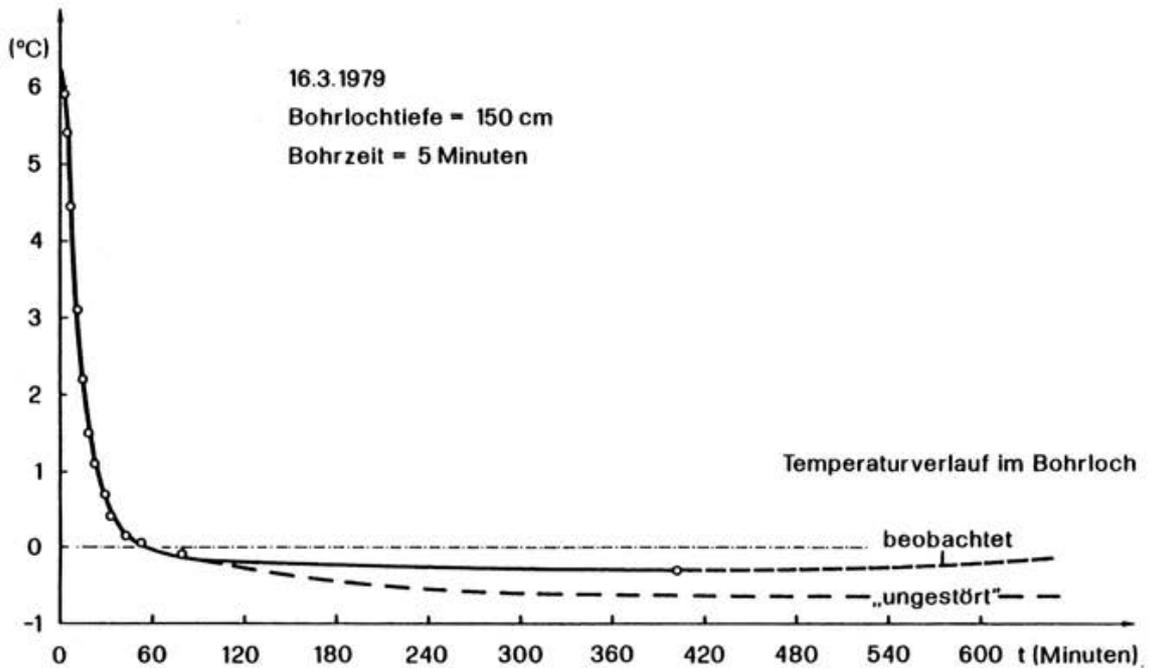


Abb. 4. Bohrloch-Temperaturmessung im Verbindungsstollen

punkt" dieser durch den Wärmefluss längs des Bohrloches gestörten Temperaturangleichung gibt im vorliegenden Fall (Störung = relativ warm) einen Maximalwert für die "ungestörte" Felstemperatur im Stollen. Es kann geschätzt werden, dass die Werte in Wirklichkeit auch ca. 0.5 °C kälter sein könnten als die hier verwendeten Maximalwerte.

In Abbildung 5 ist ein Profil entlang des Stollens dargestellt, wobei die Lage der Eis/Fels-Grenze aus dem seismischen Profil II extrapoliert ist. Es ist zu beachten, dass der Verbindungsstollen und damit das dargestellte Profil einen geknickten Verlauf hat (vgl. dazu Abbildung 2!). Folgende Felstemperaturen wurden gemessen:

- 28.10.78: ca 8 m vom Stolleneingang bei ca 10 m Ueberdeckung (Fels): - 1.5 °C.
- 24. 2.79: ca 103 m vom Stolleneingang bei ca 35 m Ueberdeckung (davon ca 20 m Fels): - 1.0 °C.
- 16. 3.79: ca 160 m vom Stolleneingang bei ca 33 m Ueberdeckung (davon ca 25 m Fels): - 0.5 °C.

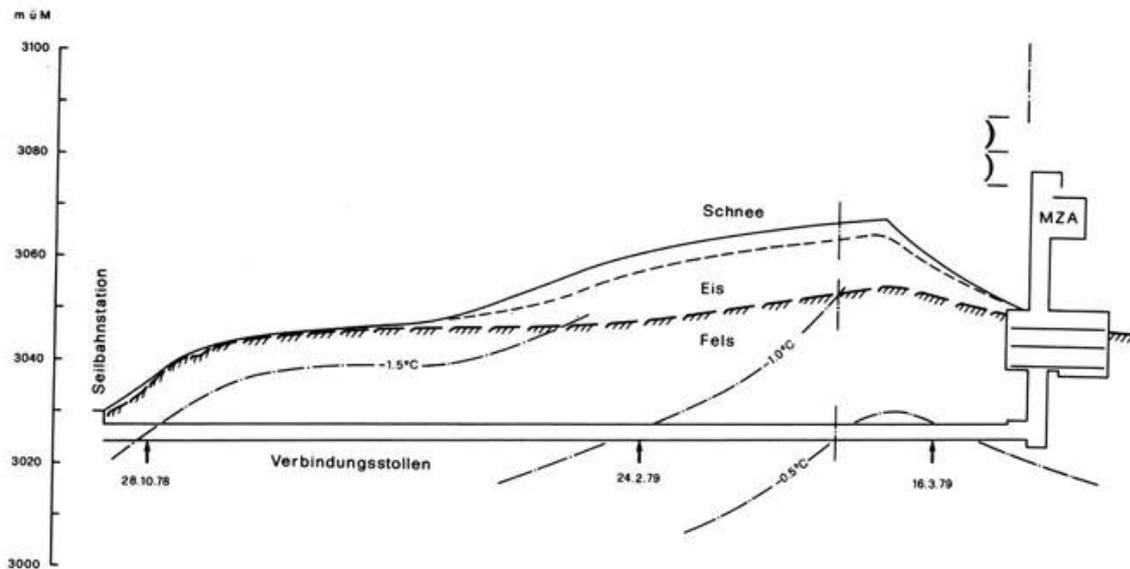


Abb. 5. Längsschnitt durch die Gipfelpartie entlang des Verbindungsstollens. Die Lage der Felstemperaturmessungen ist durch Pfeile und Datumsangaben bezeichnet.

Diese Temperaturen sind angesichts der Unsicherheiten der Interpretation auf halbe Grade gerundet und stellen obere Grenzwerte dar. Für die Konstruktion des Isothermenverlaufs im Fels entlang der Stollenachse wurde angenommen, dass die Stollentemperaturen sowohl durch den Effekt der unterschiedlichen Ueberlagerungsmächtigkeit wie auch durch denjenigen der nahen und unterschiedlich strahlungsexponierten Aussenwände des Gipfels beeinflusst seien. Für den Effekt der Ueberlagerung kann ein Temperaturgradient in vertikaler Richtung von rund 0.02 bis $0.03 \text{ }^{\circ}\text{C m}^{-1}$ angenommen werden (Oeschger et al. 1978), was den Temperaturunterschied zwischen den beiden ersten Messstellen erklärt. Im Gegensatz zur dritten Messstelle sind die den ersten beiden Messstellen am nächsten liegenden Aussenwände gegen SW exponiert. Die rund 30 m von der SE-Wand des Gipfels entfernte dritte Messstelle scheint etwa $0.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ "zu warm" zu sein. Diese Beobachtung bestätigt, dass E-exponierte Hänge generell wärmer sind als W-exponierte (vgl. Haerberli 1975, p.142). Für die Darstellung der Isothermen in Abbildung 5 wurde angenommen, dass die SE-Seite (rechter Profilteil) rund ein halbes Grad wärmer sei als die SW-Seite (linker Profilteil). Es versteht sich von selbst, dass diese Interpretation nur eine grobe Näherung für das wirkliche Bild der komplexen dreidimensionalen Temperaturverteilung sein kann.

Die Felstemperaturmessungen im Verbindungsstollen zeigen, dass dort, wo die Gipfelvergletscherung aus Eis besteht (kein Firn, keine Schmelzwasserversickerung!), Permafrost von grössenordnungsmässig 50 bis 100 m Mächtigkeit zu erwarten ist. Die Temperaturen des Gipfelgletscherchens dürften in diesem Teil zwischen rund -1 und -3 °C liegen. Es ist anzunehmen, dass bei zunehmender Firndicke im nördlichen Teil des Gletscherchens die Eistemperaturen steigen und dass am Bergschrund der subglaziale Permafrost auskeilt und der Gletscher zu gleiten beginnt. Beobachtungen im Stollen zeigen, dass die Klüfte im Fels tatsächlich eisgefüllt sind (Abbildung 6) und vorwiegend nahe den Aussenwänden auftreten. Da die Felstemperaturen gerade im Bereich der Mehrzweckanlage nur wenig von 0 °C entfernt zu sein scheinen, sollten beim Bau und Betrieb der Anlage Heizungs- und Drainagefragen in Anbetracht der Standfestigkeitsaspekte sorgfältig behandelt werden.

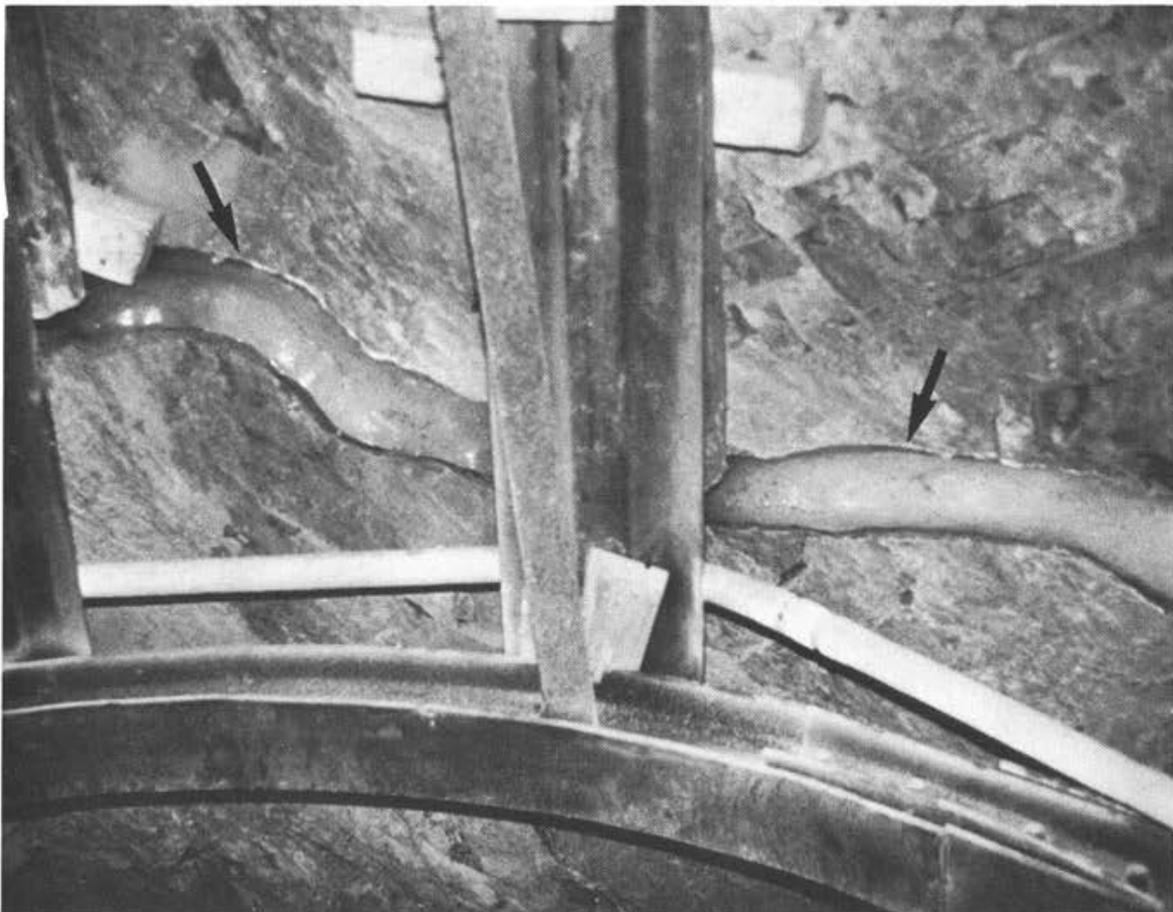


Abb. 6. Eisgefüllte Kluft im Fels des Verbindungsstollens. An dieser Stelle wurden Einbaubogen installiert. (Aufnahme B. Bindschadler, 16.3.79)

Spannungs- und Geschwindigkeitsfeld in der Gipfelvergletscherung

Bei der Projektierung der Fernmelde-Mehrzweckanlage war unter anderem die Frage nach möglichen Einwirkungen der angrenzenden Gipfelvergletscherung von Wichtigkeit, insbesondere die Frage, welchen Druck der Gletscher auf das Gebäude ausüben könnte. Ein erster Anhaltspunkt über den zu erwartenden Druck kann aus der Annahme gewonnen werden, dass die Eismasse ruht. Der hydrostatische Druck in der untersten Schicht einer ruhenden Eismasse von 25 m Mächtigkeit - das entspricht etwa der grössten Eistiefe unter der Krete des Chli Titlis (Abb. 7) - würde etwa 2.2 bar oder 2.25 atü betragen. Tatsächlich

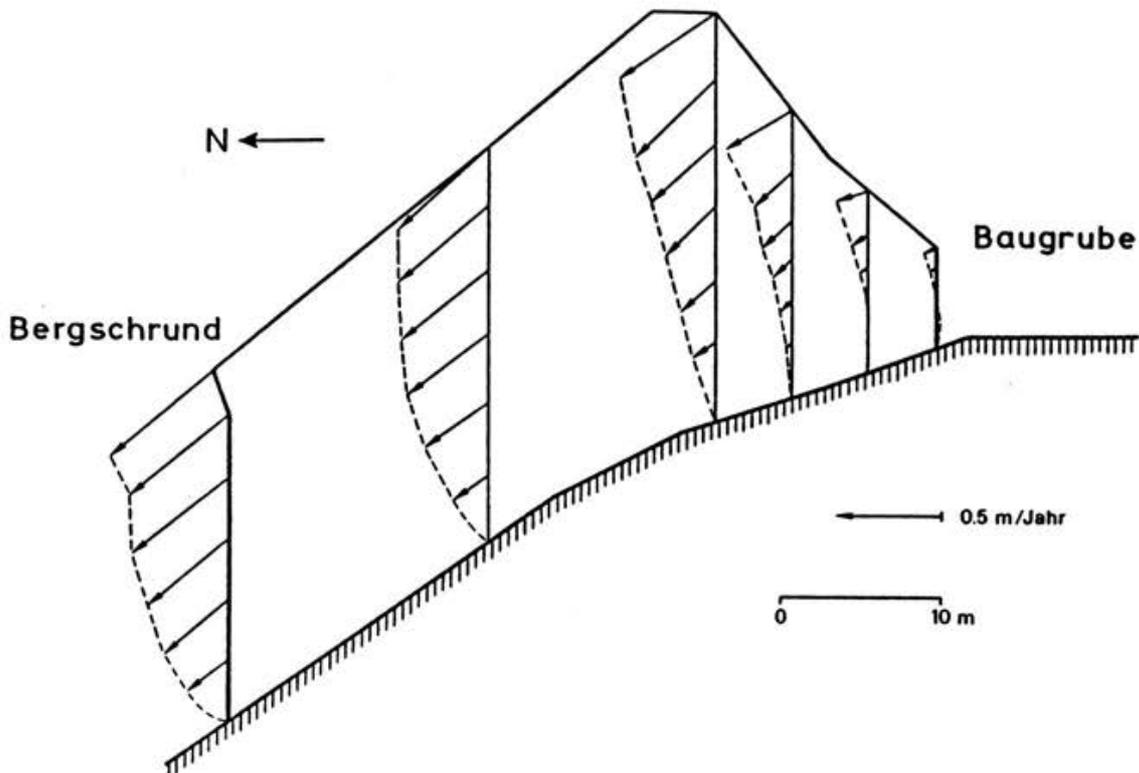


Abb. 7. Querschnitt in etwa nord-südlicher Richtung durch die Gipfelvergletscherung. Auf der Südseite der Krete verläuft die Schnittfläche durch die Bohrlöcher 1 bis 3, auf der Nordseite folgt sie der Richtung des steilsten Oberflächengradienten. Die Pfeile stellen Geschwindigkeitsvektoren dar, deren Betrag einer Zähigkeit des Eises von $5 \cdot 10^{14}$ poise entsprechen würde.

ruht die Eismasse jedoch nicht, sondern sie fließt, was eine Abweichung der Eisdrücke vom statischen Zustand zur Folge hat. Entscheidend für die Belastung

der Gebäudewand ist, ob die Eismasse zwischen Bergschrund im Norden und geplante Gebäude im Süden (s. Abb. 7) vorwiegend als Ganzes nach Norden fliesst, oder ob sie von der Kante aus sowohl in nördlicher als auch in südlicher Richtung hangabwärts fliesst. Im letzteren Fall würde ein erheblich höherer Druck auf die Gebäudewand ausgeübt als im ersten. Zur Klärung wurde eine numerische Berechnung des Spannungs- und Geschwindigkeitsfeldes unter vereinfachenden Annahmen durchgeführt.

Der Berechnung des Spannungs- und Geschwindigkeitsfeldes liegen folgende Annahmen zugrunde:

- Zur Vereinfachung wird ein ebener Verformungszustand angenommen, d. h. die Verformungen des Eises sollen auf die Ebene des in Abb. 7 gezeigten Profils beschränkt bleiben - senkrecht zu dieser Ebene finden im Modell keine Verformungen statt. Die Geometrie des abgebildeten Profils wurde aus folgenden Unterlagen gewonnen: Die Oberflächenform stammt aus einer Karte der PTT (Massstab 1:200, Aufnahme datum nicht angegeben), die auch als Grundlage für die Situationsskizze (Abb. 2) diente. Die Lage des Bettes ist auf der Südseite des Profils durch die Sondierbohrungen 1 bis 3 gegeben (vgl. Abb. 2), auf der Nordseite beruht sie auf einer Extrapolation der seismischen Sondierungen.
- Im Hinblick auf die Ergebnisse der Felstemperaturmessungen wird angenommen, dass das Eis am Felsbett angefroren ist.
- Folgende Materialeigenschaften des Eises wurden vorausgesetzt: Das Eis ist homogen und isotrop, es hat die Dichte 0.9 Mg m^{-3} und ist nahezu inkompressibel. Diese Bedingungen treffen nahe der Gletscheroberfläche nicht zu, jedoch ist anzunehmen, dass sie für den grössten Teil der Eismasse einigermaßen erfüllt sind. Die im Gipfelbereich dünne Firnschicht nimmt allerdings nach Norden hin zu, weshalb, wie im vorigen Kapitel erwähnt, eine Zunahme der Eistemperatur in nördlicher Richtung zu vermuten ist. Da aber noch keine Messungen über Eistemperaturen vorliegen, wurden vorläufig einheitliche Materialeigenschaften für die ganze Eiskappe vorausgesetzt.

Ueber das Fliessverhalten von Eis bei effektiven Scherspannungen unter 1 bar - mit so niedrigen Spannungen war im untersuchten Teil des Chli Titlis-Gletschers zu rechnen - liegen nur wenige Laboruntersuchungen vor, z. T. mit unterschied-

lichem Ergebnis (Bromer und Kingery 1968; Butkovich und Landauer 1960; Mellor und Testa 1969). Für die vorliegende Spannungsberechnung wurde das einfachste, von Butkovich und Landauer vorgeschlagene, lineare Fließgesetz gewählt:

$$2\eta \dot{\epsilon}_{ij} = \tau'_{ij}$$

Dabei ist η die Zähigkeit, die hier (im Gegensatz zu anderen Fließgesetzen für Eis) spannungsunabhängig ist, $\dot{\epsilon}_{ij}$ der Tensor der Deformationsgeschwindigkeit und τ'_{ij} der Spannungsdeviator. Die Grösse der Zähigkeit hängt stark von der Temperatur und der Eisbeschaffenheit ab. Im Modell wurde ziemlich willkürlich $\eta = 5 \cdot 10^{14}$ poise angenommen, was aus einer Extrapolation der Ergebnisse von Butkovich und Landauer auf eine Eistemperatur von -3 °C folgt. Die berechneten Geschwindigkeiten geben daher nur ein Bild der relativen Geschwindigkeitsverteilung und der Bewegungsrichtungen. Das Spannungsfeld ist dagegen nicht vom Betrag der Zähigkeit abhängig, sofern dieser örtlich konstant ist, was hier der Einfachheit halber angenommen wurde.

Unter den aufgeführten Annahmen wurden Spannungs- und Geschwindigkeitsfeld mit dem Computerprogramm "Flash" berechnet, das auf der Grundlage der Methode der finiten Elemente von Dr. U. Walder und Dr. D. Green am Institut für Baustatik der ETH Zürich entwickelt und bereits früher für glaziologische Fragen eingesetzt worden war (Iken 1977).

Eine Auswahl der berechneten Geschwindigkeitsvektoren ist in Abb. 7 graphisch dargestellt. Diese Resultate gelten für den Fall, dass die durch den Aushub für die Mehrzweckanlage entstehende, senkrechte Front auf der Südseite frei beweglich - d.h., nicht an das Gebäude angefroren - ist. Offensichtlich bewegt sich der grösste Teil der Eismasse nach Norden, lediglich in den untersten drei Metern der südlichen Front findet eine sehr geringe Bewegung in südlicher Richtung statt. Qualitativ lässt sich abschätzen, wie sich eine Berücksichtigung der vermuteten Zunahme der Eistemperatur - und damit Abnahme der Viskosität - im Bereich des Bergschrundes auswirken würde: Die Fließgeschwindigkeit wäre im wärmeren Teil des Gletschers grösser, die dadurch bedingte Längsdehnung des Gletschers zwischen warmer und kalter Zone hätte zur Folge, dass die Bewegungsvektoren auf der Nordseite gegenüber der Oberfläche stärker abwärts geneigt wären.

Die Berechnung des Spannungsfeldes wurde unter der Annahme ausgeführt, dass die südliche Eisfront nicht frei beweglich, sondern am Gebäude angefroren ist. Wie aus Abb. 8 ersichtlich, sind die auf die Gebäudemauer ausgeübten Drücke sehr gering - was im Hinblick auf die vorwiegend nördlich gerichtete Eisbewegung zu erwarten war. Zwischen dem oberen Teil der 6 m hohen Eisfront und der Gebäudemauer treten sogar schwache Zugspannungen auf. Aufgrund dieser Rechnung ist also keine unmittelbare, stärkere Belastung für das Gebäude zu erwarten.

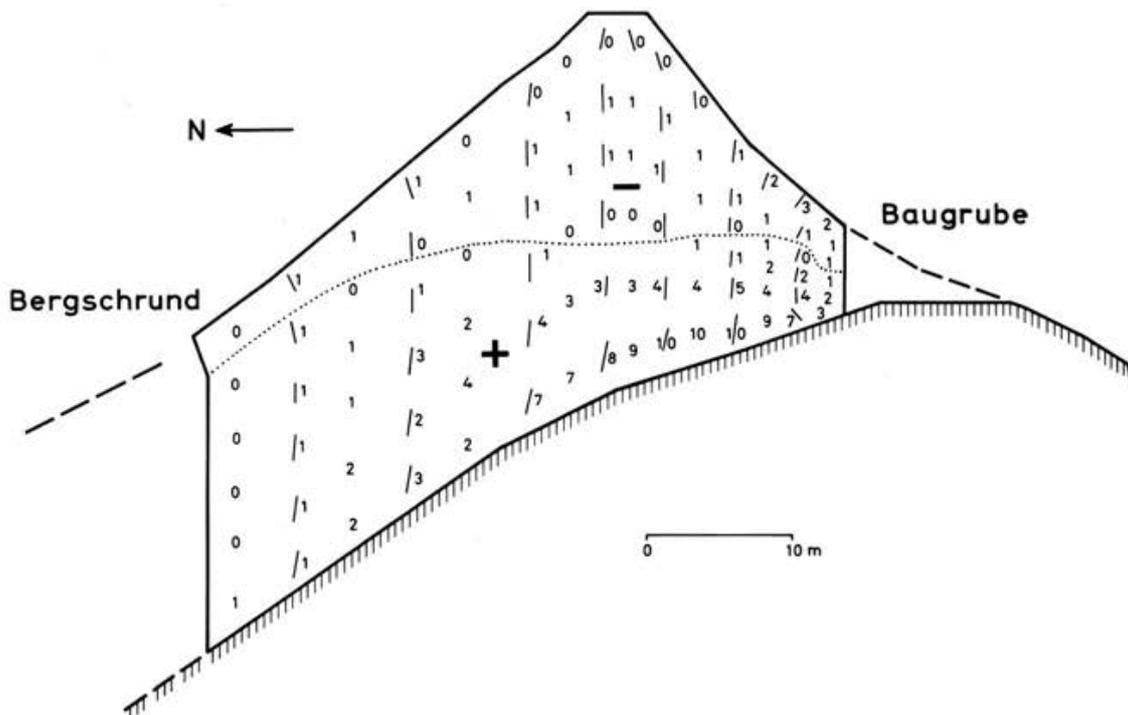


Abb. 8. Gleicher Querschnitt wie Abb. 7. Die Zahlen geben den Betrag der kleinsten Hauptspannung σ_3 in 10^{-1} bar an; oberhalb der punktierten Linie ist σ_3 negativ (Zugspannung). Die Richtung von σ_3 ist senkrecht zu den eingezeichneten Linienelementen.

Allerdings könnten in folgenden Fällen Probleme entstehen: wenn Schmelzwasser zwischen Gebäude und Gletscher gefriert (siehe Schreiben von Dr. Röthlisberger vom 22. 3. 1977 an Suter und Partner SLA); wenn sich die Akkumulation ändert (z. B. erhöhte Schneeablagerung durch veränderte Luftströmung in der Umgebung des Gebäudes) oder wenn sich Spalten in der Eiskappe bilden.

Auf den letzten Punkt wird noch kurz eingegangen: Ein Aufreißen der Eismasse

im Bereich der Krete würde den südlichen Teil stärker hangabwärts fließen lassen und damit höhere Drücke auf die Gebäudemauer verursachen. Die nördlich und südlich der Krete an der Gletscheroberfläche auftretenden Zugspannungen sind jedoch sehr gering (s. Abb. 8). Nach einer Arbeit von Holdsworth (1969), die frühere Resultate von Meier et al. (1957) und Mellor (1964) miteinbezieht, muss im allgemeinen ein Grenzwert einer Zugspannung überschritten werden, bevor es zur Spaltenbildung kommt. Dieser Mindestwert wird für temperierte Gletscher mit 0.43 bar angegeben, für kalte Gletscher liegt er noch höher. Allerdings spielt auch die vorangegangene Dehnungsbeanspruchung des Gletschereises eine Rolle, weshalb die Mindestspannung nur ein Richtwert ist. Jedenfalls ist Spaltenbildung im betrachteten Bereich des Chli Titlis-Gletschers eher unwahrscheinlich. Auch wurden bisher keine Spalten beobachtet, und durch die Erstellung des Gebäudes würden die Zugspannungen wohl kaum erhöht. Für die Kontrolle von ev. auftretenden, unerwartet hohen Drücken ist der Einbau von Druckmesszellen in der dem Eis zugewandten Gebäudemauer vorgesehen.

Schluss

Die Ergebnisse der hier beschriebenen Untersuchungen können wie folgt zusammengefasst werden:

- Die Gipfelpartie des Chli Titlis besteht aus einer rund 10 bis 20 m mächtigen, praktisch vollständig aus Eis aufgebauten Gipfelvergletscherung,
- im unterliegenden Fels (Kreidekalk) herrschen Permafrostbedingungen mit Felstemperaturen zwischen etwa - 0.5 und - 2.0 °C, die Gipfelvergletscherung ist am Felsbett angefroren,
- die Gipfelvergletscherung fließt vorwiegend gegen Norden; deshalb werden die auf das geplante PTT-Gebäude wirkenden Eisdrücke klein bleiben, solange es nicht zum Gefrieren von Schmelzwasser zwischen der Eiswand und dem Gebäude kommt,
- in Anbetracht der relativ hohen Permafrosttemperaturen am Standort des PTT-Gebäudes und der im Fels beobachteten eisgefüllten Klüfte ist den Heizungs- und Drainagefragen die nötige Aufmerksamkeit zu schenken.

Da die Prozesse am Bergschrund im Zusammenhang mit der Untersuchung von Eislawinen von generellem glaziologischem Interesse sind, werden die Studien

am Chli Titlis mit detaillierten Temperatur- und Bewegungsmessungen, sowie verfeinerten Modellrechnungen weitergeführt.

Literatur:

- Bromer, D.J. and Kingery, W.D. (1968): Flow of polycrystalline ice at low stresses and small strains. *Journal of Applied Physics*, Vol. 39, No. 3, p. 1688 - 1691.
- Butkovich, T.R. and Landauer, J.K. (1960): Creep of ice at low stresses. SIPRE Research Report 72.
- Geotest (1973): Klein-Titlis, Felsegg, Mehrzweckanlage PTT, Seismische Bestimmung der Felsoberfläche. Bericht Nr. 73-005, 1973
- Geotest (1976): Klein-Titlis, Felsegg, Mehrzweckanlage PTT, Seismische Bestimmung der Felsoberfläche, Bericht Nr. 73-005A, 1976
- Haerberli, W. (1975): Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich Nr. 17, 221 p.
- Haerberli, W. (1976): Eistemperaturen in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* XI (1975), H. 2, p. 203 - 220.
- Holdsworth, G. (1969): Primary transverse crevasses. *Journal of Glaciology*, Vol. 8, No. 52, p. 107 - 130.
- Iken, A. (1977): Movement of a large ice mass before breaking off. *Journal of Glaciology*, Vol. 19, No. 81, p. 595 - 605.
- Kasser, P. (1951): Ein leichter thermischer Eisbohrer zur Einrichtung von Ablationsmessungen auf Gletschern. *Verhandlungen der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft*, Luzern 1951, p. 95 - 96.
- Meier, M.F., Conel, J.E., Hoerni, J.A., Melbourne, W.G., Pings, C.J. Jr., and Walker, P.T. (1957): Preliminary study of crevasse formation. SIPRE Report 38.
- Mellor, M. (1964): Snow and ice on the Earth's surface. CRREL, Cold Regions Science and Engineering, Hanover, N.H., Pt. II, Sect. C, p. 65 - 89.
- Mellor, M. and Testa, R. (1969): Creep of ice under low stress. *Journal of Glaciology*, Vol. 8, No. 52, p. 147 - 152.
- Oeschger, H., Schotterer U., Stauffer, B., Haerberli, W., and Röthlisberger, H. (1978): First results from alpine core drilling projects. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* XIII (1977), H. 1/2, p. 193-208.
- Röthlisberger, H. (1972): Seismic exploration in cold regions. *Cold regions Science and Monograph* II - A2a, CRREL, Hanover, 139 p.
- Röthlisberger, H. (1977): Ice avalanches. *Journal of Glaciology*, Vol. 19, No. 81, p. 669 - 671 (Abstract).

Adresse der Verfasser:

Dr. Wilfried Haerberli
Dr. Almut Iken
Hans Siegenthaler
Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie
ETH-Zentrum
CH-8092 Zürich

GEOTECHNISCHE UNTERSUCHUNGEN FÜR DAS GEFRIERVERFAHREN

J. Huder, Zürich

Einleitung

Der gefrorene Boden erlangt durch die Aenderung des Aggregatzustandes des Wassers eine grosse Festigkeit. Ist der Boden vor dem Gefrieren gesättigt, wird er unabhängig von der ursprünglichen Durchlässigkeit auch zudem wasserdicht. Von diesen beiden Gegebenheiten wird im Grundbau zur Ueberwindung schwieriger Bodenverhältnisse Nutzen gezogen. Zwei physikalische Probleme sind dabei zu beachten. Es betrifft dies einmal das thermische Problem des Gefrierprozesses und zum zweiten die technologischen und rheologischen Eigenschaften des gefrorenen Bodens. Beim thermischen Problem ist die Frage zu klären, wie lange es braucht, um eine bestimmte Mächtigkeit des Gefrierkörpers zu erlangen, d. h. wie schnell dringt die Null-Grad-Isotherme in den Boden ein, und wie gross ist der notwendige Energieverbrauch zur Herstellung des erstrebten Gefrierkörpers. Diese thermischen Probleme können als weitgehend bekannt und theoretisch gelöst betrachtet werden. So löste Terzaghi schon 1926 in Anwendung des thermischen Gleichnisses erstmals die Konsolidation von tonigen Böden.

Die Umwandlung von Wasser in Eis verursacht, wie bekannt, eine Volumenzunahme von ca 10%. Diese tritt bei jedem gesättigten Boden auf, bei dem keine Verdrängung des Wassers möglich ist. Bei wassergesättigtem Boden mit grossen Poren, d. h. einem stark durchlässigen Boden, wird diese Volumenzunahme durch Verdrängen des überschüssigen Wassers kompensiert. Bei grossen Temperatur-Gradienten oder bei geringer Durchlässigkeit des Bodens ist die Verdrängung des Wassers ausgeschaltet. Feinkörnige Böden haben zudem die Fähigkeit, beim Gefriervorgang grössere Unterdrücke im Porenwasser aufzubauen, wodurch Wasser an die Frostgrenze transportiert wird, welches zum Wachstum von Eislinsen beiträgt. Der Gefriervorgang kann also ohne merkliche äusserliche Volumenänderung durch Verdrängen von Porenwasser vor sich gehen, oder durch eine starke Volumenänderung. Bei Behinderung der Volumenänderung

treten Druckspannungen auf (Abb. 1). Diese vereinfachte Darstellung des Bodenfrostes lässt die vorzunehmenden Untersuchungen im Felde wie im Labor erkennen.

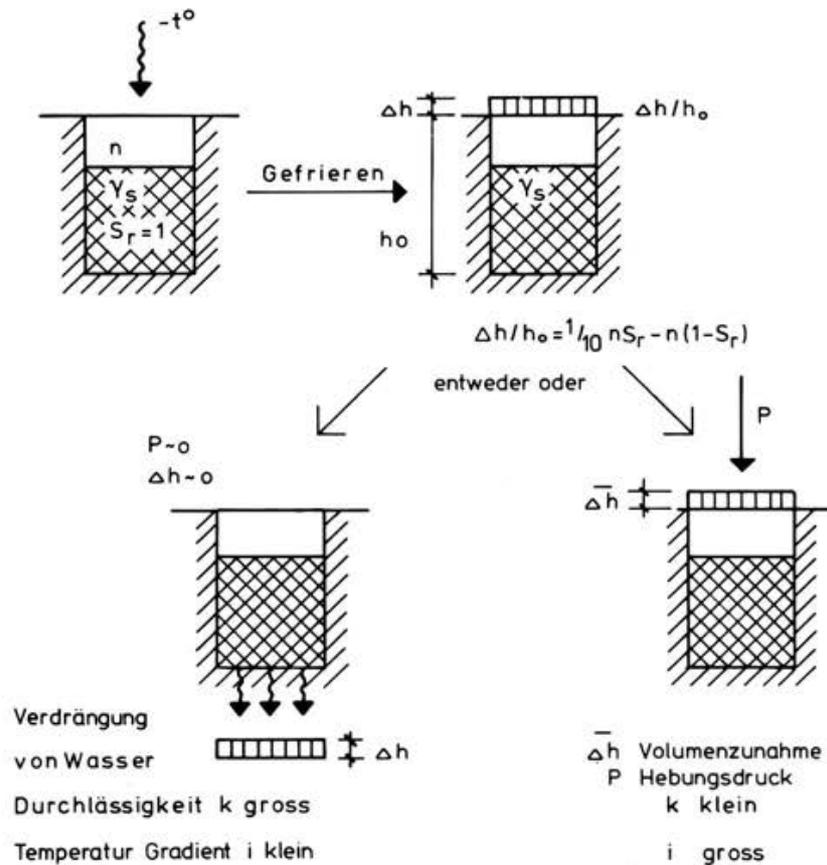


Abb. 1. Schematische Darstellung des Frostvorganges in einem gesättigten Boden. Ohne Drainierung respektive Wassernachschub tritt beim Gefrieren eine Hebung Δh auf. Bei Einspannung ist noch ein Hebungsdruk zu verzeichnen.

Wird der gefrorene Boden als "Stützkonstruktion" herangezogen, wie dies bei verschiedenen Bauvorhaben in letzter Zeit vorgekommen ist, sind die Festigkeit und das zeitliche Tragverhalten des gefrorenen Bodens von grösstem Interesse. Das Institut für Grundbau und Bodenmechanik, Leiter Prof. H.J. Lang, hat schon verschiedentlich solche Untersuchungen vorgenommen. Zur Zeit laufen noch Kontrolluntersuchungen für das Material des Milchbucktunnels in Zürich. Die Untersuchungen und die Expertentätigkeit des Autors an diesem erwähnten Objekt liefern eine Fülle an zusätzlichen Erkenntnissen und Messdaten, die allgemein bis heute sehr spärlich sind. Dafür sei den Herren Direktor J. Jakob, Eidg. Amt für Strassen- und Flussbau, und Kantonsingenieur H. Stüssi, die unsere Arbeiten stets wohlwollend und mit Interesse verfolgen, der beste Dank ausgesprochen.

A. Felduntersuchungen

Das Gefrierverfahren hat mit dem Injektionsverfahren vieles gemein. Beide Systeme werden zur Verfestigung und/oder zur Dichtung des Boden angewandt. Sollen die Untersuchungen im Felde umfassend sein, dann sollte die Baumethode bekannt sein. Nur so können die Untersuchungen auch zweckentsprechend vorgenommen werden.

Zum vollständigen Bodenprofil sind von repräsentativen Proben der natürliche Wassergehalt, das Raumgewicht und die Kornverteilung zu ermitteln. Im Felde sind die hydrologischen Verhältnisse abzuklären und die Durchlässigkeit ist zu bestimmen. Künstliche und natürliche Veränderungen des Wasserhaushaltes des Baugrundes sind zu ermitteln. Dem Injektionsverfahren sind infolge geringer Durchlässigkeit des Materials Grenzen gesetzt, das Gefrierverfahren dagegen kann überall angewandt werden. Voraussetzung ist nur ein hinreichend grosser Wassergehalt zur Erzeugung der Festigkeit des Bodens, denn das Wasser wirkt als "Bindemittel". In diesem Zusammenhang ist es besser, statt sich auf die Angabe des Wassergehaltes zu beziehen, auf den Sättigungsgrad des Materials abzustellen, der für das Gefrieren massgebend ist. Dieser sollte nicht unter 70% liegen, soll der Boden eine genügend grosse Festigkeit erreichen. In durchlässigem Material darf keine oder nur eine geringe Strömung vorhanden sein, da sonst die zugeführte Kälte durch die Strömung abgeleitet würde und sich dadurch kein Gefrierkörper aufbauen könnte, analog dem Auswaschen oder der Erosion des Injektionsgutes beim Injizieren. Infolge der Dichtigkeit des Gefrierkörpers kann die Grundwasserströmung stark verändert werden, sodass z. B. ein "Schliessen" einer Dichtungswand verhindert oder nur durch zusätzlichen Aufwand möglich wird, z. B. durch Erhöhung des Temperaturgradienten, damit die Vereisung rascher vorangeht, - oder durch vorgängiges Injizieren des Materials zur Erniedrigung des k-Wertes. Beide Verfahren sind in der Praxis schon angewandt worden.

B. Laboruntersuchungen

1. Hebungsmass

Zu den Laboruntersuchungen gehört zum ersten die Messung des Hebungsmasses. Diese Untersuchung ist direkt aus der Frostprüfung für Strassenbaumaterial übernommen. Die zubereiteten Proben werden in eine Frosttruhe eingebaut, sodass

die Null-Grad-Isotherme von oben eben in den Probekörper eindringen kann. Dazu sind die Probekörper seitlich isoliert. Mit dem Fuss steht die Probe in einem thermostierten Wasserbad, sodass zwischen der von oben eindringenden Kälte und dem Probenende sich ein Gleichgewichtszustand einstellt. Dabei kann die Probe Wasser abgeben oder aufnehmen, d.h. das System ist offen. Die sich einstellende Deformation kann direkt abgelesen werden und ist ein Mass für die Frostempfindlichkeit des Materials.

Bei der künstlichen Kühlung, bei welcher Frostkörper von Metern Mächtigkeit hergestellt werden müssen, kann an der Frosteinleitungszone ein Material sich anders als im Versuch verhalten, indem es infolge grosser Temperaturgradienten ohne Wassernachschub und Verdrängung, gefriert. Mit zunehmendem Abstand der Kälteeinleitungszone wird der Gradient kleiner, sodass sich ein Gleichgewicht zwischen "Kälteverbrauch" und "Kältezufuhr" einstellt; es kommt somit zur Eislinienbildung, analog dem Versuch in der Kühltruhe.

Die Veränderungen des Spannungszustandes eines Bodens durch das Gefrieren kann bestens in den in Abbildung 2 dargestellten Triaxialapparaturen verfolgt werden. Auch in dieser Anlage ist der Fuss der Probe nicht gefroren, hingegen wird die obere Hälfte durch Kühlung von aussen gefroren. Damit grössere Porenwasserunterdrücke gemessen werden können, wird das Porenwasser durch Gegen-

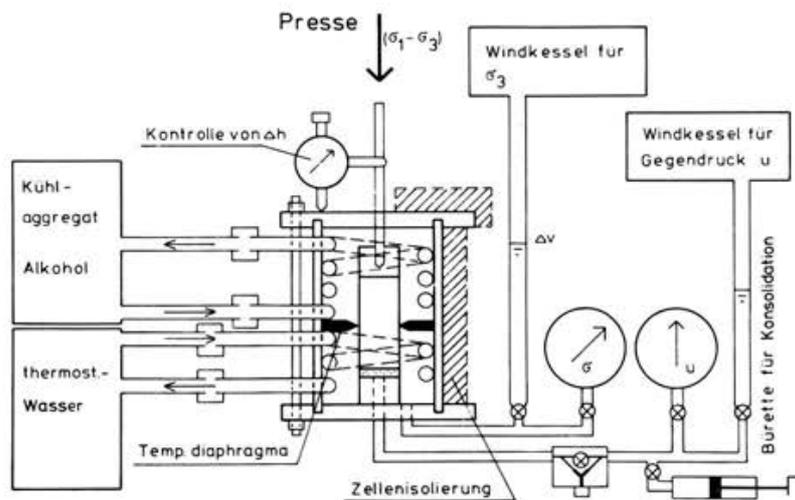


Abb. 2. Triaxialapparat zur Bestimmung der Spannungsänderungen im Boden während dem Eindringen des Frostes.

druck vorgespannt. Dadurch sind auch grössere negative Porenwasserspannungen messbar. Für Ton sind bei $\sigma_3 = 10 \text{ kg/cm}^2$ bis zu 7 kg/cm^2 Unterdrücke ermittelt worden.

Die Eislinnenbildung ist im wesentlichen eine Funktion des Temperaturgradienten an der Null-Grad-Isotherme und der Durchlässigkeit des umgebenden Bodens. Wenn die zugeführte Kälte gerade ausreicht, um die vorhandene oder zuströmende Wassermenge zu gefrieren, kommt es an diesem Uebergang - gefrorener/ungefrorener Boden - zur Eislinnenbildung. Das benötigte Wasser für das Wachstum der Linne wird durch Unterdruck angesogen oder durch den Druck infolge Volumenergrößerung aus dem ungefrorenen Boden gepresst, d. h. der umliegende Boden wird konsolidiert. Dieser Konsolidationsdruck ist, unter der Annahme der vollständigen Einspannung im Verband im Maximum gleich dem gemessenen Hebungsdruck im Versuch. Er ist im übrigen abhängig vom Zusammendrückungsmodul des ungefrorenen Bodens. Ist der Ueberlagerungsdruck kleiner als die plastische Einspannung, dann kommt es unweigerlich zur Hebung der Ueberlagerung. Ist die Ueberlagerung nicht gefroren, wie z. B. im Falle einer horizontalen Gefrierung, dann konsolidiert das Ueberlagerungsmaterial zunächst bis zu einer Spannung, die gleich dem Verspannungsdruck ist, und der Rest der Deformation tritt dann als Oberflächenhebung auf.

In der Abbildung 3 ist die Frosthebung und der dabei auftretende Unterdruck während des Gefriervorganges eines Tones in Abhängigkeit von der Zeit dargestellt. Die Messungen sind in der Apparatur (Abb. 2) ausgeführt. Beachtenswert ist die rasche Zunahme der Hebung am Anfang, ohne Aufbau eines Unterdruckes. Es handelt sich hier um die Gefrierphase, während der Unterdruck zu Eislinnenbildung führt. Dies geht auch deutlich aus der Verteilung des Wassergehaltes hervor.

Genügt der Wassernachschub beim vorhandenen Gradienten nicht mehr, um die Eisbildung am Ort zu gewährleisten, dann dringt die Null-Grad-Isotherme weiter in den ungefrorenen Boden vor und es wiederholt sich in einem bestimmten Abstände der ganze Prozess von vorne. Das Ergebnis ist eine kontinuierliche Anzahl paralleler Eislinnen.

Hebungsmass

Versuch in Triaxialzelle mit Gegendruck

$$\sigma_3 = 10 \text{ kg/cm}^2$$

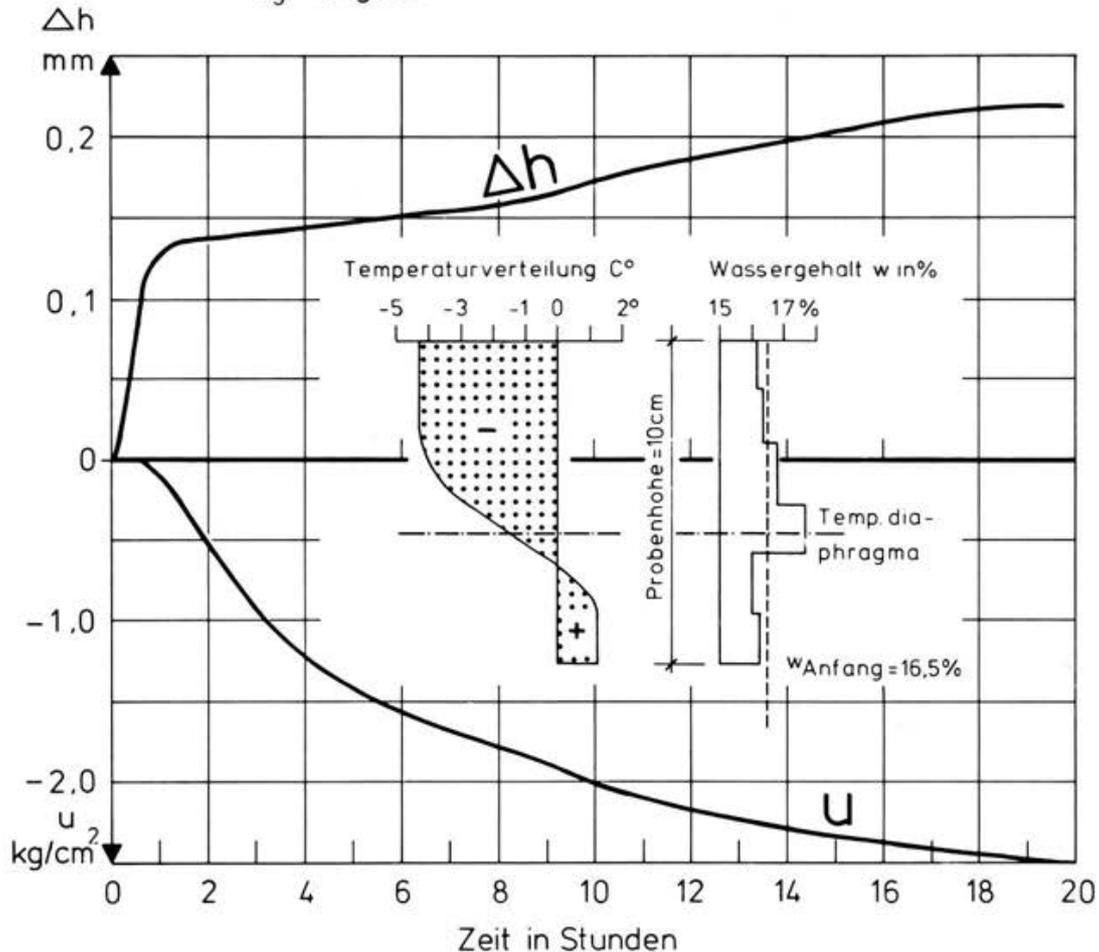


Abb. 3. Frosthebung im Triaxialapparat gemessen unter gleichzeitiger Kontrolle des Unterdruckes respektive des negativen Porenwasserdruckes. $\sigma_3 = 10 \text{ kg/cm}^2$ und $u_0 = 5 \text{ kg/cm}^2$ als Gegendruck im Porenwassersystem. Temperaturverteilung und Wassergehalt der Probe nach dem Versuch ebenfalls angegeben.

2. Hebungsdruck

Die Messung des Hebungsdruckes wird ebenfalls in der Kühltruhe vorgenommen. Die Probe wird aber dazu in einen Rahmen eingebaut, damit die Hebung verhindert wird. Durch eine Druckdose wird der Druck gemessen, der nötig ist, um während der Kühlung eine Volumenänderung respektive Hebung zu verhindern. Seitlich ist die Probe durch Stützringe gehalten und isoliert, von unten kann Wasser nachgefördert oder abgestossen werden.

In der Abbildung 4 ist ein Versuch mit Messung des Hebungsdruckes ($\sigma_1 - \sigma_3$) im Triaxialapparat dargestellt. Der Unterdruck ist hier kleiner als im Versuch der Abbildung 3 und zwar um die Grösse der Porenwasserspannungen infolge von Zunahme der axialen Spannung von ($\sigma_1 - \sigma_3$). Es handelt sich bei beiden Versuchen um einen Ton. Die Verteilung der Temperatur und des Wassergehaltes längs der Probenhöhe nach Ausbau ist ebenfalls angegeben.

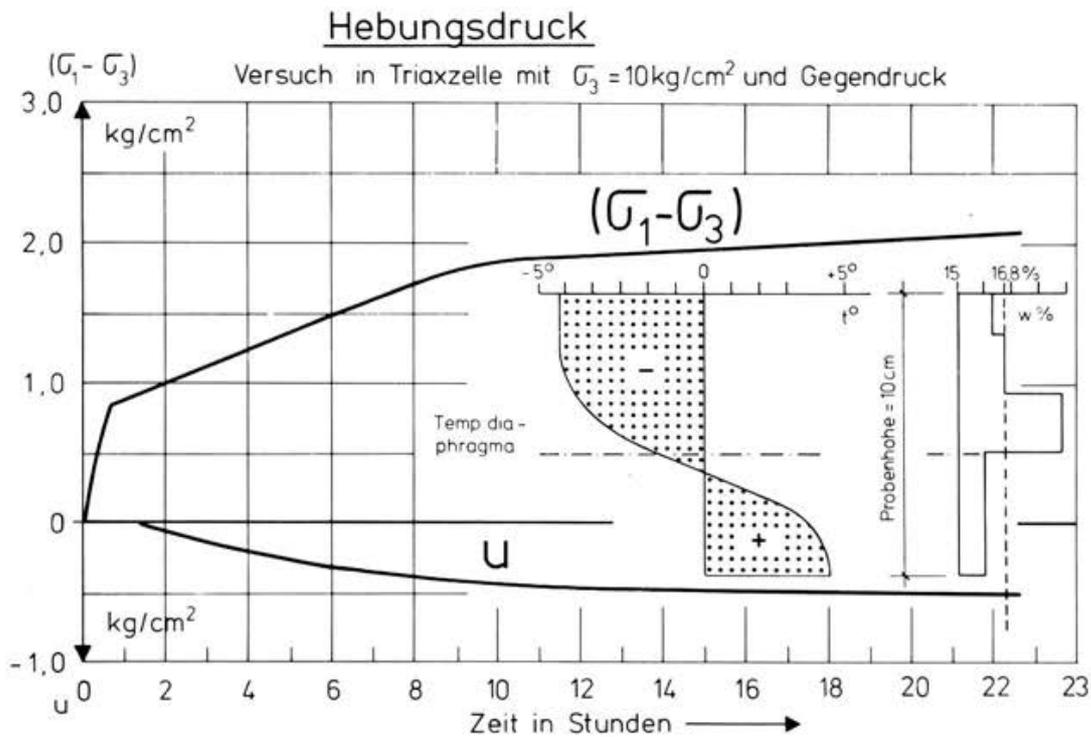


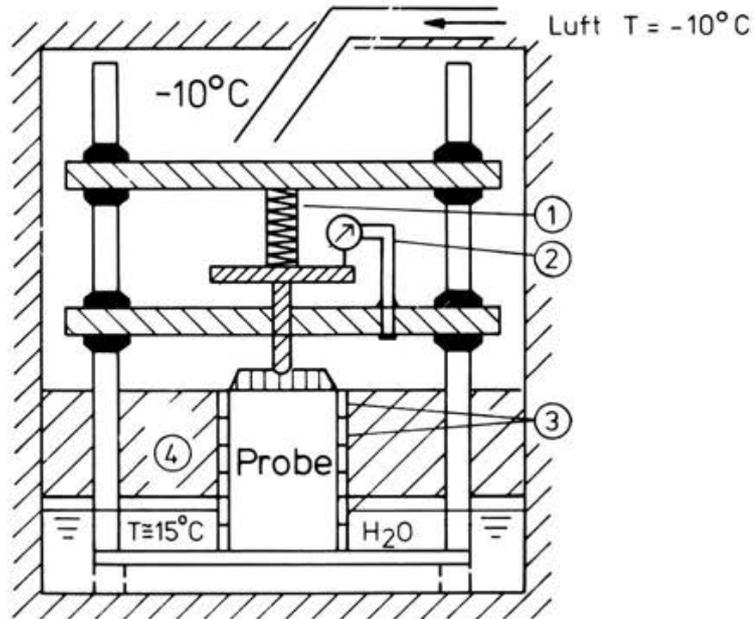
Abb. 4. Hebungsdruck ($\sigma_1 - \sigma_3$) im Triaxialapparat mit der Verteilung des Unterdruckes. $\sigma_3 = 10 \text{ kg/cm}^2$ und $u_0 = 5 \text{ kg/cm}^2$.

Durch die Kombination dieser beiden getrennt durchgeführten Versuche kann nicht nur das Hebungsmass, sondern auch der Hebungsdruck, welcher bei einem frostgefährdeten Material auftritt, gemessen werden. Diese Aussage mag für Bauvorhaben auf freiem Felde uninteressant sein, ist aber für Gefrierarbeiten mit geringer Ueberdeckung im überbauten Gebiet äusserst aufschlussreich.

In Abbildung 5 ist das Resultat von kombinierten Versuchen aus Hebungsdrücken und Hebungsmassen dargestellt. Es handelt sich hier um Moränenmaterial des Milchbuckes. Die Proben des gleichen Materials wurden unter unterschiedlichen

Frost-Hebungs-Druck-Versuch

Versuchsanordnung (schematisch)



- ① Druck p mit Feder
- ② Messung der axialen Probendeformation
- ③ Halteringe
- ④ Isolation

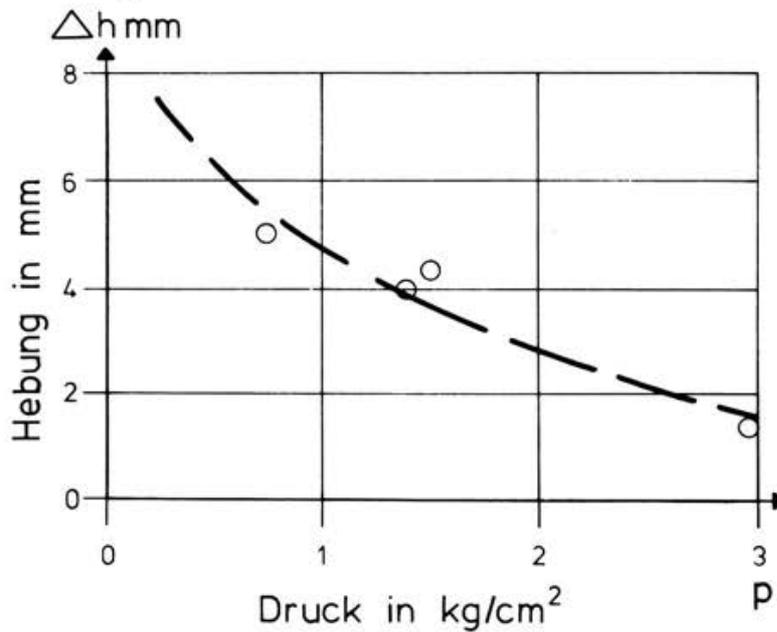


Abb. 5. Kombiniertes Versuch aus Hebungsverlauf und Druckentwicklung während des Gefriervorganges. Durchführung in der Frosttruhe bei unterschiedlicher Einspannung

Federn - einen Ueberlagerungsdruck simulierend - vorgespannt, und der Verlauf von Hebungs- und Druckentwicklung während des Gefriervorganges gemessen. Die Versuche zeigen deutlich, dass die Hebungen mit zunehmendem Druck geringer wurden. Die Versuche sind im offenen System durchgeführt, d. h. ein Wassertransport ist möglich.

3. Festigkeit und Deformationsverhalten

Der zweite Problemkreis, das technologisch/rheologische Verhalten eines gefrorenen Bodens muss bekannt sein, wenn die Standsicherheit eines Bauwerkes mit dem Gefrierverfahren gewährleistet werden soll. Die Kenntnis der Festigkeitseigenschaften ist für die Bemessung Voraussetzung. Das Verformungsverhalten gibt über das Mass der möglichen Deformation Aufschluss, die während einer bestimmten Standzeit und Beanspruchung bei vorgegebener Temperatur auftreten kann.

Die beiden Abbildungen 6 und 7 aus Island zeigen deutlich die beiden Eigenschaften des Eises auf: einmal stehen steile Wände bis zu 50 m Höhe über Jahrzehnte, zum anderen wandert ein Gletscher mit messbarer Geschwindigkeit.



Abb. 6. Die steilen Eiswände zeugen für die Festigkeit des Eises über Jahre: Island, Vatnajökull. (Bild: Dr. Ch. Schlüchter)



Abb. 7. Fliessbilder, ebenfalls Vatnajökull, Island, deuten auf das plastische Verhalten des Eises hin (Bild: Dr. Ch. Schlüchter)

In Abbildung 8 ist die Darstellung eines Druckversuches einer gefrorenen Bodenprobe gezeigt. Der Versuch kann als einaxialer oder als triaxialer Druckversuch ausgeführt werden. Es handelt sich um einen deformationsgesteuerten Versuch

Druckversuch (allgemein)

Festigkeitsprüfung

Deformationsgesteuert ($\frac{d\varepsilon}{dt} = \text{const}$)

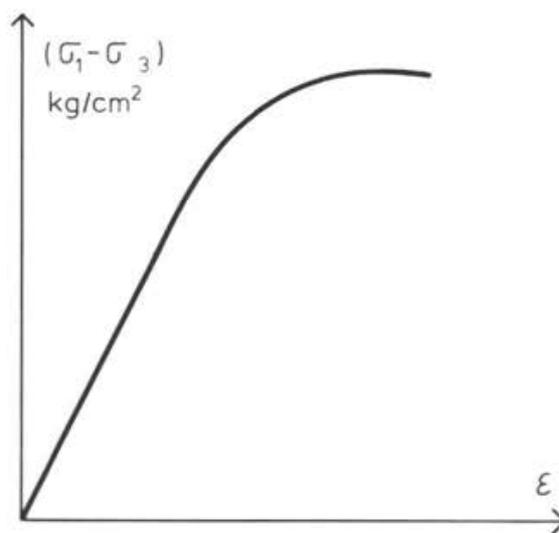


Abb. 8. Allgemeine Darstellung eines Druckversuches (deformationsgesteuert).

zur Ermittlung der Festigkeit. Die Deformationsgeschwindigkeit liegt normalerweise in der Größenordnung von 5 mm/Tag.

Die Kriechkurve, die in Abbildung 9 dargestellt ist, weist drei Phasen auf, und ist bei konstanter axialer Spannung typisch für einen gesättigten Boden im gefrorenen Zustand. Die Form der Kurve kann unter dieser Voraussetzung folgendermassen gedeutet werden:

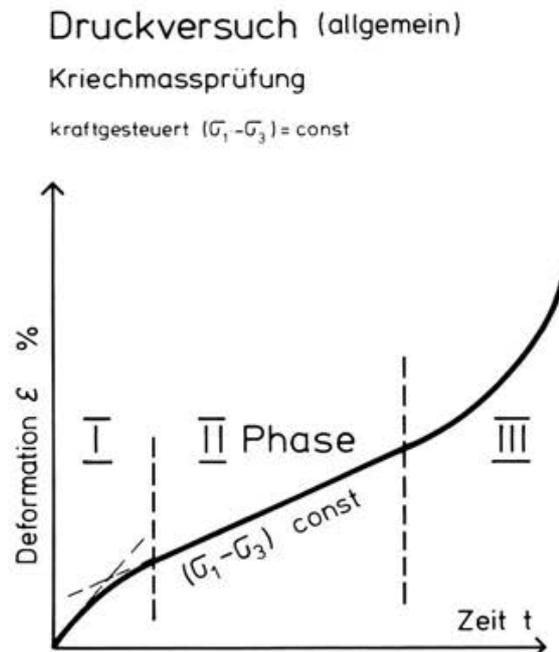


Abb. 9. Druckversuch (kraftgesteuert).
Verlauf der Deformation während
einer Belastungsstufe.

- In der ersten Phase fließt das Eis unter der Beanspruchung und zeigt ein elastoplastisches Verhalten. Die Spannungen im Eis führen zu Umkristallisationen, d.h. der Druck zwischen Bodenkörpern und Eiskristallen nimmt an den Kontaktstellen dermassen zu, dass das Eis schmilzt, und das Wasser in Zonen kleineren Druckes abfließt.
- Für die zweite Phase der viskoplastischen Verformung ist das Verhalten des Korngerüsts des Bodens (Lagerungsdichte!) ausschlaggebend, je nachdem, ob das Material bei der Beanspruchung eine Volumenzunahme oder eine Volumenabnahme aufweist. Im ersteren Fall spricht man von "Aufweichung",

"softening", im anderen von "Verfestigung" oder "hardening". Dieses erstgenannte dilatante Bruchverhalten nimmt von Tonen, die nur kleine Volumenänderungen aufweisen, bis zum Sand stark zu und ist vom Verhältnis der Ueberkonsolidation stark abhängig. So zeigen normal konsolidierte Böden kleine Dilatanz, hingegen steigt die Dilatanz mit der Zunahme des Grades der Ueberkonsolidierung.

- Wenn die Belastung nahe an der Bruchgrenze liegt, geht die 2. Phase ziemlich rasch in die dritte Phase über, die eigentliche Bruchphase. Bei dilatantem Material fällt sie zusammen mit der starken Zunahme des Volumens der Probe.

Um diese Aussage zu untermauern, musste eine neue Druckzelle konzipiert werden, um während der Belastung neben der Längenänderung der Probe auch ihr Volumenverhalten kontrollieren zu können. Die verwendete Zelle ist in Abbildung 10 dargestellt. Zur Kühlung der Probe dient ein doppelwandiger Zellenzylinder,

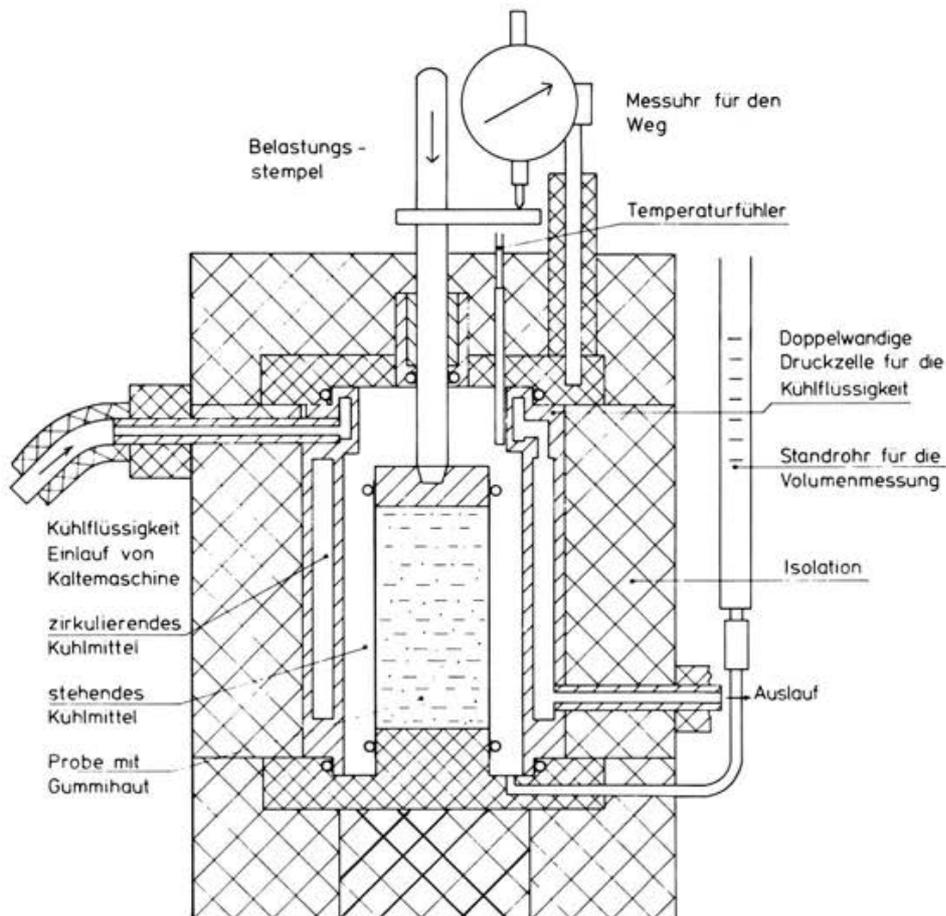


Abb. 10. Schnitt durch die Gefrierzelle.

in dem die Kühlflüssigkeit zirkuliert und den Alkohol in der Zelle und damit auch die Probe kühlt. Der Temperaturunterschied zwischen oben und unten an der Probe beträgt ca. 0.5 °C. Mittels dieser Anordnung können die Kraft, die Deformation und die Volumenänderung des gefrorenen Materials während des Druckversuches kontrolliert werden. Die Kühlaggregate halten die Temperatur auf ± 0.2 °C konstant. Die Temperatur kann bis auf -30 °C gesenkt werden. Die Volumenänderung respektive die Dilatanz des Materials ist auch für das gefrorene Material eine interessante Grösse, die unbedingt beachtet werden muss.

In Abbildung 11 ist ein typischer triaxialer, deformationsgesteuerter Druckversuch eines Moränenmaterials abgebildet. Die Volumenvergrößerung ist für das verdichtete Material typisch, und ist weitgehend auch für die grosse Druckfestigkeit verantwortlich. Der Bruch wird bei dilatantem Material durch den Wechsel der Volumenänderung angezeigt. Diese Feststellung gilt ganz allgemein für alle untersuchten Proben und bestätigt die eingangs gemachten Aussagen über die Festigkeitsabhängigkeit.

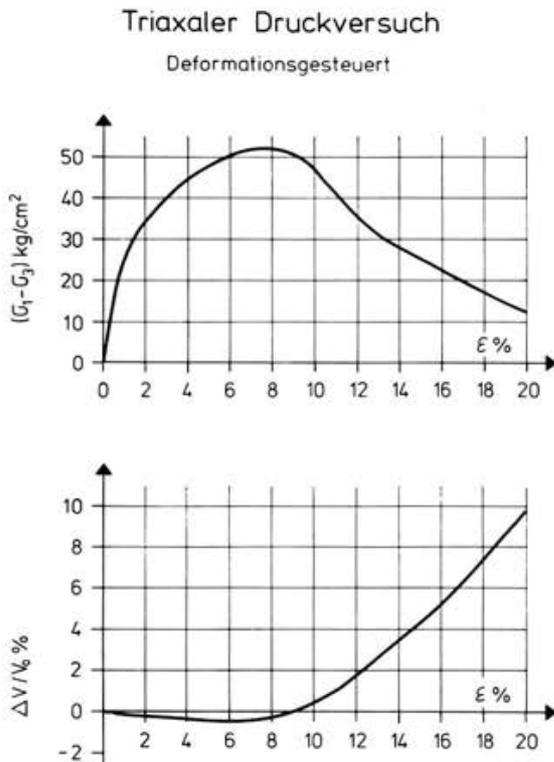


Abb. 11. Triaxialer Druckversuch eines Moränenmaterials (deformationsgesteuert), $v = 5$ mm/Tag

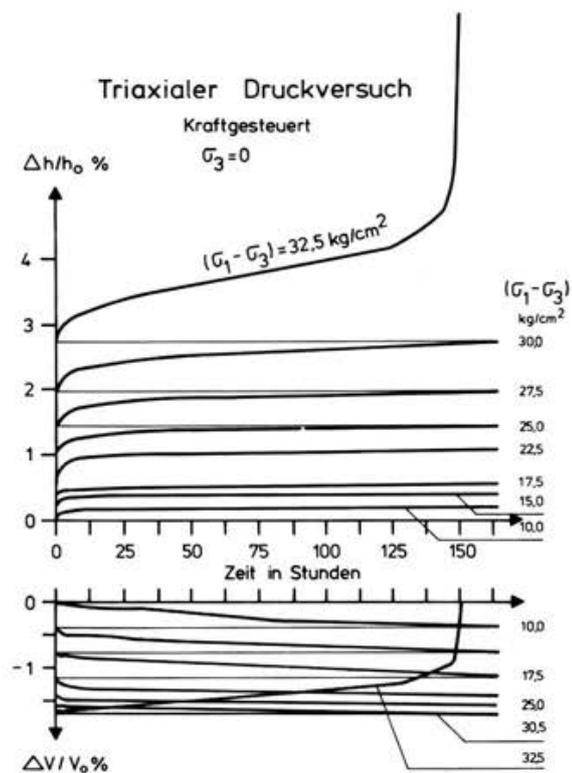


Abb. 12. Triaxialer Druckversuch des gleichen Materials (kraftgesteuert) mit verschiedenen Belastungsstufen.

Die Kriechdeformationen eines kraftgesteuerten Druckversuches respektive Triaxialversuches sind in der Abbildung 12 dargestellt. Auch bei diesem Versuchstyp ist der Verlauf der Volumenänderung interessant. Die einzelnen Laststufen dauerten 168 Stunden. Bei bekannten Spannungsgrößen in der Natur kann mit diesen Angaben das Verhalten des gefrorenen Bodens abgeschätzt werden.

Die zulässigen Spannungen im gefrorenen Boden sind demnach über die zulässigen Deformationen zu ermitteln. Die Deformationen ϵ setzen sich aus einem elastoplastischen (ϵ_0) und einem viskoplastischen (ϵ_t) Anteil zusammen, d.h. $\epsilon = \epsilon_0 + \epsilon_t$. Je kleiner die Standzeit gehalten werden kann, umso mehr kann die Festigkeit des gefrorenen Materials bei gleichen Deformationen ausgenutzt werden.

Diese Aussage kann durch die weitere Auswertung des gezeigten Versuches (Abb. 13) untermauert werden. Dazu sind die beiden Phasen I und II, wie sie in Abb. 9 dargestellt sind, als geradlinig angenommen worden, der Schnittpunkt der Geraden als Spannungsanteil für ϵ_0 und die Neigung der Phase II als Geschwindigkeit, d.h. als zeitabhängige Deformation ϵ_t . Der Bruchverlauf ist deutlich erkennbar

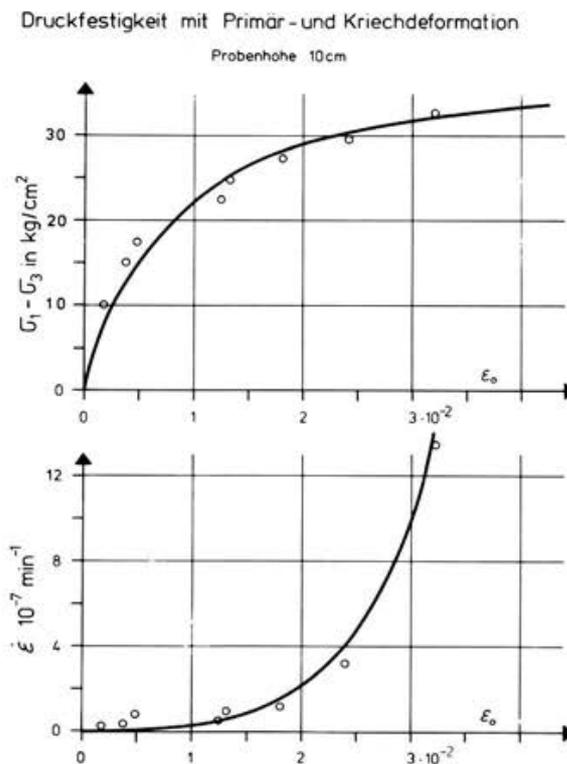


Abb. 13. Versuch aus Abb. 12 als Druckversuch ausgewertet mit Kriechgeschwindigkeit.

und die dem jeweiligen Spannungszustand zugehörige Deformationsgeschwindigkeit $\dot{\epsilon}$ ist zu ϵ_0 zu summieren. E_i als Initialtangentialmodul ist je nach Beanspruchungsdauer demnach um den Anteil aus ϵ_t zu reduzieren.

4. Resultate und Messungen am Milchbucktunnel

Die Tragfähigkeit des gefrorenen, bei $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ geprüften Materials zeigt ein unterschiedliches Verhalten je nach dem, ob dieses Material "deformations-" oder "kraftgesteuert" zu Bruch geführt wird. Die Druckfestigkeiten der deformationsgesteuerten Versuche, d. h. ständige Zunahme der Deformation mit vorgegebener konstanter Geschwindigkeit bis zum Bruch der Proben, liegen beim geprüften Material des Milchbucktunnels durchwegs höher als diejenigen der kraftgesteuerten Versuche. Die Festigkeit ist wenig abhängig vom Seitendruck und den Geschwindigkeiten. Die Versuche sind mit Seitendrücken von $\sigma_3 = 0$ bis $\sigma_3 = 14\text{ kg/cm}^2$ und Geschwindigkeiten von 5 mm/Stunde bis 5 mm/Tag durchgeführt worden. Bei diesen Versuchsbedingungen betragen die Druckfestigkeiten der gefrorenen Milchbuckmoräne über 40 kg/cm^2 .

Während "deformationsgesteuerte" Versuche vorwiegend eine Festigkeitsuntersuchung darstellen, ist die "kraftgesteuerte" Untersuchung dazu geeignet, die Deformationen der Proben unter konstanter Last über eine bestimmte Zeit zu verfolgen. Die Last wird hier stufenweise in Intervallen von 172 Stunden aufgebracht. Das gefrorene Material weist bei diesen Untersuchungen mit zunehmender axialer Spannung eine Zunahme des Kriechmasses auf. Je nach Belastungsdauer variieren hier die Festigkeiten des gleichen Materials von 20 kg/cm^2 bis 30 kg/cm^2 .

Die Festigkeit des gefrorenen Bodens ist zudem noch stark von der Temperatur abhängig, d. h. mit zunehmender Kälte nimmt auch die Festigkeit zu. Diesem Vorgang sind aber wegen der eingangs erwähnten Volumenänderungen beim Gefrieren Grenzen gesetzt. Mit der Abnahme der Temperatur, d. h. bei grösserem Temperatur-Gradienten und gleicher Kühldauer wird der Eiskörper mächtiger und dementsprechend nehmen die zu erwartenden Deformationen stark zu. Diesem Umstand muss bei der Wahl der Kühltemperatur und dem Erhalten des Eiskörpers in der Aushubphase Rechnung getragen werden.

Normalerweise kann in der Aufbauphase des Gefrierkörpers das überschüssige Wasser nicht verdrängt werden, da der Temperaturgradient zu gross ist. Somit

müssen in dieser Zeit von ca 3 bis 8 Tagen Kühldauer eventuell Deformationen in Kauf genommen werden. Während der Erhaltungsphase sollte die Zeit durch sorgfältige Planung möglichst kurz bleiben, damit unnötige weitere Deformationen in Schranken gehalten werden. Für die Erhaltung des Gefrierkörpers genügt nämlich eine reduzierte Kälteleistung. Da aber eine konstante Kältezufuhr zu einem Gleichgewichtszustand zwischen Gefrieren und Wassernachschub führt, kann es zur Bildung von grossen Eislinsen kommen, die zu unliebsamen Deformationen führen. Die Auswirkung der Eislinsenbildung bei konstanter Kältezufuhr ist in Abbildung 14 dargestellt. Wird die Kälte aber stossweise mit entsprechend grossem Gradienten eingeleitet, so wird ein Gleichgewichtszustand vermieden und die Eislinsenbildung weitgehend verhindert.



Abb. 14. Probe mit verschiedenen Eislinsen.

Auflockerungen des Materials, die durch das Gefrieren bedingt sind, sind nur bei entsprechend grossen Drücken reversibel. Eislinsenbildungen hingegen führen zwangsläufig nach dem Auftauen zu Setzungen, wenn das Wasser verdrängt wird.

Diese Phänomene können auch in der Natur beobachtet werden. In der Natur ist die Temperatur gegeben, während beim künstlichen Kühlen eine Möglichkeit der Beeinflussung des Temperaturgradienten noch vorhanden ist, die auch genutzt werden sollte. Die positive Wirkung sei hier anhand der ersten und zweiten Gefrieretappe des Milchbucktunnels gezeigt. In der Abbildung 15 ist die Situation der beiden Etappen 1 und 2 dargestellt. Aus den umfangreichen Kontroll- und Messdaten seien nur die Höhenänderungen der Nivellementpunkte 1002, 1004 in der ersten und die beiden Punkte 26 und 511 der zweiten Etappe angegeben. Die Höhenänderungen der Punkte in Abhängigkeit von der Zeit ist in Abbildung 16 dargestellt.

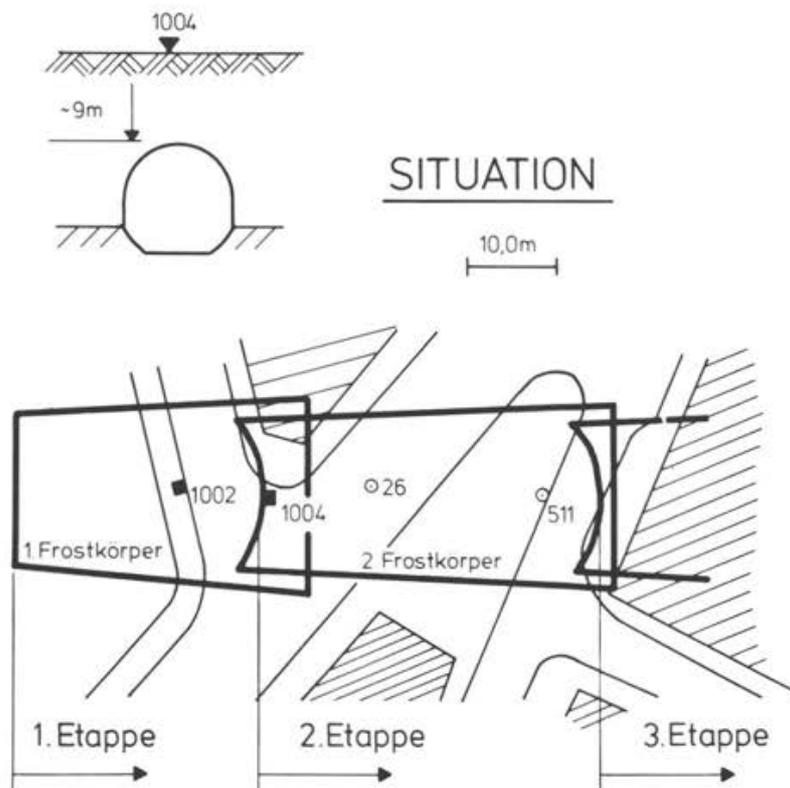


Abb. 15. Situation des Milchbucktunnels mit den beiden ersten Gefrierphasen.

In der ersten Gefrieretappe ist die Temperatur zur Erhaltung des Gefrierkörpers konstant gehalten, während in der zweiten Gefrieretappe die Kälte stossweise zugeführt wurde. Der Gefrierkörper ist bei einer Temperatur von ca $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ in 7 Tagen aufgebaut. In der folgenden Zeit für den Ausbruch ist nur die Erhaltung des Gefrierkörpers sicherzustellen. Dazu ist eine geringere Kältemenge erforder-

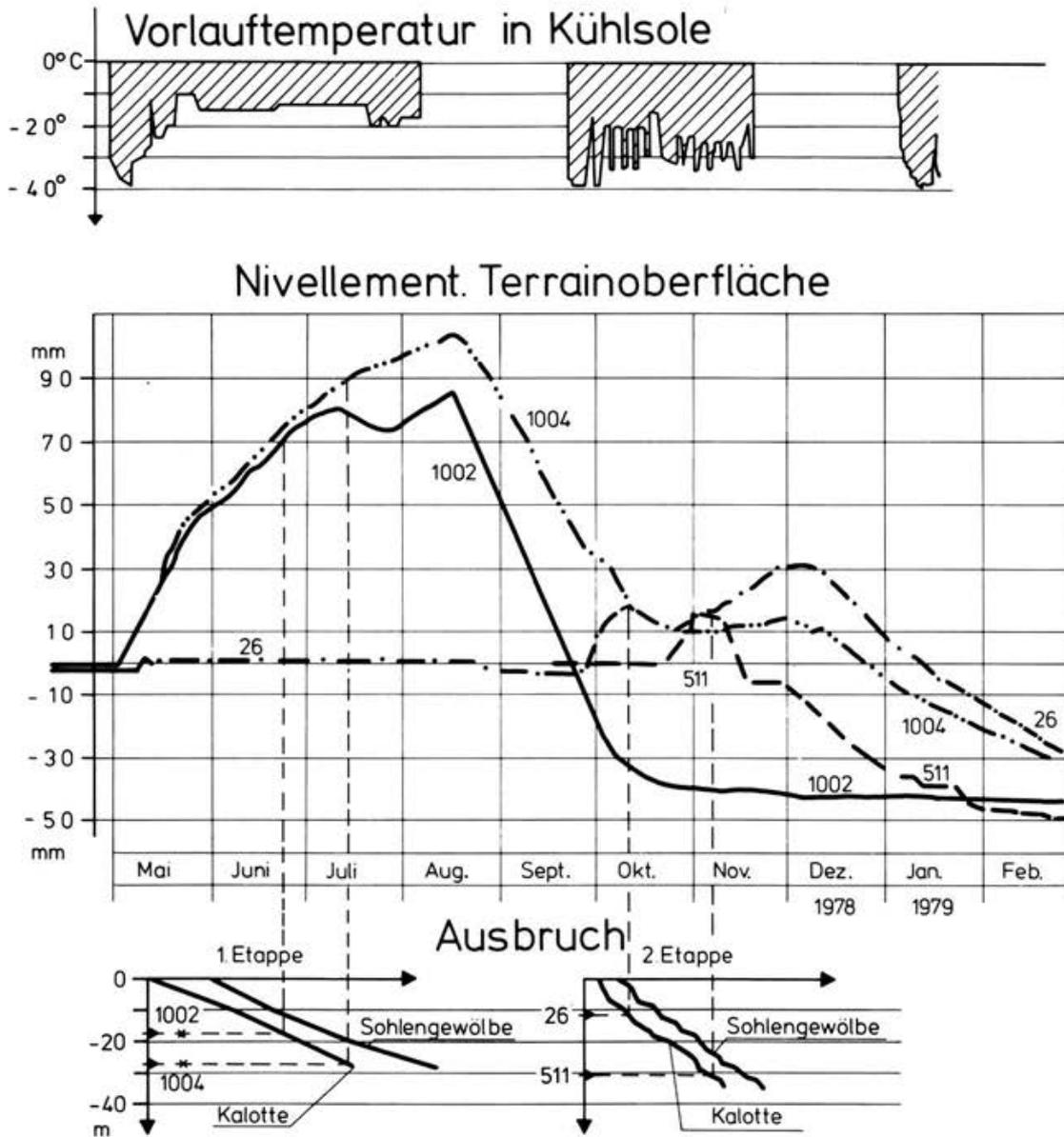


Abb. 16. Hebungsmasse in Abhängigkeit vom Fortschritt im Tunnelaushub für die Kalotte und das Sohlengewölbe. Oben im Bild: der Temperaturverlauf der Kühlsole.

derlich. Bei einer mittleren Temperatur des Gefrierkörpers von -10 °C genügt eine Vorlauftemperatur der Sole von ca -20 °C bei ständigem Betrieb, um dies zu gewährleisten.

Durch die konstante Kältezufuhr bildet sich ein Gleichgewichtszustand zwischen zugeführter Kälte und dem Wassernachschub an der Kältefront aus. Das Resultat sind Eislinnenbildungen mit grossen Hebungen, wie dies an den Punkten 1002 und

1004 zu erkennen ist. Nach Abstellen der Kühlung taut das Material auf, und es stellen sich Setzungen ein. Für die Rückbildung der Auflockerung ist die vorhandene Ueberlagerung zu gering. Der grössere Anteil der Setzungen ist auf gepresstes Wasser der Eislinsen zurückzuführen. Die Setzungen infolge Tauen des gefrorenen Materials unter Berücksichtigung der remanenten Auflockerung sollten demnach kleiner als die Hebungen sein. Diese unterschreiten aber die ehemalige Höhenlage; wie ist das zu verstehen? Der Mehrbetrag der eingetretenen Setzungen ist auf die Deformationen der Tunnelverkleidung zurückzuführen. Die dünne Gewölbeschale muss nach dem Tauen die gesamte Auflast übernehmen. Diese Spannungsumlagerung ist mit Deformationen verbunden. Die Auflockerung des Materials der aufgetauten Paramente akzentuiert noch diese Bewegungen bis der notwendige Erdwiderstand aufgebaut ist.

In der zweiten Etappe ist die physikalische Erkenntnis über die Entstehung von Eislinsen ausgenützt und ein Gleichgewichtszustand ausgeschaltet. Die Kälte zur Erhaltung des Gefrierkörpers wurde durch Kältestösse von ca -40 °C täglich während ca 12 Stunden eingeleitet. Die Hebungen sind in dieser Phase bedeutend kleiner. Wohl ist auch der Vortrieb gesteigert und somit die Erhaltungsphase kürzer als die erste, doch bleibt noch immer eine bedeutende Differenz im Hebungsmass zwischen beiden Etappen zu verzeichnen. Beim Auftauen sind die Deformationen der Spannungsumlagerung auf das Gewölbe wieder deutlich zu erkennen.

Die Unregelmässigkeiten in den Hebungen können durch die Gegenüberstellung dieser Resultate mit dem Vortrieb im Tunnel erklärt werden, wie dies Abb. 16 zu entnehmen ist. Der Aushub des Tunnels verursacht eine Belastung des Gefriergewölbes. Das elastoplastisch gefrorene Material deformiert sich und an der Oberfläche sind Setzungen zu registrieren. Diese Spannungsumlagerung ist für beide Etappen zu erkennen. Werden die aufgetretenen Deformationen auf die Grösse des Tunnels mit einem Durchmesser von ca 15 m bezogen, dann sind diese als sehr klein zu bezeichnen (siehe Abb. 17).

Die umfangreichen Kontrollmessungen und die gesammelten Erfahrungen in den ersten drei Gefrierabschnitten zeigen, dass das neue Verfahren auch im überbauten Gebiet mit geringer Ueberlagerung erfolgreich angewandt werden kann. Die unausweichlichen Spannungsumlagerungen im Boden infolge einer Durchörterung sind bei kleiner Ueberlagerung immer mit Deformationen, die bis an die



Abb. 17. Aufnahme des Milchbucktunnels, Moränenstrecke mit Gefrierverfahren (Foto: Prader AG)

Oberfläche reichen, verbunden. Ihre Grösse ist von der Lagerungsdichte des Bodens abhängig. Die kleinen relativen Setzungen der Oberfläche am Milchbuck-tunnel sind auf die kompakte Moräne zurückzuführen.

5. Einige praktische Angaben für die Dimensionierung

- Durch die Erniedrigung der Temperatur erlangt das gefrorene Material grössere Festigkeiten.
- Die grösseren negativen Temperaturen bei gleicher Gefrierdauer erzeugen grössere Gefrierkörper, die ihrerseits im gesättigten Material zu grösseren Deformationen führen.
- Die Eislinsenbildung - als stationärer Zustand zwischen zugeführtem Wasser (resp. der Durchlässigkeit des Materials) und des Kältenachschubes - kann durch stossweises Kühlen beim Gefrierunterhalt nach dem Aufbau des Gefrierkörpers weitgehend unterbunden werden.

- Das Wachsen des Gefrierkörpers während der Erhaltungsphase kann aber dadurch nicht begrenzt werden. Dies ist allein unter Beschränkung der Zeit möglich.
- Dichte Lagerung des Materials führt zu grösseren Festigkeiten.
- Je grösser das Dilatanzverhalten des Materials während der Beanspruchung, umso grösser sind die Festigkeiten.
- Der gesättigte Boden wird durch die Volumenvergrösserung beim Gefrieren aufgelockert. Um diese Auflockerung zu reduzieren, sollte der Sättigungsgrad des Materials nicht über 90% liegen und zudem die Eislinnenbildung unterdrückt werden.
- Um die Deformationen klein zu halten, sollte im Grundwasser eine unterstützende Entlastung des Porenwasserdruckes durch Entlastungsbrunnen vorgenommen werden. Hiefür sind im übrigen auch viele andere, mindestens ebenso wichtige Gründe vorhanden.
- Schachtwand respektive Tunnelwandoberfläche sind durch die erwähnte Auflockerung und reduzierte Temperatur in der Festigkeit herabgesetzt, und durch kleine Abbrüche können die Arbeiten gefährdet sein.
- Trotz Gegenmassnahmen sind Auflockerungen im Boden nach dem Auftauen einzuplanen. Die Auflockerung führt zu einer Reduktion der Festigkeit des Bodens, d.h. nach Auftauen ist mit einem erhöhten Erddruck und einem reduzierten Erdwiderstand zu rechnen.

Literatur

- Aldrich, H.P., 1956: Frost Penetration Below Highway and Airfield Pavements.
BRB. Bul.135
- Balduzzi, F., 1959: Experimentelle Untersuchungen über den Bodenfrost.
ETH Prom. Nr. 2870
- Bernatzig, W., 1947: Baugrund und Physik.
Zch., Schweiz. Druck- und Verlagshaus
- Haefeli, R., 1954: Kriechprobleme im Boden, Schnee und Eis.
Publ. No. 30, Versuchsanstalt für Wasserbau und Erdbau
an der ETH Zürich (Zeitschrift "Wasser und Energiewirtschaft", No. 3, 1954, Zürich)
- Huder, J., 1971: Prüfmethode für Kiessand nach der neuen Norm SNV 670 120.
Strasse und Verkehr, No. 7
- Jessberger, H.L., Klein, J.; Diekmann, N., 1976: Beitrag zum Spannungs-Verformungs-Verhalten von gefrorenen Böden.
Europ. Konf. Bodenmech. und Grundbau, Wien

- Jessberger, H.L. , 1973: Anwendungen des Gefrierverfahrens.
Die Bautechnik 12, 1973
- Nendza, H. , 1976: Untersuchungen über eine Bodengefrierung im stark durchströmten Untergrund. - Die Bautechnik 7, 1976
- Neuber, H. ; Wolters, R. , 1970: Zum mechanischen Verhalten gefrorener Lockergesteine bei dreiaxialer Druckbelastung.
Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 17
- Ruckli, R. , 1950: Der Frost im Baugrund.
Springer Verlag, Wien.
- Sanger, F.J. , 1968: Ground Freezing in Construction.
Proc. ASCE, Journal SM 1.
- Sayles, F.H. , 1968: Creep of frozen sands.
Techn. Rep. USA, CRREL, September 1968
- Vyalov, S.S. et al, 1969: Methods of Determining Creep, Long-Term Strength and Compressibility Characteristics of Frozen Soils.
Technical Translation 1364, Nat. Research Council of Canada, NRC, TT-1364.

Adresse des Verfassers:

Prof. Dr. Jachen Huder
Institut für Grundbau und
Bodenmechanik
ETH-Hönggerberg
CH-8093 Zürich

DISTRIBUTION OF STRESSES AND VELOCITIES IN AN ICE SLOPE
WITH SPATIALLY DEPENDENT MATERIAL RESPONSE

Kolumban Hutter and Ulrich Spring, Zürich

Abstract

The formulation of Hutter et al. /1/ is used to investigate the influence of the spatial dependence of the stress-strain-rate relationship on the distribution of stress and velocity in an ice slope. Material properties are assumed to vary in the direction perpendicular to the main flow direction only. The method allows an accurate and smooth adjustment of the Arrhenius factor to independently determined temperature profiles and may also be used if depth functions of the material are explicitly prescribed.

Zusammenfassung

Die Formulierung von Hutter et al. /1/ wird benutzt, um den Einfluss der räumlichen Abhängigkeit der Spannungs-Dehnungs-Beziehung auf die Spannungs- und Geschwindigkeitsverteilung in einer schiefen Eisschicht zu untersuchen. Es wird angenommen, dass Materialeigenschaften nur in der Richtung senkrecht zur Hauptflussrichtung variieren. Die Methode erlaubt eine exakte und stetige Anpassung des Arrhenius Faktors an unabhängig bestimmte Temperaturprofile und kann auch dann benutzt werden, wenn Tiefenprofile der Materialfunktionen explizit vorgegeben sind.

1. Introduction

The distribution of stress and velocity in glaciers and ice sheets has been treated by several authors in the past, and although the topic seems to have been closed in the early seventies it has found its recent revival, see /1/. The major concern in these investigations is the effect of longitudinal strain on the state of stress at the base of the glacier or ice sheet. In the classical articles, which are mainly due to Budd /2/-/6/ attention is focussed on Newtonian viscous behavior, and the governing equations are solved using approximate boundary conditions. Yet, unlike Yosida /7/ Budd includes in his analysis the flow over small bedrock protuberances using the perfect slip condition rather than no-slip. In spite of this more realistic procedure Budd's analysis nonetheless bears its disadvantages in that it, firstly, uses linear Newtonian behavior, secondly and probably less seriously, applies inappropriate boundary conditions at the free surface and, thirdly, excludes a viscous sliding law. Moreover, his solution

technique does not allow to account for variations of ice properties across the thickness of the strip except that it gives the possibility to divide the strip into a finite number of layers each equipped with its own material properties.

Budd's theory has been rectified and generalized to include a Glen-type constitutive response by Hutter et al. /1/. This analysis is also valid and applicable, if material properties vary in the direction perpendicular to the mean glacier bed. Analytical solutions have not been found in this case but a straightforward numerical procedure allows the evaluation of stresses and velocities. Hence, temperature variations, which manifest themselves in the Arrhenius factor of the stress-strain-rate relationship may be taken into account without further difficulties and without a division of the ice slope into a series of layers each of which is equipped with its own material response. Moreover, no restriction to a linear viscous law is required. Material properties may continuously vary according to independently determined temperature distributions. Finally, a Weertmann-type sliding law gives rise to estimate how much slip may effect stress or velocity.

In what follows we shall heavily rely upon reference /1/: the governing equations of this theory will only be briefly quoted. Based on these we shall then give an investigation of the effect of the depth variations of material properties on the state of stress and velocity in an ice strip lying on a bed of sinusoidal shape.

2. Governing equations

Consider a nearly parallel sided slab, see figure 1. Let (x, y) be a Cartesian coordinate system; x is down, y perpendicular to the mean inclination γ . Let, further, (u, v) be the components of the velocity vector \underline{v} in the x - and y -direction, respectively. If σ is stress and $\dot{\epsilon}$ strain rate (of a compressive test) Glen's flow law is $\dot{\epsilon} = A\sigma^n$, where A is temperature dependent and $n = 3$. We shall generalize Glen's flow law to include finite viscosity according to

$$\dot{\epsilon} = A \exp\left(-\frac{Q}{kT}\right) \{ \sigma^{n-1} + K \} \sigma \quad , \quad (2.1)$$

in which A and n are constants, Q is the activation energy, k the Boltzmann constant, T the absolute temperature and K the inverse viscosity for small stresses. For constant A , Q , n and K equation (2.1) does not show a spatial dependence,

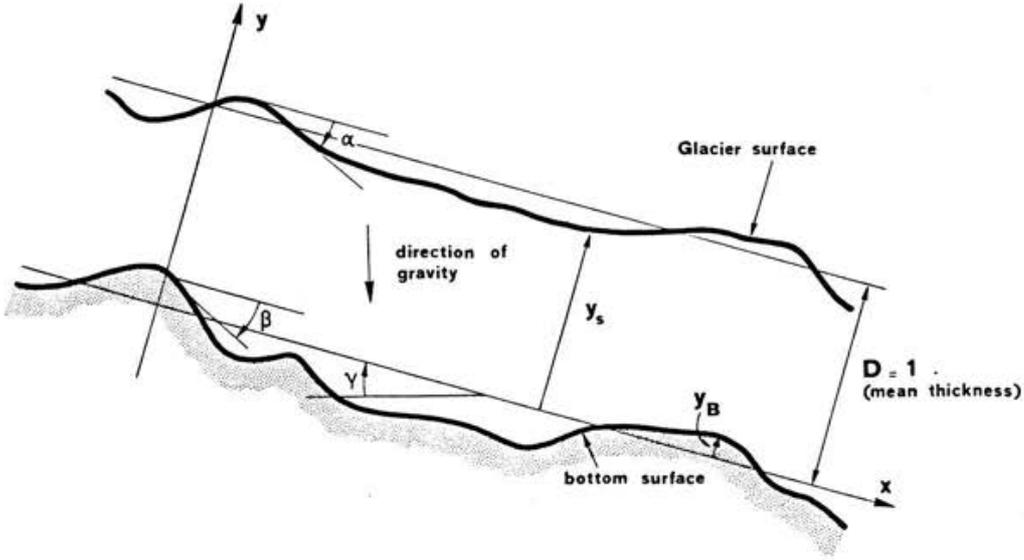


Fig. 1. Nearly parallel sided slab with small bottom undulations

except through the temperature, if the latter is prescribed as a function of position. Such a dependence may be included, however, by writing $A = A(x)$.

In the following the equations governing the motion of the ice under its own weight will be presented in dimensionless form. Accordingly, lengths, stresses and time will be non-dimensionalized with the mean thickness, D , with $\sigma_0 = \rho gD$, where ρ is the density and g the gravity constant, and with the time $t_0 = [A(x_0) \exp(Q/(kT_0)) \rho gD ((\rho gD)^{n-1} + K)]^{-1}$, where x_0 is the position of a reference point and T_0 is a reference temperature.

The governing equations of the motion of the ice under its own weight are balance of mass, momentum and the three-dimensional extension of the generalized Glen flow law. When written in dimensionless form they are

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} &= 0, \\ \frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau}{\partial y} + \sin \gamma &= 0, \\ \frac{\partial \tau}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} - \cos \gamma &= 0, \\ \frac{\partial u}{\partial x} &= \frac{1}{2} \left\{ \left(\tau_{II} \right)^{\frac{n-1}{2}} + K \right\} (\sigma_x - \sigma_y), \\ \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} &= 2 \left\{ \left(\tau_{II} \right)^{\frac{n-1}{2}} + K \right\} \tau, \end{aligned} \tag{2.2}$$

where σ_x , σ_y and τ are dimensionless normal and shear stresses and

$$\tau_{II}^2 = \frac{1}{4} (\sigma_x - \sigma_y)^2 + \tau^2, \quad (2.3)$$

$$K = \frac{K}{(\rho g D)^{n-1}}.$$

Boundary conditions to be satisfied are:

at the base:

$$u_{II} = \zeta \tau_{II}^m, \quad v = \frac{dy_B}{dx} u, \quad \text{at } y = y_B(x), \quad (2.4)$$

where u_{II} and τ_{II} are sliding velocity and shear stress parallel to $y = y_B(x)$ and where ζ and m are constants and y_B is the dimensionless form of the equation for the basal interface.

at the top surface:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial y_s}{\partial t} + \frac{\partial y_s}{\partial x} u - v &= a, \\ \sigma_x \sin^2 \alpha + \sigma_y \cos^2 \alpha - \tau \sin 2\alpha &= -p, \\ \tau - \frac{1}{2} (\sigma_y - \sigma_x) \tan 2\alpha &= 0, \end{aligned} \right\} y = y_s(x, t). \quad (2.5)$$

Here, a is the dimensionless accumulation rate and $-\alpha$ is the local inclination angle, $\tan \alpha = -\partial y_s / \partial x$.

Only steady state response will be considered. Moreover, maximal amplitudes of bottom protuberances and accumulation a are assumed to be small, so that

$$y_B(x) = \epsilon \Lambda(x), \quad a(x) = \mu A(x), \quad 0 \leq (\epsilon, \mu) \leq 1, \quad (2.6)$$

where $\max |\Lambda| = 0(1)$, $\max |A| = 0(1)$. This suggests a perturbation technique for the solution of the boundary value problem (2.2) to (2.5) in the form

$$\sigma_x = \sum_{v=0}^{\infty} \epsilon^v \sigma_x^{(v)}, \dots, \quad u = \sum_{v=0}^{\infty} \epsilon^v u^{(v)}, \dots, \quad \text{etc.} \quad (2.7)$$

$$y_s = 1 + \sum_{v=1}^{\infty} \epsilon^v Y^{(v)}(x, t).$$

Substituting (2.7) into (2.2) to (2.5), expanding all functions into Taylor series expansions and collecting terms of like powers in ϵ leads to a hierarchy of boundary value problems for the unknowns $\sigma_x^{(v)}, \dots, u^{(v)}, \dots$ and $Y(x)$. To first order the equations are as follows:

Zeroth order solution:

$$\begin{aligned} \tau^{(0)} &= \sin \gamma (1-y), \\ \sigma_x^{(0)} &= \sigma_y^{(0)} = -\cos \gamma (1-y) - p \\ u^{(0)} &= \zeta \sin^m \gamma + \frac{2}{\sin \gamma} \int \frac{\sin \gamma}{\sin \gamma (1-y)} \frac{A(1 - \xi/\sin \gamma)}{A(y_0)} \exp\left(-\frac{Q}{k} \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_0}\right)\right) \cdot \xi \frac{\xi^{n-1} + K}{1 + K} d\xi \\ v^{(0)} &= 0, \end{aligned} \tag{2.8}$$

first order boundary value problem:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial^2 \psi}{\partial x \partial y} &= -f(y) \left\{ \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} \right\}, \\ \left\{ \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} \right\} &= g(y) \frac{\partial^2 \phi}{\partial x \partial y}, \end{aligned} \right\} (x, y) \in \mathbb{R}x [0, 1], \tag{2.9}$$

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial \psi}{\partial y} + \zeta m \sin^{m-1} \gamma \frac{\partial^2 \phi}{\partial x \partial y} &= 0, \\ \frac{\partial \psi}{\partial x} + \frac{d\Lambda}{dx} \bar{u} &= 0, \end{aligned} \right\} (x, y) \in \mathbb{R}x \{0\}, \tag{2.10}$$

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial \psi}{\partial x} + \left[\bar{u} + \frac{1}{1+K} \left\{ \frac{2 \sin^n \gamma}{n+1} + K \sin \gamma \right\} \right] \frac{\partial Y^{(1)}}{\partial x} &= \frac{\mu}{\epsilon} A, \\ \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \cos \gamma Y^{(1)} &= 0, \\ \frac{\partial^2 \phi}{\partial x \partial y} + \sin \gamma Y^{(1)} &= 0, \end{aligned} \right\} (x, y) \in \mathbb{R}x \{1\}. \tag{2.11}$$

In these equations Ψ and ϕ are stream and stress functions, respectively, defined by

$$\begin{aligned} (1) \quad u &= \frac{\partial \Psi}{\partial y}, & (1) \quad v &= -\frac{\partial \Psi}{\partial x}, \\ (1) \quad \sigma_x &= \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2}, & (1) \quad \sigma_y &= \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2}, & (1) \quad \tau &= -\frac{\partial^2 \phi}{\partial x \partial y} \end{aligned} \quad (2.12)$$

and

$$\begin{aligned} f(y) &= \frac{1}{2} \frac{A(y)}{A(y_0)} \exp \left[-\frac{Q}{k} \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_0} \right) \right] \frac{[\sin \gamma (1-y)]^{n-1} + K}{1+K}, \\ g(y) &= 2 \frac{A(y)}{A(y_0)} \exp \left[-\frac{Q}{k} \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_0} \right) \right] \frac{n[\sin \gamma (1-y)]^{n-1} + K}{1+K}. \end{aligned} \quad (2.13)$$

In the present analysis we shall assume $A = 0$ or else $\mu = 0(\epsilon)$ such that $\mu/\epsilon = 1$. For an explicit derivation of the equations (2.8) - (2.11) we must refer the reader to Hutter et al. /1/.

Before constructing solutions to the equations (2.9) - (2.13) it is worthnoty to mention that in Ref. /1/ also a boundary condition at the base different from that listed in (2.9) was used. In this second approach the sliding velocity is a prescribed quantity \bar{u} ; equation (2.10) is then replaced by

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Psi}{\partial y} &= -2 \sin \gamma \frac{\sin^{n-1} \gamma + K}{1+K} \Lambda(x), \\ \frac{\partial \Psi}{\partial x} &= -\frac{d\Lambda}{dx} \bar{u}. \end{aligned} \quad (2.10a)$$

This concludes the presentation of the governing equations.

3. Approach to a solution of the first order problem

The first order problem being linear it is straightforward to see that the effect of bottom undulations and accumulation can be separated. Here, we shall present the approach when $A = 0$, see /1/.

Because a harmonic analysis is possible it suffices to look at one single wave length of bottom undulation,

$$\Lambda(x) = \cos \omega x . \quad (3.1)$$

No loss in generality emerges from the use of a unit amplitude, since solutions will be proportional to it. They are equally expected to be harmonic, but need not be in phase with (3.1). Consequently,

$$\begin{aligned} \phi &= \phi_1(y) \cos \omega x + \phi_2(y) \sin \omega x , \\ \psi &= \psi_1(y) \cos \omega x + \psi_2(y) \sin \omega x , \\ (1) \quad Y &= h_1 \cos \omega x + h_2 \sin \omega x . \end{aligned} \quad (3.2)$$

Substituting these into (2.9) - (2.13) yields a system of ordinary differential equations for the unknown functions ϕ_1, \dots, ψ_2 and the coefficients h_1 and h_2 . The exact form of the emerging boundary value problem depends on the choice of the boundary condition at the base, (2.10) or (2.10a). Mathematically, a vector differential equation of the form

$$\frac{d \underset{\sim}{f}}{dy} = \underset{\sim}{M}(\omega) \underset{\sim}{f} \quad (3.3)$$

subject to certain boundary conditions on $\underset{\sim}{f}$, in which $\underset{\sim}{f}$ is an eight-dimensional vector and $\underset{\sim}{M}$ a frequency dependent matrix, must be solved. The approach of solution is in detail discussed in Ref. /1/, as is the numerical integration technique. The only significant difference of this article to Ref. /1/ is the spatial dependence of the material response.

4. The modelation of temperature profiles

a. Layered structure

We shall subsequently assume that the spatial variation of the constitutive relationship is induced by temperature, which itself is treated as a known quantity. It thus suffices to model the layered structure of the ice within the entire strip by prescribing temperature as a function of y . A reasonable approximation for a two layered structure is obtained for

$$T(y) = \bar{T} \exp \left\{ \frac{\Delta T}{2\bar{T}} \operatorname{Tanh} (2a (y-h)) \right\} . \quad (4.1)$$

The significance of the coefficients a and h can be read off from figure 2a.

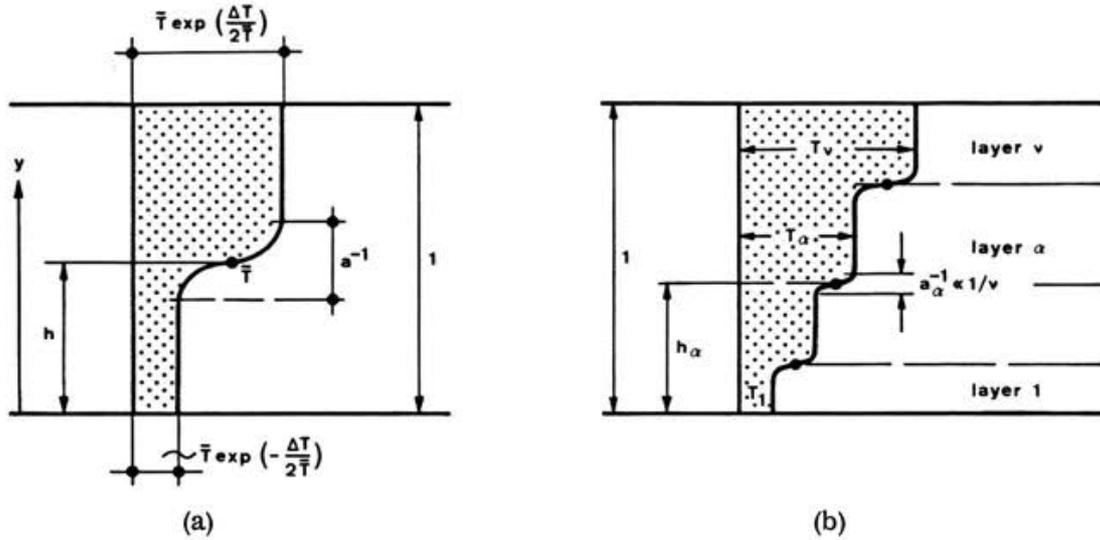


Fig. 2. Temperature distribution on a layer of thickness 1 according to equation (4.1), (a), and equation (4.2), (b)

There is an easy and straightforward generalization of relation (4.1) to v layers, namely

$$T(y) = \bar{T} \exp \left\{ \sum_{\alpha=1}^{v-1} \frac{\Delta T_{\alpha}}{2\bar{T}} \operatorname{Tanh} (2a_{\alpha} (y-h_{\alpha})) \right\} , \quad (4.2)$$

where, in order that the layers do not overlap $a_{\alpha} > v$. This condition is assumed to be satisfied, see figure 2b.

An important practical question is how the parameters \bar{T} , ΔT_{α} , a_{α} and h_{α} can be selected, if the temperature distribution is known. To this end, it is most convenient to evaluate the temperature T_{α} in the middle of layer α . For asymptotically large a_{β} ($\beta = 1, 2, \dots, v-1$) this yields

$$\sum_{\beta=1}^{v-1} \Delta T_{\beta} - \sum_{\beta=\alpha+1}^{v-1} \Delta T_{\beta} = \ln \left[\left(\frac{T_{\alpha+1}}{\bar{T}} \right)^{2\bar{T}} \right] , \quad (\alpha = 0, 1, \dots, v-1) \quad (4.3)$$

For $\alpha=0$ and $\alpha=(v-1)$ these equations must be interpreted as

$$-\sum_{\beta=1}^{v-1} \Delta T_{\beta} = 2 \bar{T} \ln \left(\frac{T_1}{\bar{T}} \right), \quad (4.4)$$

$$\sum_{\beta=1}^{v-1} \Delta T_{\beta} = 2 \bar{T} \ln \left(\frac{T_v}{\bar{T}} \right).$$

These are two equations which may be used for the determination of \bar{T} ; one obtains

$$\bar{T} = \sqrt{T_1 T_v}. \quad (4.5)$$

Evidently, \bar{T} is the geometric mean of the temperatures in the top and bottom layers. The remaining equations (4.3) may then easily be solved for the ΔT_{β} 's. The result is

$$\Delta T_{\beta} = \bar{T} \ln \left(\frac{T_{\beta+1}}{T_{\beta}} \right). \quad (4.6)$$

Finally, estimates for h_{β} and a_{β} are obtained from the position of the layers and the sharpness of the temperature gradient as one moves from one layer to another.

Finally, it is noteworthy to realize that we have chosen here the temperature as the variable including the layered structure. This need not be so, and indeed the constant A in the generalized Glen flow law could equally be selected.

b. Realistic distribution of temperature

For ice sheets such as Greenland and Antarctica, temperature distributions follow from the heat conduction equation. Steady state solutions are due to Robbin /8/, Weertman /9/ and Zotikov /10/.

Robbin's solution can be written as

$$T(y) = T_s \left\{ 1 + \frac{\sqrt{\pi}}{2L^*} \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)_b [\text{erf}(L^*) - \text{erf}(L^*y)] \right\}. \quad (4.7)$$

T_s denotes the temperature at the free surface, $(\partial \theta / \partial y)_b$ is the dimensionless temperature gradient at the base, and L^* is a dimensionless parameter defined by

$$L^* = \sqrt{\frac{aD}{2\kappa}},$$

where κ is the thermal diffusivity, a the accumulation rate and D the thickness of the ice sheet.

Robbin's solution (4.7) has been improved by Weertman to account for melting of ice at the base. His solution takes the form

$$T = T_s \left\{ 1 - \frac{\sqrt{\pi}}{2L^*} \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)_b \exp(L^{*2} \left(\frac{a'}{a} \right)^2) \cdot \right. \\ \left. \cdot \left[\operatorname{erf} \left(L^* \left(1 + \frac{a'}{a} \right) \right) - \operatorname{erf} \left(L^* \left(y + \frac{a'}{a} \right) \right) \right] \right\} \quad (4.8)$$

Notation is the same as in (4.7); a denotes accumulation and a' melting at the base (expressed as a length). There are improvements of formula (4.8), but for the evaluation of the stresses these are irrelevant.

5. Results

Calculations have been performed for both a layered structure of the ice slope as well as the more realistic temperature distribution (4.7). This gives a possibility to estimate whether approximations describing ice sheets as a series of layers is an accurate model. In what follows we shall discuss numerical results regarding transfer of bottom undulations to the surface and basal stresses both for the layered structure and a smooth temperature distribution corresponding to Robbin's solution. Calculations were performed for numerical values of phenomenological coefficients as listed in table 1. They correspond to no-slip at the base and to temperature distributions as shown in figure 3. We shall refer to these as the two layer and the Greenland models, respectively.

a. Transfer of bottom undulations to the surface

One of the interesting facts in the study of ice sheets is the question, whether undulations of the bottom will be visible at the surface. The transfer is attenuated and depends on wavelength $\lambda = 2\pi/\omega$. Hutter et al. /1/ have shown that in homogeneous ice sheets this transfer grows with growing inclination γ and is monotonically increasing with increasing wave length. The results in /1/ contradict earlier results by Budd, but are more reliable ones because they are based on the more accurate approach.

Table 1

$K = 10^{-3}$	$(\frac{\partial \theta}{\partial y})_b = 0.1124$
$\zeta = 0$	$L^* = 3.70$
$Q = 1 \text{ eV} = 1.6 \cdot 10^{-19} \text{ [J]}$	$T_s = 249.15 \text{ [K]}$
$A(y) = A(y_0)$	$a = 20 \text{ [cm y}^{-1}] = 6.342 \cdot 10^{-9} \text{ [ms}^{-1}]$
$k = 1.38 \cdot 10^{-23} \text{ [J/K]}$	$D = 1400 \text{ [m]}$
$h = 0.5$	$\kappa = \tilde{\kappa} / (\rho_i c_p) = 38 \text{ [m}^2\text{y}^{-1}]$
$a = 10$	$= 1.205 \cdot 10^{-6} \text{ [m}^2\text{/s]}$
$\Delta T = T \ln(T_0/T_u) = -12 \text{ [K]}$	$n = 3$
$T = \sqrt{T_0 T_u} = 254.08 \text{ [K]}$	$T_0 = 248.15 \text{ [K]}$
	$T_u = 260.15 \text{ [K]}$

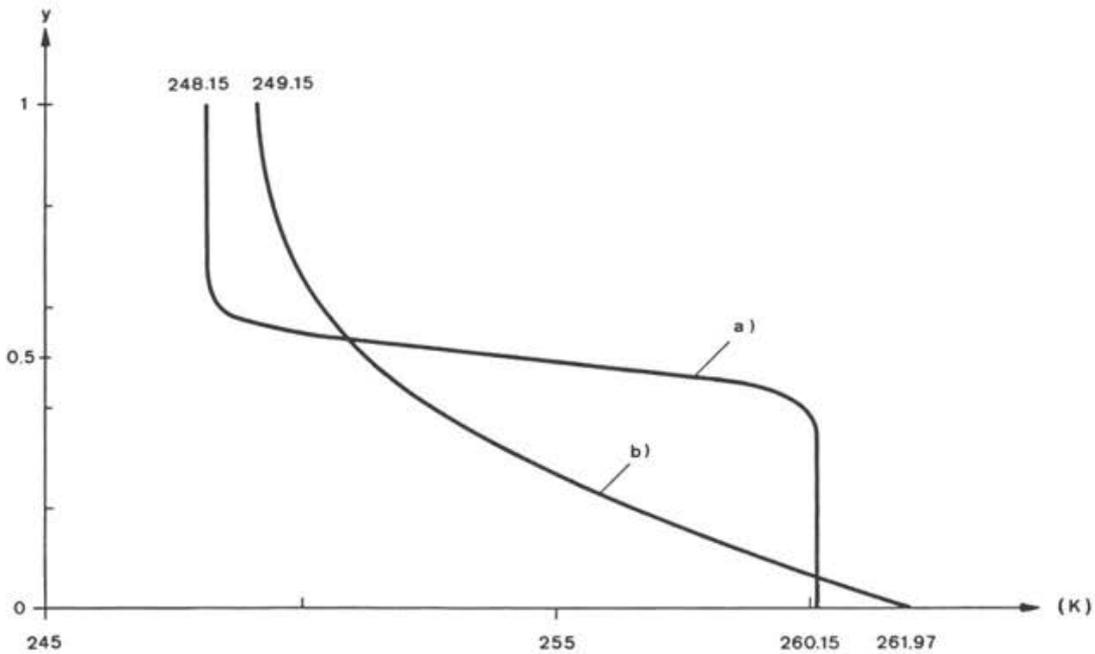


Fig. 3 Temperature distribution for the two layer model, (a), according to the temperature distribution (4.1) and for the Greenland model, (b), according to Robbin's formula (4.7).

In the following only results will be discussed for which the boundary condition at the base was no-slip.

The transfer of the bottom undulations is described by (3.2) and may be quantified by the filter function $F = \sqrt{h_1^2 + h_2^2}$ and the phase lag angle $\phi = \text{atan}(h_2/h_1)$. For the two layer model this filter function is plotted in figure 4 against wave length λ and for various inclination angles γ . At small wave lengths below 2.0

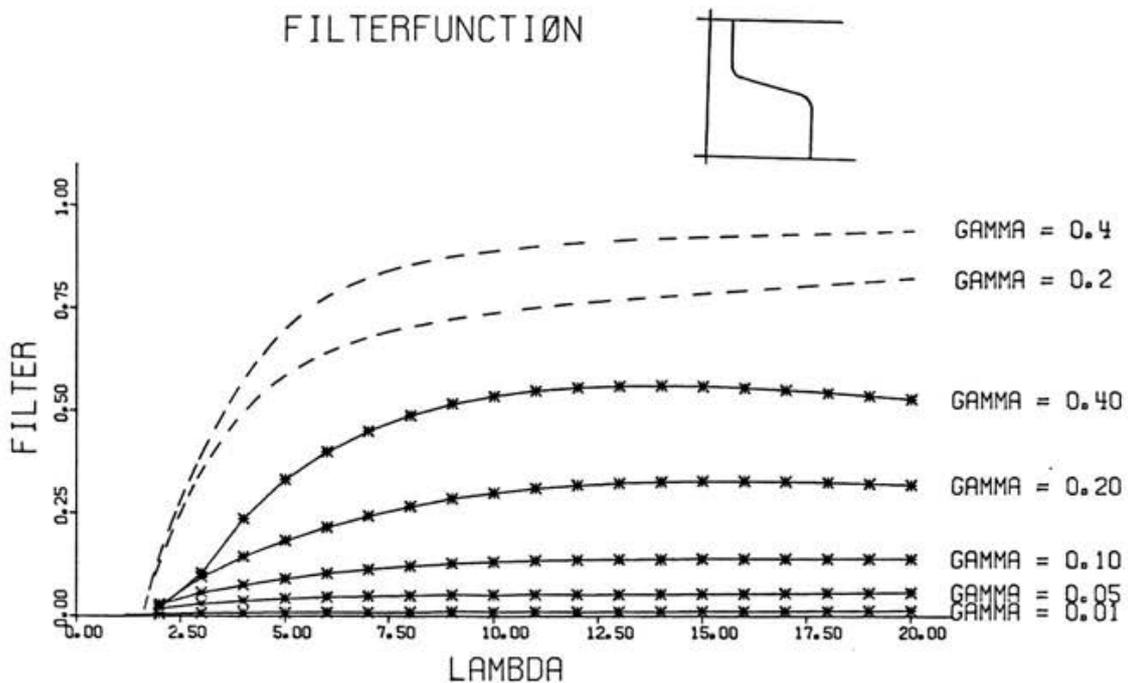


Fig. 4 Filter function of the layer model characterising the transfer of bottom undulations to the surface as a function of wave length λ and parameterized for various inclination angles γ . Shown are also the curves $\gamma = (0.4, 0.2)$ for the one layer model (dashed).

virtually no transfer occurs and for small γ this remains uniformly so for all λ 's. At larger inclinations the filter function generally increases with increasing γ , but as the curve for $\gamma = 0.4$ indicates this is not so for all γ . For $\gamma = 0.4$ a weak maximum around $\lambda = 13$ is reached. When compared with the results of the one-layer model (see/1/) it is observed that the transfer of bottom undulations is attenuated considerably; the soft bottom layer apparently acts as a barrier. The same holds true also, if the smooth temperature distribution (of the Greenland ice cap) due to Robbin, (4.7), is used. In fact, filter functions are almost identical as can be seen from figure 5.

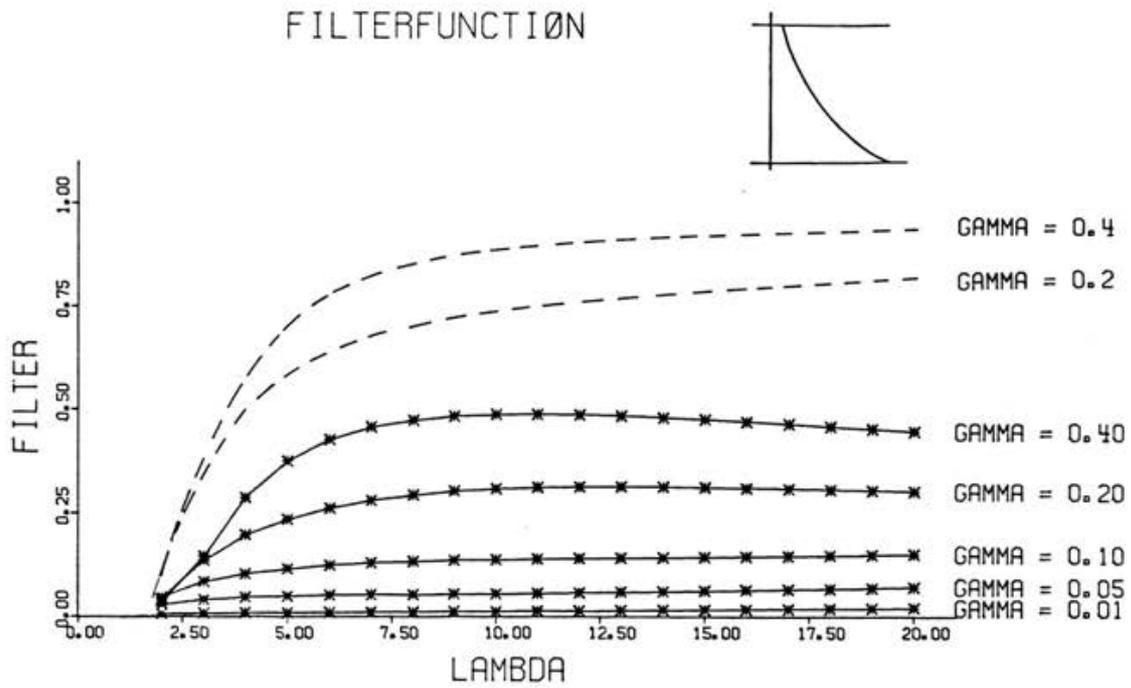


Fig. 5. Same as figure 4, but now for Greenland model.

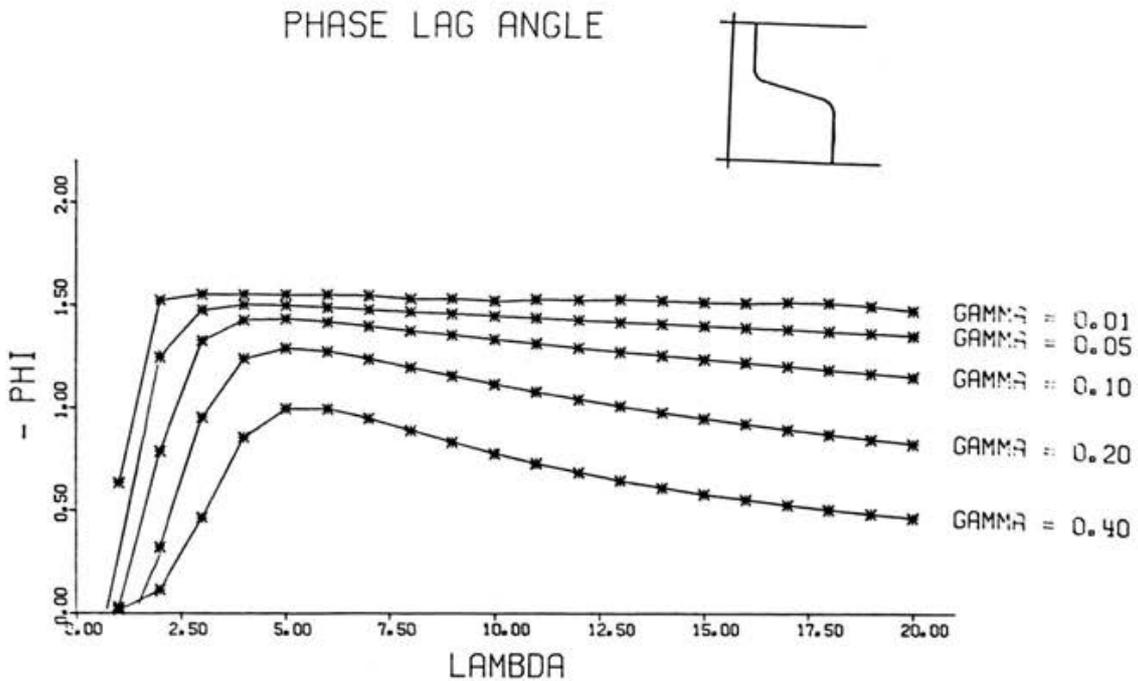


Fig. 6. Phase lag angle of the two layer model corresponding to the filter function F plotted against wave length λ and parameterized for various inclination angles γ .

To obtain full information on the transfer properties phase lag angles must also be given. Figure 6 shows these as functions of λ plotted for various values of the inclination angle. They belong to the two layer model, but results for the Greenland profile are qualitatively very similar; in particular, at large λ the phase lag angle is nearly independent of λ and assumes values between $-\pi/2$ and 0, dependent on what value γ assumes. At wave lengths of the order of 2.5 a strong λ -dependence can be observed with a tendency that for $\lambda \rightarrow 0$, $\phi \rightarrow 0$. Qualitatively the behavior of the one-layer model is very similar.

b. Basal stresses

For sinusoidal variations of the bottom undulations it can be shown that also stresses must be distributed sinusoidally. It is not hard to show that shear stress τ and normal stress σ_y at the base must be given as

$$\frac{\tau}{\tau^{(0)}} = 1 + \epsilon \Theta \cos(\omega x - \phi_\tau),$$

$$- \frac{\sigma_y}{\sigma_y^{(0)}} = 1 - \epsilon \Sigma \cos(\omega x - \phi_\sigma),$$

where $\tau^{(0)}$ and $\sigma_y^{(0)}$ are the expressions listed in (2.8)_{1,2} for $y = 0$; ϵ , on the other hand is the perturbation amplitude of the bottom undulations.

In figures 7a and 8 the parameter Θ is plotted for the two layer and the continuous Greenland model parameterized for various inclination angles γ . For comparison, results are also shown for the one layer model. Evidently, first order shear stresses are substantially reduced by temperature variations, indicating that the applied perturbation theory can be used down to wave lengths of $\lambda = 1$ and smaller, when temperature variations are taken into account. Explicitly the magnitude of the first order basal shear stress amplitude is nearly independent of λ , except at smaller λ 's where the stresses become large. This gives indication that for λ smaller than 0.5, say, the perturbation approach used for the analysis must break down. It is also interesting to see that the effect of longitudinal strain variation causes higher stresses the smaller the mean inclination, but this variation is much less pronounced for the Greenland or the two layer models than is the case for the single layer. This points at a property one seems not to have fully recognized in the past, namely the fact

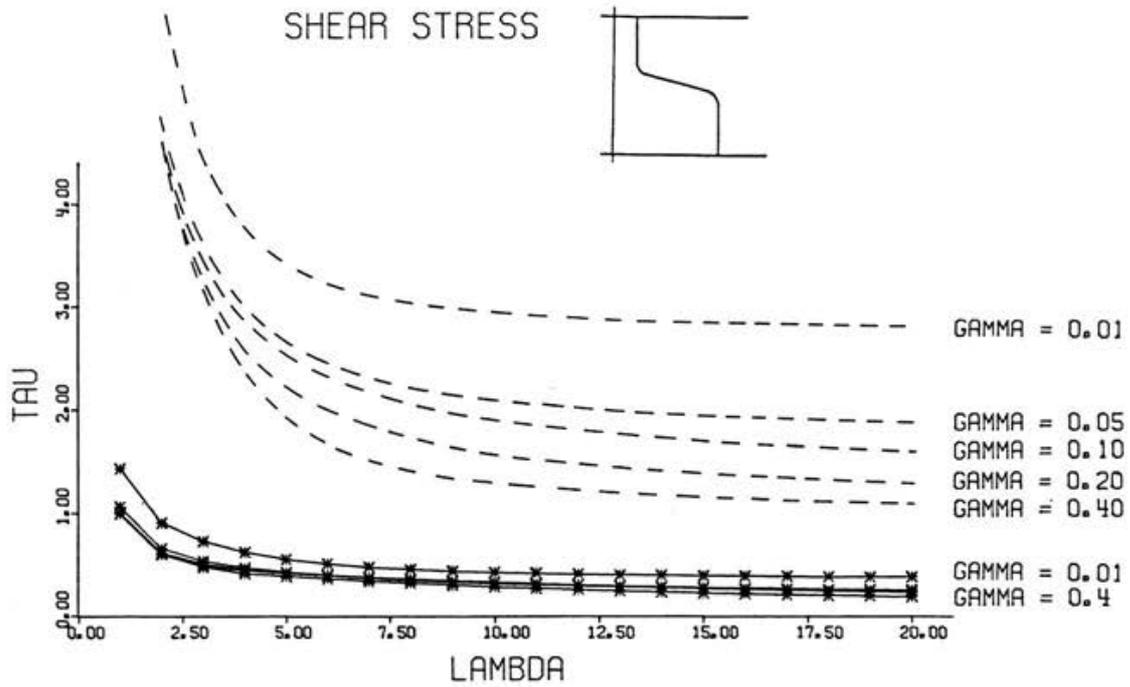


Fig. 7a. First order shear stress amplitude τ for the two layer model as a function of λ and parametrized for various inclination angles γ . Shown is also the result for a one-layer model.

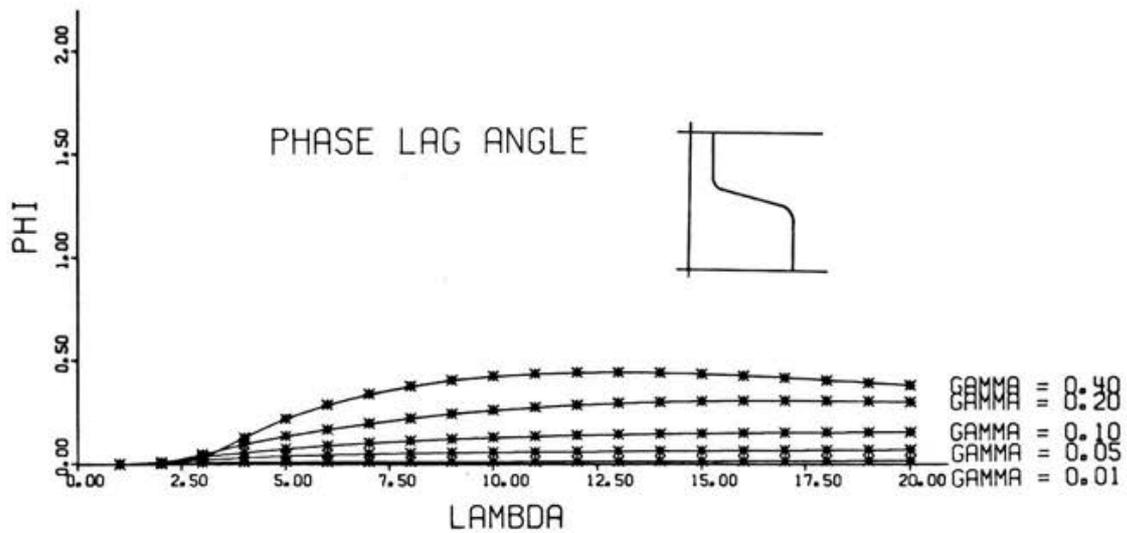


Fig. 7b. Phase lag angle ϕ_{τ} for the shear stresses of the two layer model as a function of λ and parameterized for various inclination angles γ .

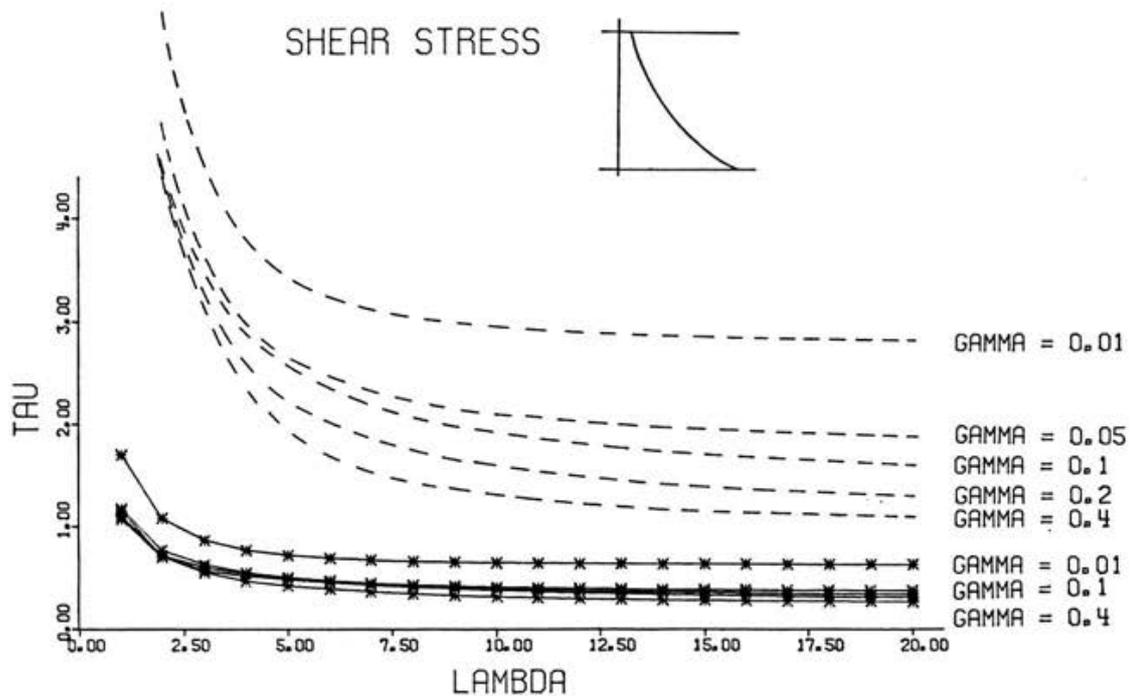


Fig. 8. Same as in figure 7a, but now for the Greenland model.

that longitudinal strain effects are by far more significant in temperate ice than is the case for cold ice. In view of the large amount of literature dealing with longitudinal strain effects this cannot be overemphasized.

Phase lag angles ϕ_{τ} corresponding to the amplitudes in figure 7a are displayed in figure 7b, those of the Greenland model being very similar. The figure shows that bottom undulations and corresponding basal shear stresses are nearly in phase and depend on the inclination angle γ only in a very moderate way.

To complete the stress analysis at the bottom we have displayed in figures 9a and 9b the coefficient Σ and the phase lag angle ϕ_{σ} for the two layer model, again plotted as functions of $\lambda = 2\pi/\omega$ and for various values of γ . When compared with the one layer model, normal stresses are smaller, but the tendency of the curves is similar. In particular, Σ hardly depends on λ , and the same is true for the phase lag angle ϕ_{σ} except at small λ . Both, Σ and ϕ_{σ} , however, show a strong dependency on γ . Figure 10 contains the same results for the Greenland model.

The above deals exclusively with stresses. It is interesting to see also, how

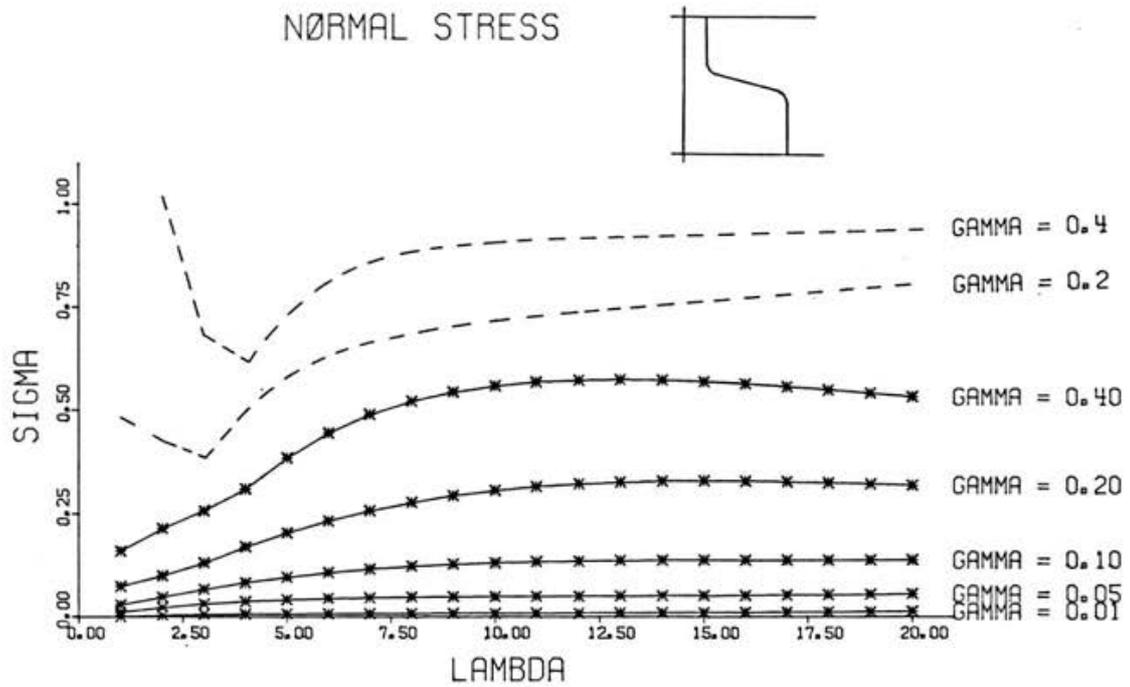


Fig. 9a. First order normal stress amplitude Σ for the two-layer model as a function of λ and for various inclination angles γ . Shown are also corresponding results for the single layer for $\gamma = (0.2, 0.4)$. (dashed).

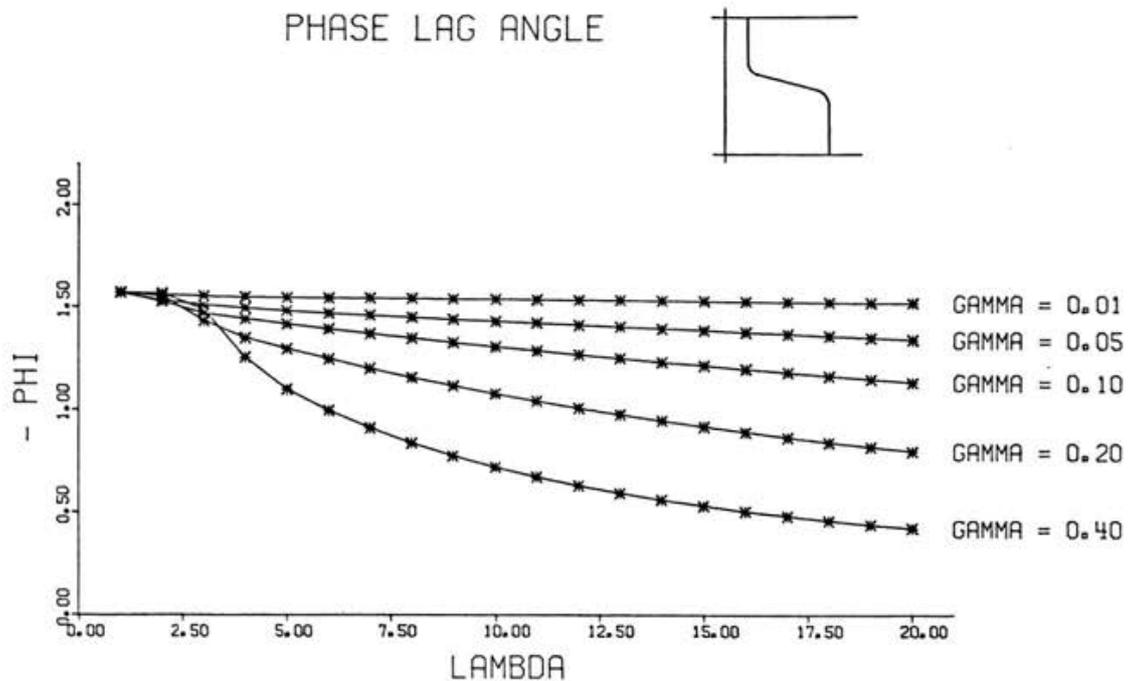


Fig. 9b. Phase lag angle ϕ_{σ} corresponding to Σ for the two layer model as function of λ and parameterized for various inclination angles γ .

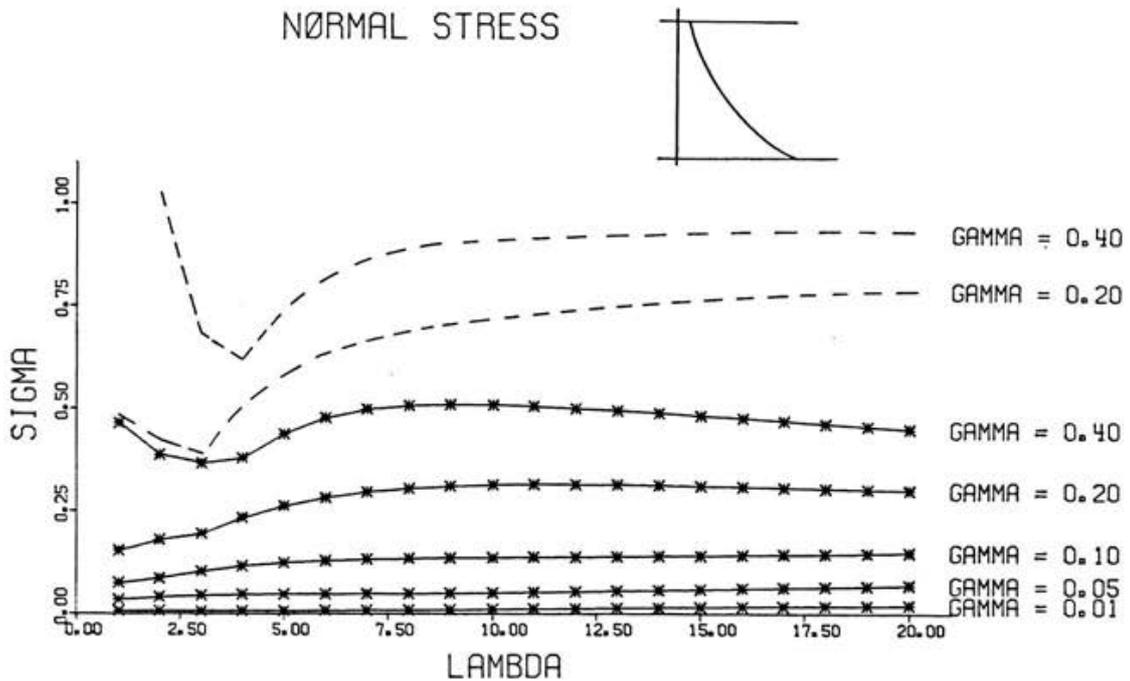


Fig. 10. Same as in figure 9a, but now for the Greenland model.

spatial variations influence the velocity distribution. To this end the zeroth order velocity distribution $(2.8)_3$ was calculated for a single layer, the two layer and the Greenland models. The corresponding results are compared in figure 11. Accordingly, zeroth order surface velocities $u_s^{(0)}$ do not differ substantially, although the velocity distribution strongly depends on the temperature profile. This property gives rise to the well known indirect determination of ice properties from velocity measurements.

First order velocities are of equal interest and, in particular, it would be interesting to see whether these assume appreciable values so as to have any sizeable effect. As was the case for the stresses an objective way to represent the first order corrections of the surface velocities is to write

$$\frac{u_s}{u_s^{(0)}} = \{ 1 + \epsilon UO \cos(\omega x - \phi_u) \},$$

$$\frac{v_s}{u_s^{(0)}} = \epsilon VO \cos(\omega x - \phi_v).$$

Results for the two layer model and the Greenland model are very similar so that only plots for the latter will be presented. Figures 12a, b show U_0 and ϕ_u plotted against wave length λ and parameterized for various inclination angles γ . The graphs also contain some results for the single layer. It is clearly seen that for temperate glaciers first order corrections are more significant than for

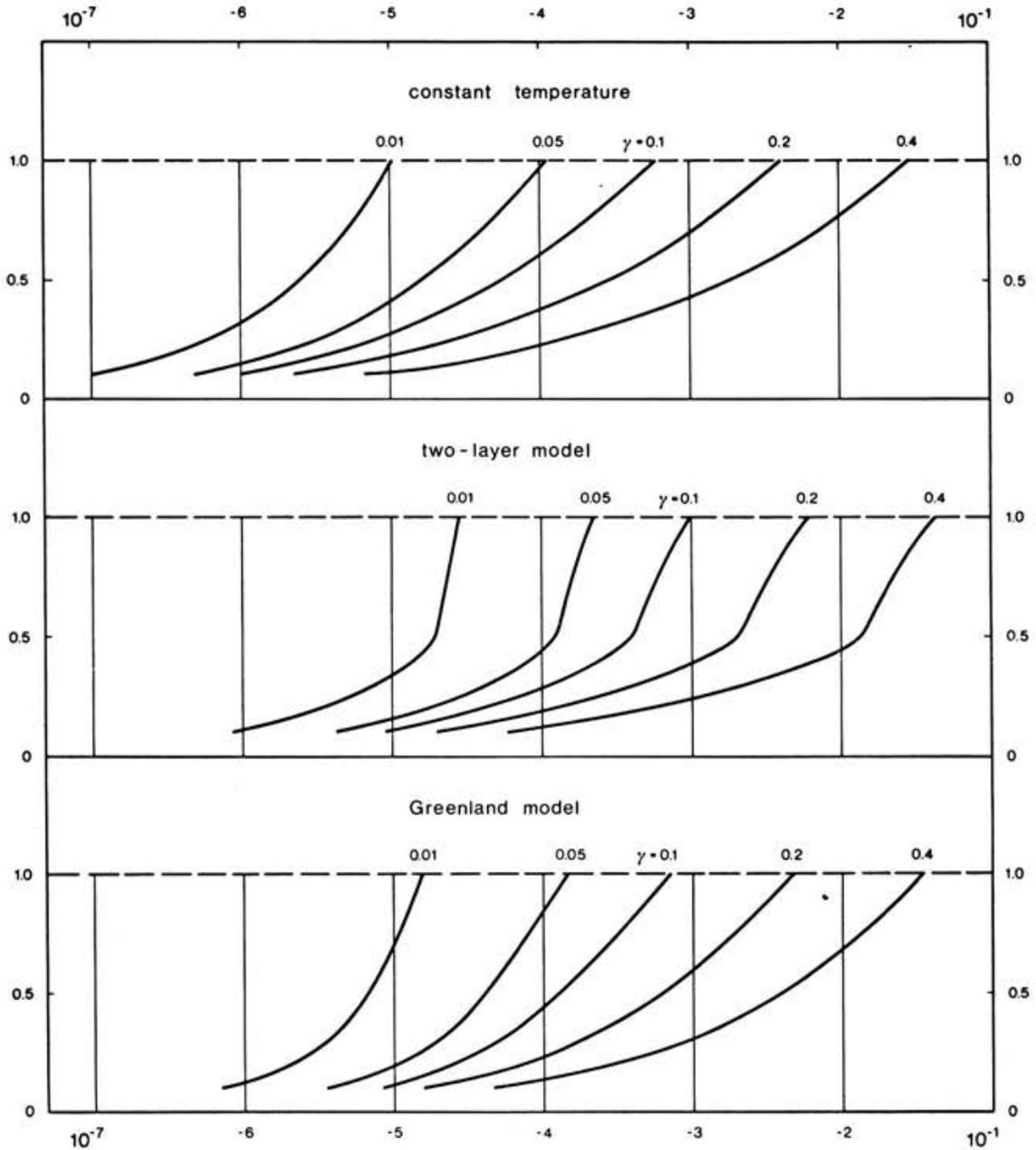


Fig. 11. Zeroth order velocity distribution for a single layer (top), the two layer model (middle) and the Greenland model (bottom), plotted for various inclination angles γ .

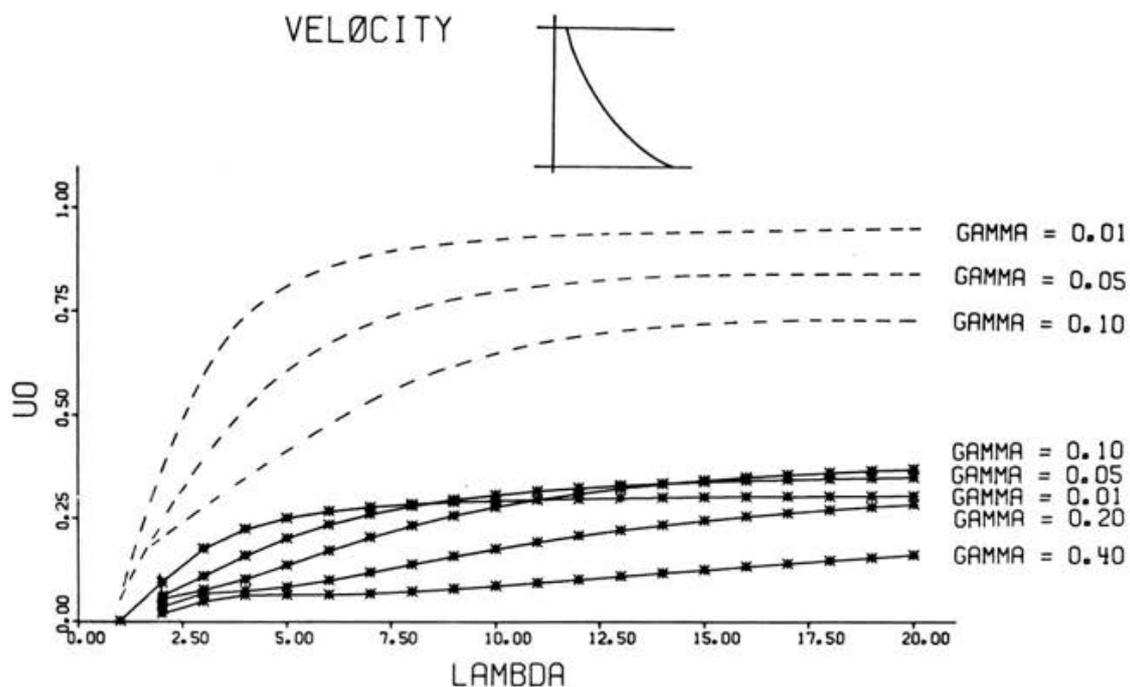


Fig. 12a. First order velocity amplitude U_0 for the Greenland model plotted against λ and for various values of γ . Shown are also results for a layer with constant temperature distribution

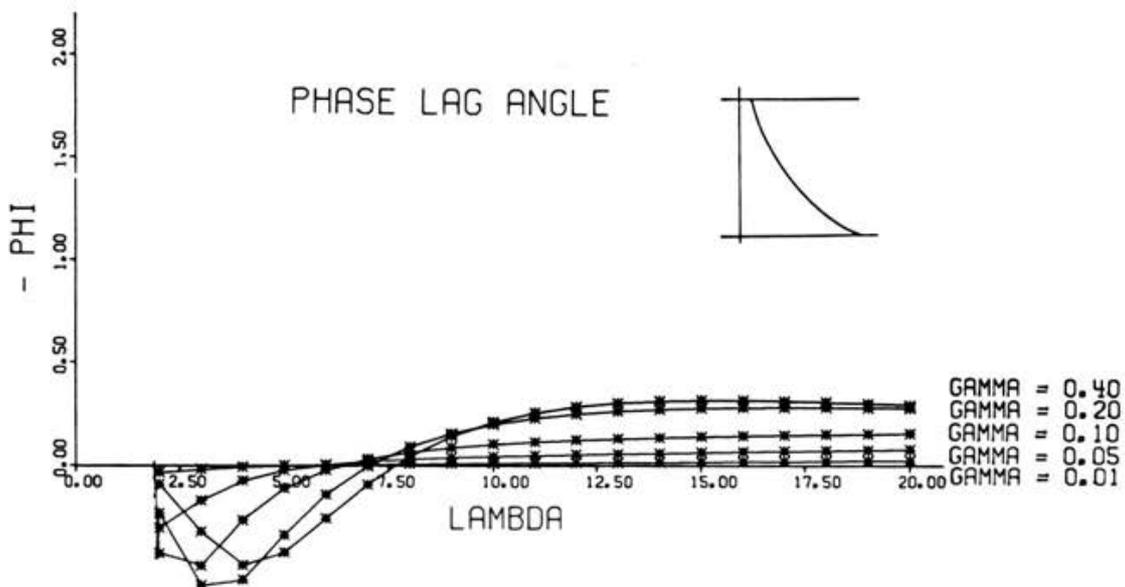


Fig. 12b. Phase lag angle ϕ_u corresponding to U_0 .

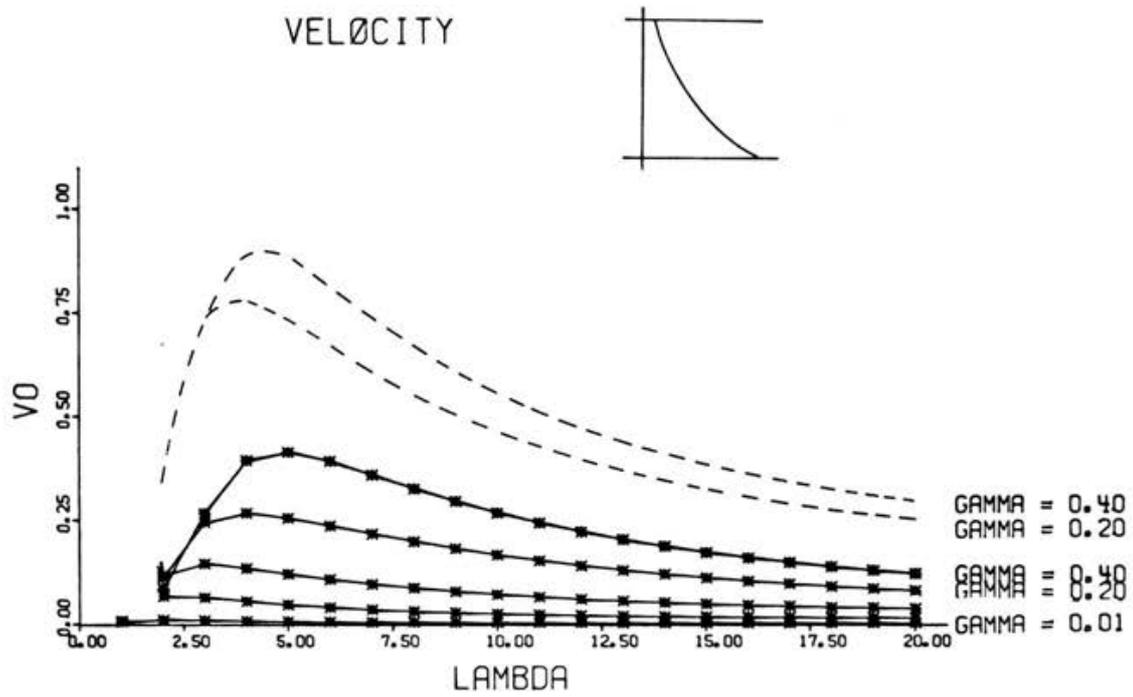


Fig. 13a. Surface velocity amplitude VO plotted against λ and for various values of γ . Plotted are also corresponding results for a layer with constant material properties.

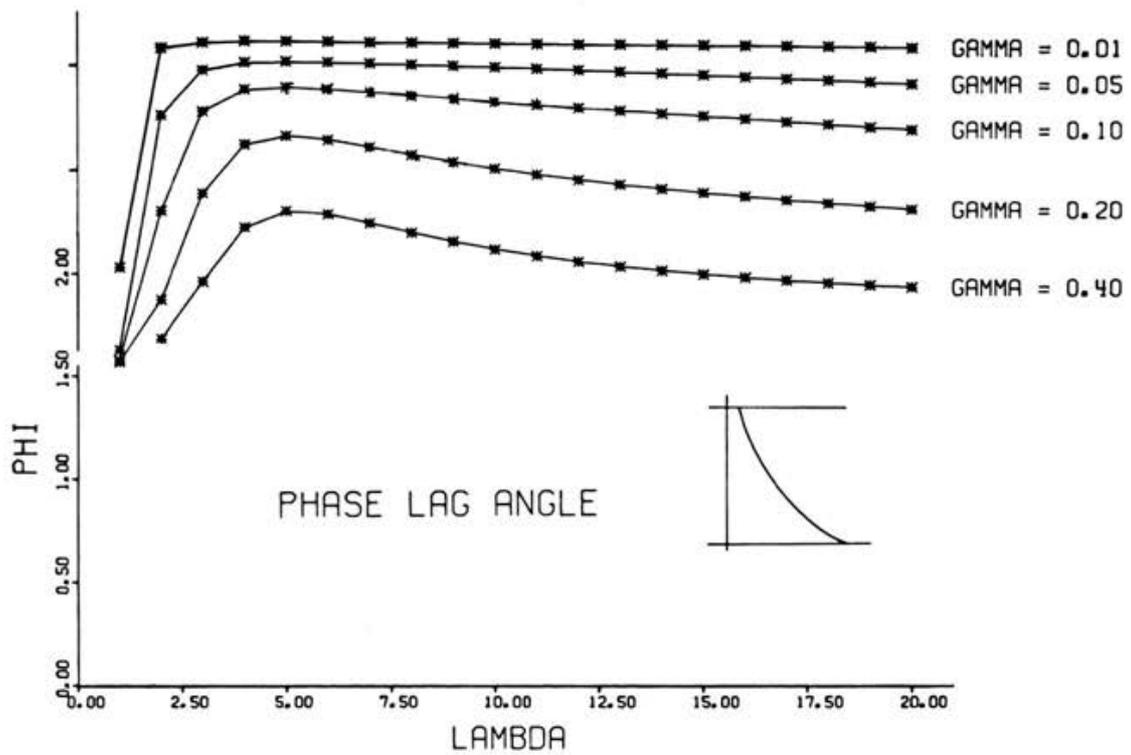


Fig. 13b. Phase lag angle ϕ_V corresponding to VO .

cold ice sheets, but, perhaps, and dependent upon the value of the perturbation parameter ε , these should not be neglected.

Interesting are also results regarding VO and ϕ_V . These are shown in figures 13a, b. When compared with the one layer model VO is seen to be considerably attenuated. It possesses a maximum at a distinct wave length. Phase angles on the other hand, are nearly independent of λ , but show a strong dependency on γ .

6. Concluding remarks

In this article the distribution of stress and velocities in a nearly parallel sided slab has been analysed with special emphasis of variations of material properties with depth. As regards the stress-strain-rate relationship phenomenological parameters vary substantially with temperature, and since in the Greenland and Antarctic ice sheet the latter changes to within 30 K, it is well known that these variations are not negligible.

In previous calculations this effect has not been considered, although it is stated in the literature that variations of material properties could be accounted for by a division of the ice slope into a series of layers. The method of Hutter et al. /1/ gives, however, the possibility to do so, and in the preceding analysis a two layer model and an ice slope in which temperature was distributed according to the Greenland ice cap were considered. The advantage of our technique is that a division into layers of constant material properties is no necessity. All the more, any arbitrary depth variation can be taken into account.

Calculations have explicitly been presented for (i) the transfer of bottom undulations to the surface (filter function), (ii) for the basal shear stresses, (iii) the overburden pressure and (iv) the surface velocities. Results showed that with regard to surface and basal properties of the ice slope the two layer model and the Greenland model are very similar so that from this point of view it is indeed permissible, in general, to replace a smooth temperature distribution by a discontinuous one. Moreover, in comparison to the single layer the temperature variation seems to act as a barrier: Transfer of bottom undulations to the surface is greatly attenuated, and longitudinal strain effects on the basal stresses τ and σ_y are damped. This proves that longitudinal strain effects in temperate glaciers are by far greater than in cold ice sheets. This is important as it indicates that corresponding calculations which have been performed by Budd /6/

and are now widely used in the glaciological literature must be rectified.

The perturbation technique presented above is an appropriate procedure to analyse the longitudinal strain effect by means of a Fourier-x-transform of the bed topography. Solutions for non-linear rheology are then easily found by numerical integration of a second order linear differential equation with variable coefficients. There should be no difficulties to standardise these calculations in a corresponding computer program.

References

- / 1/ Hutter, K., Legerer, F. and Spring, U., 1979, First order stresses and deformations in glaciers and ice sheets.
Journal of Glaciology, to appear
- / 2/ Budd, W. F., 1968. The longitudinal velocity profile of large ice masses. Union de Géodésie et Géophysique Internationale. Association Internationale d'Hydrologie Scientifique. Assemblée général de Berne, 25. Sept. - 7. Oct. 1967. Commission de Neiges et Glaces. Rapport et discussions, p. 58-77.
- / 3/ Budd, W. F., 1969. The dynamics of ice masses.
ANARE Scientific Reports, Ser. A(IV). Glaciology Publication No.108.
- / 4/ Budd, W. F., 1970a. Ice flow over bedrock perturbations.
Journal of Glaciology, Vol.9, No. 55, p.29-48.
- / 5/ Budd, W. F., 1970b. The longitudinal stress and strain rate gradients in ice masses.
Journal of Glaciology, Vol.9, No.55, p.19-27.
- / 6/ Budd W. F., 1971. Stress variations with ice flow over undulations.
Journal of Glaciology, Vol.10, No. 59, p.177-195.
- / 7/ Yosida, Z., 1964. Shamen sekisetu no naibu oryoku oyobi neusei ryudo. Internal stress and viscous flow of snow covers on sloping ground surfaces. Teiou-Kagaku. Low Temperature Science, Ser.A, No.22, p. 83-127.
- / 8/ Robbin, G. de Q. 1955. Ice movement and temperature distribution in glaciers and ice sheets.
Journal of Glaciology, Vol.2, No.18, p. 523-532.
- / 9/ Weertman, J., 1961. Mechanism for the formation of inner moraines found near the edge of cold ice caps and ice sheets.
Journal of Glaciology, Vol. 3, No. 30, p.915-978.
- /10/ Zotikov, I.A., 1963. Bottom melting in the central zone of the ice shield on the antarctic continent and its influence upon the present balance of the ice mass.
Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology, Vol. 8, No.1, p. 36-44.

Acknowledgement:

The work done by U. Spring was supported by the Swiss National Science Foundation.

Address of the authors:

Dr. K. Hutter and U. Spring
Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie
ETH-Zentrum
CH-8092 Zürich

STATISTISCHE UNTERSUCHUNG DER BEZIEHUNGEN ZWISCHEN
DEN SCHNEERESERVEN UND DEM SOMMERABFLUSS ALPINER GEBIETE

H. Jensen, Zürich

Zusammenfassung

Anhand der Messwerte des Wasseräquivalentes der Schneedecke am 31. März von 28 Messstationen sowie anhand der Sommerabflüsse von 37 Einzugsgebieten im schweizerischen Alpenraum wurde abzuklären versucht, wie die Messwerte der Schneereserven zur Vorhersage der alpinen Sommerabflüsse herangezogen werden sollen. Dabei musste dem Umstand Rechnung getragen werden, dass die gemeinsame Messperiode dieser Grössen nur 12 Jahre beträgt. Mittels Hauptkomponentenanalysen wurde festgestellt, dass die Variabilität der Messdaten von Jahr zu Jahr in erster Linie durch gleichlaufende Schwankungen von allen Variablen zustande kommt, in zweiter Linie durch Unterschiede im Verhalten der Variablen auf der Alpennord- und Südseite sowie auf den verschiedenen Höhenregionen. Eine stärkere Abhängigkeit der Abflüsse der einzelnen Einzugsgebiete von den benachbarten Wasseräquivalent-Messungen ist in Graubünden unsicher und in den übrigen Gebieten überhaupt nicht erkennbar.

1. Einführung

Der Abfluss aus alpinen Einzugsgebieten wird in den Frühjahrs- und Sommermonaten in beträchtlichem Masse von den im Gebiet vorhandenen Schneereserven beeinflusst. Da die letzteren zu Beginn des Sommerhalbjahres mehr oder weniger genau bestimmt werden können, ist somit die Möglichkeit gegeben, zu diesem Zeitpunkt eine Vorhersage für den Abfluss der anschliessenden Sommerperioden zu erstellen. Es ist jedoch nicht möglich, von den Messwerten des Wasseräquivalentes der Schneedecke deterministisch auf die zu erwartenden Schmelzwassermengen einzelner Einzugsgebiete zu schliessen, denn für ein solches Vorgehen ist das vorhandene Messnetz viel zu weitmaschig. Naheliegender wäre die Approximation des Sommerabflusses als gewichtetes Mittel der Wasseräquivalente an den für ein Einzugsgebiet repräsentativen Messstationen, wobei die Stationsauswahl und die Gewichte anhand der Messwerte von Abfluss und Wasseräquivalent aus der Vergangenheit optimiert würden (Regressionsanalyse). Aber auch diesem Vorgehen stellt sich eine wesentliche Schwierigkeit entgegen: wegen der Kürze der Messreihen können nur sehr wenige Parameter (Gewichte) in die Vorhersagegleichungen eingeführt werden. Man ist deshalb gezwungen, anstelle

vieler einzelner Stationen einige wenige Mittelwerte als **Einflussgrößen** zu verwenden und die zu deren Bestimmung notwendigen **Stationsauswahlen** und **Gewichtungen** aufgrund von Vorinformationen **vorzunehmen**.

Man kann sich nun fragen, ob für diese **Mittelwerte** nur die Stationen einer möglichst kleinen Umgebung des betrachteten Einzugsgebietes herangezogen werden sollen, oder ob möglichst viele Stationen, oder ob nur solche, deren Höhen über Meer innerhalb eines gewissen Bereiches liegen, berücksichtigt werden sollen.

Es gibt kein mathematisches Verfahren, das automatisch die beste Auswahl aus einer Anzahl vorliegender Variablen für eine Regressionsgleichung trifft. Es gibt jedoch verschiedene Methoden, mit denen man versuchen kann, der besten Gleichung möglichst nahe zu kommen. Eine solche Methode ist die Hauptkomponentenanalyse (principal component analysis). Der vorliegende Bericht beschreibt ihre Anwendung auf die Wasseräquivalent-Werte und auf die Abflüsse von Testeinzugsgebieten sowie von Einzugsgebieten einiger Stauseen.

2. Datenmaterial

In die Untersuchung werden folgende Größen einbezogen:

- die **Wasseräquivalente** der Schneedecke, gemessen am 31. März, an insgesamt 28 Stationen
- die **Abflüsse** von insgesamt 37 Einzugsgebieten, kumuliert über die Monate April, April und Mai, usw. bis April bis August. Diese Zeitintervalle werden im folgenden kurz mit "Sommerperioden" bezeichnet.
- der **Niederschlag**, kumuliert über die gleichen Zeitintervalle wie oben, gemittelt über 32 Stationen der Alpennordseite
- die **Temperatur**, gemittelt über zwei Mittellandstationen und über die obigen Zeitintervalle.

Die Auswahl der Wasseräquivalent-Messstationen und der Einzugsgebiete war durch folgende drei Bedingungen gegeben: genügend lange gemeinsame Referenzperiode (1966 - 1977, 12 Jahre), möglichst gute Ueberdeckung des gesamten Gebietes und leichte Zugänglichkeit zu den Daten. 14 Wasseräquivalentstationen weisen eine 29-jährige Messreihe auf und bieten somit gewisse Kontrollmöglichkeiten anhand dieser grösseren Stichprobe.

Einen Ueberblick über die Lage der Stationen und Gebiete gibt die folgende Aufstellung.

Wasseräquivalentstationen:

Alpennordseite	24
Engadin	2
Tessin	2
insgesamt	28

Einzugsgebiete:

	Testgebiete	Gebiete von Stauseen	zusammen
Alpennordseite	21	3	24
Engadin	3	-	3
V. Poschiavo	-	2	2
V. di Livigno	-	1	1
Tessin	1	2	3
Wallis	4	-	4
insgesamt	29	8	37

Im folgenden werden Engadin und Wallis der Alpensüdseite zugeordnet.

Einen Eindruck von der Abhängigkeit der Verteilungen von Wasseräquivalent und Abfluss von der Stationenhöhe bzw. von der mittleren Höhe des Einzugsgebietes vermittelt die Abbildung 1, in der alle Wasseräquivalente und Testgebiets-Abflüsse der Alpennordseite eingetragen sind.

3. Methode

3.1. Anschauliche Beschreibung der Transformation auf Hauptkomponenten

Hauptkomponenten sind lineare Kombinationen von ("ursprünglichen") zufälligen Variablen, die spezielle Eigenschaften hinsichtlich ihrer Kovarianzen aufweisen. Zum Beispiel ist die erste Hauptkomponente jene normalisierte lineare Kombination (d.h. die Summe der Quadrate der Koeffizienten ist gleich eins), die die grösste Varianz aufweist. Die zweite Hauptkomponente ist jene normalisierte li-

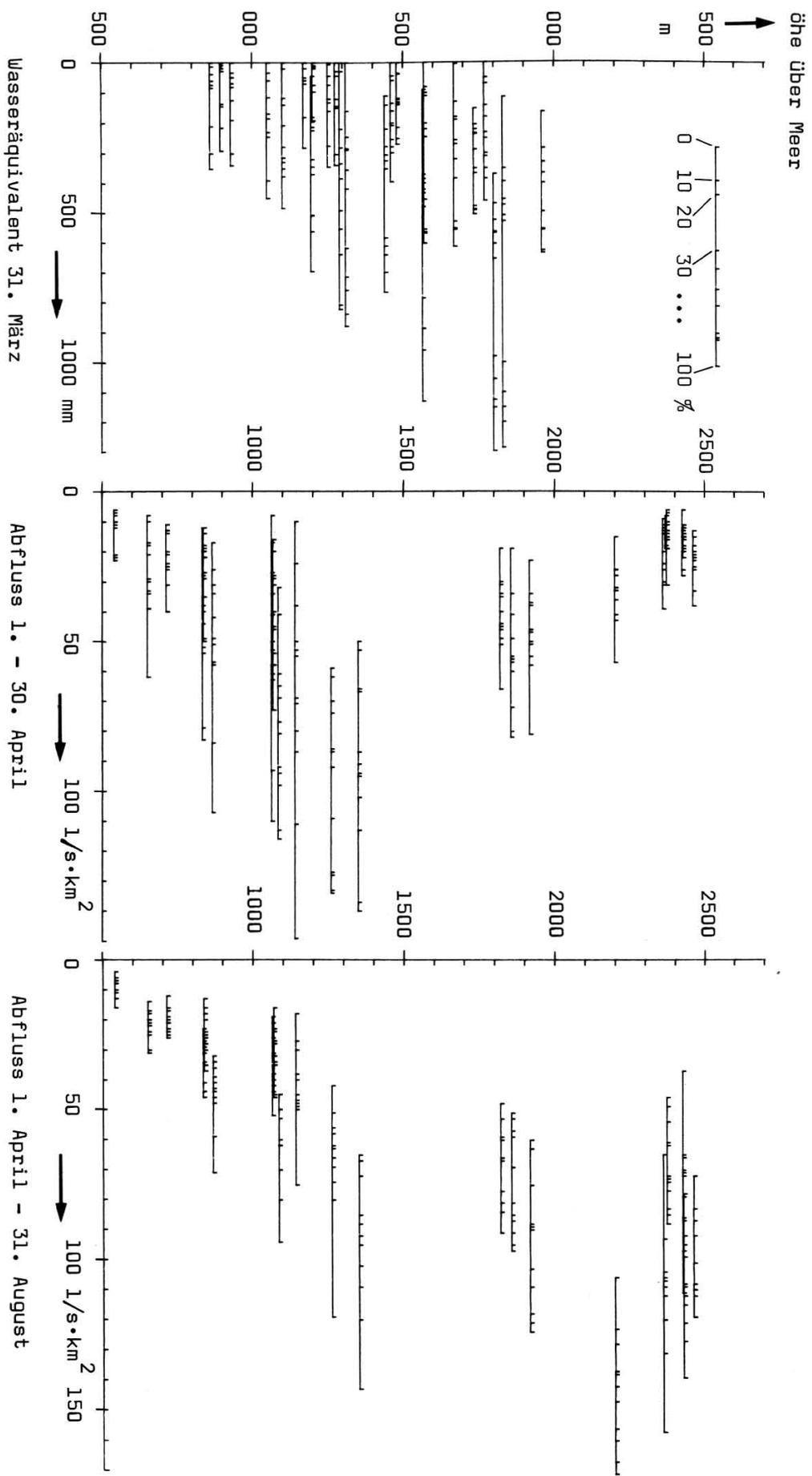
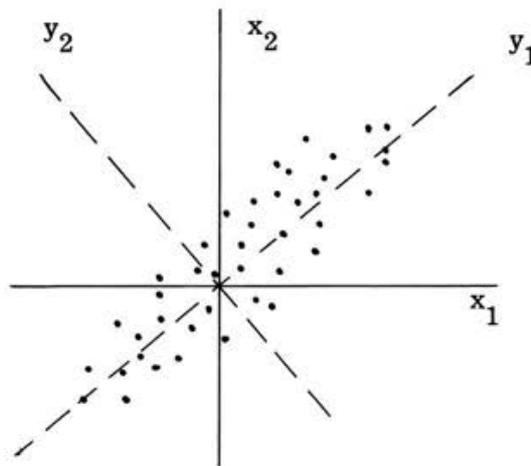


Abb. 1. Wasseräquivalent der Schneedecke und spezifischer Abfluss in Abhängigkeit von der Stationenhöhe bzw. der mittleren Höhe des Einzugsgebietes: Quantile der Referenzperiode 1965-1977.

neare Kombination, die mit der ersten unkorreliert ist und wiederum die grösstmögliche Varianz aufweist, usf.. Es existieren im allgemeinen genau soviele Hauptkomponenten wie ursprüngliche Variablen. Sie sind gegenseitig unkorreliert, und die Summe ihrer Varianzen ist gleich derjenigen der ursprünglichen Variablen.

Die Transformation auf Hauptkomponenten lässt sich anschaulich geometrisch darstellen im Falle von zwei Variablen x_1 und x_2 :



Trägt man die n Realisationen der Variablen x_1 und x_2 in einem rechtwinkligen Koordinatensystem auf, so entsteht eine mehr oder weniger elliptisch geformte Punktwolke. Sie ist umso schlanker, je stärker die Variablen x_1 und x_2 korrelieren. Die beiden Hauptkomponenten y_1 und y_2 entstehen nun durch Drehung des Koordinatensystems und Projektion der Punkte auf das gedrehte System. Der Drehwinkel wird so gewählt, dass die neue Variable y_1 maximale Varianz hat.

Die Anwendung dieser Transformation ist dann sinnvoll, wenn die Zahl der ursprünglichen Variablen gross ist und wenn angenommen wird, dass bereits wenige der Hauptkomponenten zusammen fast die gesamte Varianz aufweisen und somit die Variabilität des Vektors der ursprünglichen Variablen von Punkt zu Punkt "erklären".

Das Ergebnis der Transformation ist nicht unabhängig von den Masseinheiten. Oft wird deshalb von den standardisierten Variablen ausgegangen, d. h. jede Variable

wird nach der Subtraktion ihres Mittelwertes durch ihre Standardabweichung dividiert. Eine ausführliche Darstellung der Theorie findet sich zum Beispiel in (1) und (2).

3.2. Mathematische Formulierung

Wir nehmen an, dass von den insgesamt p Variablen eine Stichprobe vom Umfange n vorliege und bezeichnen die Abweichungen der Einzelwerte von den p Stichprobenmitteln mit

$$X = \begin{pmatrix} x_{11} & \cdots & x_{p1} \\ \dots & \dots & \dots \\ x_{1n} & \cdots & x_{pn} \end{pmatrix} \quad \text{und} \quad x_i = \begin{pmatrix} x_{i1} \\ \cdot \\ \cdot \\ x_{in} \end{pmatrix}$$

und fassen die Zeilenvektoren als Komponentenvektoren bezüglich einer 0-1-Basis auf.

Für die neuen Variablen sollen in analoger Weise die Bezeichnungen

$$Y = \begin{pmatrix} y_{11} & \cdots & y_{p1} \\ \dots & \dots & \dots \\ y_{1n} & \cdots & y_{pn} \end{pmatrix} \quad \text{und} \quad y_i = \begin{pmatrix} y_{i1} \\ \cdot \\ \cdot \\ y_{in} \end{pmatrix}$$

gelten.

Für die Stichproben-Kovarianzmatrix der Spaltenvektoren x_i gilt wegen $\sum x_i = 0$:

$$C = \frac{1}{n-1} X'X$$

Die Transformation, die die alten Variablen x_i in die neuen, untereinander nicht-korrelierten Variablen y_i überführt, schreiben wir als

$$Y = X \cdot F$$

wobei F die p -dimensionale orthogonale Transformationsmatrix bezeichnet. Für die Kovarianzmatrix von Y , die voraussetzungsgemäss Diagonalform hat, gilt

$$\text{cov}(Y) = \frac{1}{n-1} (XF)' XF = F' CF = \begin{pmatrix} \lambda_1 & & 0 \\ & \ddots & \\ 0 & & \lambda_p \end{pmatrix}$$

Aus der linearen Algebra ist bekannt, dass genau eine solche Matrix F existiert, ihre Spalten sind die Koordinaten der Eigenvektoren der Matrix C bezüglich der

alten Basis. Die Varianzen λ_i der Hauptkomponenten y_i sind die Eigenwerte der Kovarianzmatrix C .

4. Bemerkungen zur Durchführung der Analysen

4.1. Die Auswahl der Analysen

Im Vergleich zu dem bescheidenen Stichprobenumfang (12 Jahre) ist die Anzahl der insgesamt zur Verfügung stehenden Variablen (28 Wasseräquivalent-Stationen, 37 Einzugsgebiete) sehr gross, so dass eine Beschränkung der Zahl der in den Analysen berücksichtigten Variablen angezeigt ist. Hinzu kommt die Tatsache, dass die Stationen und Einzugsgebiete in horizontaler wie auch in vertikaler Richtung sehr uneinheitlich verteilt sind, was sich auf die Interpretation der Ergebnisse erschwerend auswirken kann. Werden z. B. aus einer bestimmten Region verhältnismässig mehr Variablen berücksichtigt als aus den übrigen, oder werden etwa mehr Wasseräquivalent- als Abflussvariablen in eine Analyse eingeführt, so wird sich dies in unterschiedlichen Varianzen gegenüber einer ausgewogenen Analyse äussern, eventuell verbunden mit einer Umstellung in der Reihenfolge der Hauptkomponenten. Es wurden deshalb eine grössere Anzahl von Variablen-Kombinationen untersucht, in der Annahme, dass das resultierende Gesamtbild der Einzelergebnisse einigermaßen die Wirklichkeit widerspiegelt. Gewisse Kriterien für die Auswahlen der Variablen boten sich aus physikalischen oder aus praktischen Gründen an. So war es z. B. naheliegend, vorerst einmal nur die Wasseräquivalent-Variablen für sich allein zu untersuchen, und ebenso die Abflüsse für sich allein. Andere Analysen beschränken sich auf die Nord- oder die Südseite der Alpen oder auf höher gelegene Einzugsgebiete.

4.2. Masseinheiten

Die Hauptkomponenten-Analysen wurden durchwegs an den standardisierten Variablen - d. h. an den durch ihre Standardabweichung dividierten Abweichungen von den Mittelwerten - durchgeführt, so dass die ursprünglichen Masseinheiten irrelevant sind.

4.3. Darstellung der Resultate

Im folgenden werden die Resultate von einigen repräsentativen Analysen kurz beschrieben.

Die Koeffizienten, mit denen die ursprünglichen Variablen bei der Transformation auf Hauptkomponenten multipliziert werden, sind für verschiedene Analysen in den Abbildungen 2 bis 8 dargestellt, und zwar (mit Ausnahme von Abb. 8) sind jeweils alle Koeffizienten einer Hauptkomponente in einem Koordinatensystem dargestellt. Mit einem Quadrat werden die Koeffizienten der Wasseräquivalente, mit einem Dreieck diejenigen der Abflüsse dargestellt. Das Zentrum des Symbols entspricht der Lage der Messstation, die Grösse dem Betrag des Koeffizienten. Ausgefüllte Symbole bedeuten positive, leere negative Koeffizienten. Als Koordinaten sind entweder beide geographischen Koordinaten oder die West-Ost-Koordinate und die Höhe über Meer gewählt worden, je nachdem, welche Darstellung im Einzelfall aussagekräftiger ist.

Die Hauptkomponenten wurden entsprechend der Reihenfolge der Grösse ihrer Varianzen numeriert; mit 1 wird also die Hauptkomponente mit der grössten Varianz bezeichnet.

5. Ergebnisse

5.1. Wasseräquivalent auf der Nord- und Südseite

Vorerst wurden die Wasseräquivalente der Stationen auf der Alpennordseite zusammen mit denjenigen der Südseite untersucht. Um die unterschiedlichen Stationenzahlen der beiden Gebiete auszugleichen, sind bei dieser Analyse nur 12 der insgesamt 24 Nordseite-Stationen berücksichtigt und jede der 4 Südseite-Stationen mit dem Gewicht 3 versehen worden.

Die erste Hauptkomponente weist eine Varianz von 65 % der Summe der Varianzen aller Komponenten auf. Ihre Koeffizienten sind durchwegs mit dem gleichen Vorzeichen versehen und von gleicher Grössenordnung (0.148 bis 0.244) (Abb. 2, oben links). Das heisst, dass die Variabilität des Wasseräquivalentes, gemessen am 31. März, in erster Linie durch die jährlichen Schwankungen des gemessenen Mittelwertes aller Stationen auf der Nord- und Südseite verursacht (oder "erklärt") wird.

Bereits die zweite Hauptkomponente hingegen spiegelt die Unterschiede zwischen der Nord- und der Südseite wider : die Koeffizienten der Nordseite haben alle das gleiche Vorzeichen und sind etwa gleich gross, während diejenigen der Südseite das umgekehrte Vorzeichen aufweisen (Abb. 2, oben rechts). Die Varianz der zweiten Hauptkomponente beträgt noch 18 %.

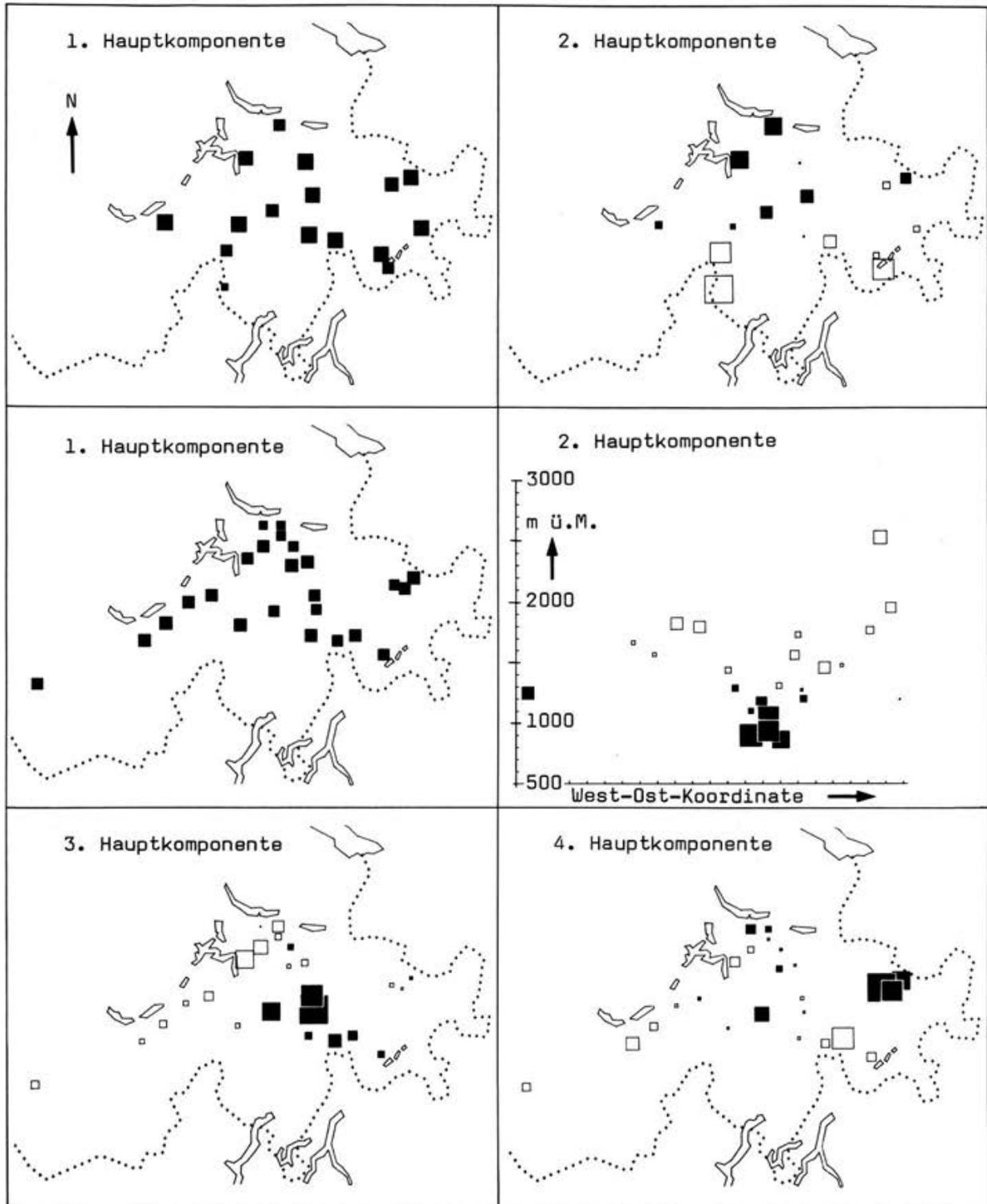


Abb. 2. Erste bis vierte Hauptkomponente des Wasseräquivalentes.
Oben: Alpennord- und -südseite, Mitte und unten: Alpennordseite
(vergl. Text S. 128 und 129).

Zur dritten Hauptkomponente (6.1 %) tragen die Stationen des Engadins (und das benachbarte Bivio) mit grossen, positiven Koeffizienten bei, diejenigen der Region Bedretto - Vorderrheintal - Davos mit stark negativen; wie bereits erwähnt, können jedoch alle Vorzeichen einer Komponente umgekehrt werden.

Bei der vierten Komponente (4.4 %) ist die Interpretation bereits etwas unsicher: vermutlich wird sie hauptsächlich von den jährlichen Unterschieden in der Verteilung des Wasseräquivalentes über die Höhe über Meer bestimmt.

5.2. Wasseräquivalent auf der Nordseite

Beschränkt man sich auf die 24 Wasseräquivalentstationen auf der Alpennordseite, die mindestens seit 13 Jahren messen, so ergibt sich das folgende Bild (Abb. 2, Mitte und unten):

Die erste Hauptkomponente weist eine Varianz von 72 % auf. Sie wird von allen Stationen mit Koeffizienten gebildet, die gleiches Vorzeichen haben und deren Beträge zwischen 0.15 und 0.23 variieren. Man kann also sagen, dass 72 % der Variabilität des Wasseräquivalentes auf der Nordseite durch sein Gebietsmittel verursacht oder "erklärt" wird.

Die Varianz der zweiten Hauptkomponente beträgt noch 13 %, und sie wird ganz klar von den jährlichen Unterschieden in der Verteilung des Wasseräquivalentes über die Höhe (über Meer) hervorgerufen.

Der Uebergang von positiven zu negativen Koeffizienten findet etwa auf der Höhe 1400 m ü. M. statt, ziemlich unabhängig von der Anzahl der in die Analyse einbezogenen Stationen.

Die dritte Hauptkomponente (5 %) wird hauptsächlich von zwei Regionen gebildet: von den Stationen im Vorder- und Hinterrheingebiet, und - mit umgekehrtem Vorzeichen - von der Mehrheit der Stationen am Alpennordrand.

Auch die vierte Komponente (3 %) fasst zwei Regionen mit umgekehrtem Vorzeichen zusammen: einerseits das Gebiet um Davos (oder eventuell das gesamte nordöstliche Alpengebiet ?) und andererseits das Hinterrheingebiet.

Von der fünften Komponente an ist die Interpretation schwierig. Dies ist auch nicht weiter verwunderlich, beträgt doch die Summe der Varianzen dieser restlichen Komponenten nur noch 7 % der gesamten Varianz.

Für die 14 Stationen mit der längsten Referenzperiode (29 Jahre) zeigt ein Test von Bartlett, dass angenommen werden kann, dass etwa die fünf oder sechs ersten Hauptkomponenten als unterscheidbar betrachtet werden können.

5.3. Untersuchung des Abflusses, ohne Wasseräquivalent

Die Analyse der Abflüsse ergibt ein viel komplizierteres Bild als diejenige des Wasseräquivalentes, und zwar aus verschiedenen Gründen:

Der Abfluss hängt einerseits vom Wasseräquivalent ab, andererseits aber auch vom Niederschlag und von der Temperatur der betrachteten Sommerperiode. Weiter tritt die Länge der Sommerperiode als Parameter auf. Zudem erstrecken sich die untersuchten Einzugsgebiete über einen grösseren Höhenbereich als die Wasseräquivalentstationen: die mittleren Höhen liegen zwischen 500 und 3000 m ü. M.

5.3.1. Kurze Perioden

Bei den Perioden April und April-Mai wirken sich die grossen Unterschiede in den mittleren Höhen der verschiedenen Gebiete stärker aus als diejenigen der Nord-Süd-Lage.

Bei der ersten Hauptkomponente (62 %) haben alle tiefen Gebiete grosse positive Gewichte, die hohen kleine, negative. Bei der zweiten (14 %) haben die hohen Gebiete grosse Koeffizienten, während diejenigen der tiefen verschwinden. Dieses Ergebnis ändert sich nicht, wenn man die Analyse auf die Nordseite beschränkt. Erst von der dritten Hauptkomponente (10 %) an machen sich die südlichen Gebiete bemerkbar, das Bild ist jedoch kompliziert und kann nicht einfach interpretiert werden. Diese letzte Bemerkung gilt auch für den Fall der Nordseite allein.

5.3.2. Lange Perioden

Zur ersten Hauptkomponente (59 %) tragen nun alle Gebiete mit gleichem Vorzeichen bei, ausgenommen das höchste (Aletschgebiet). Die zweite Komponente (19 %) repräsentiert die Unterschiede von Nord und Süd. Diese beiden Komponenten sind in Abbildung 3 zu oberst dargestellt.

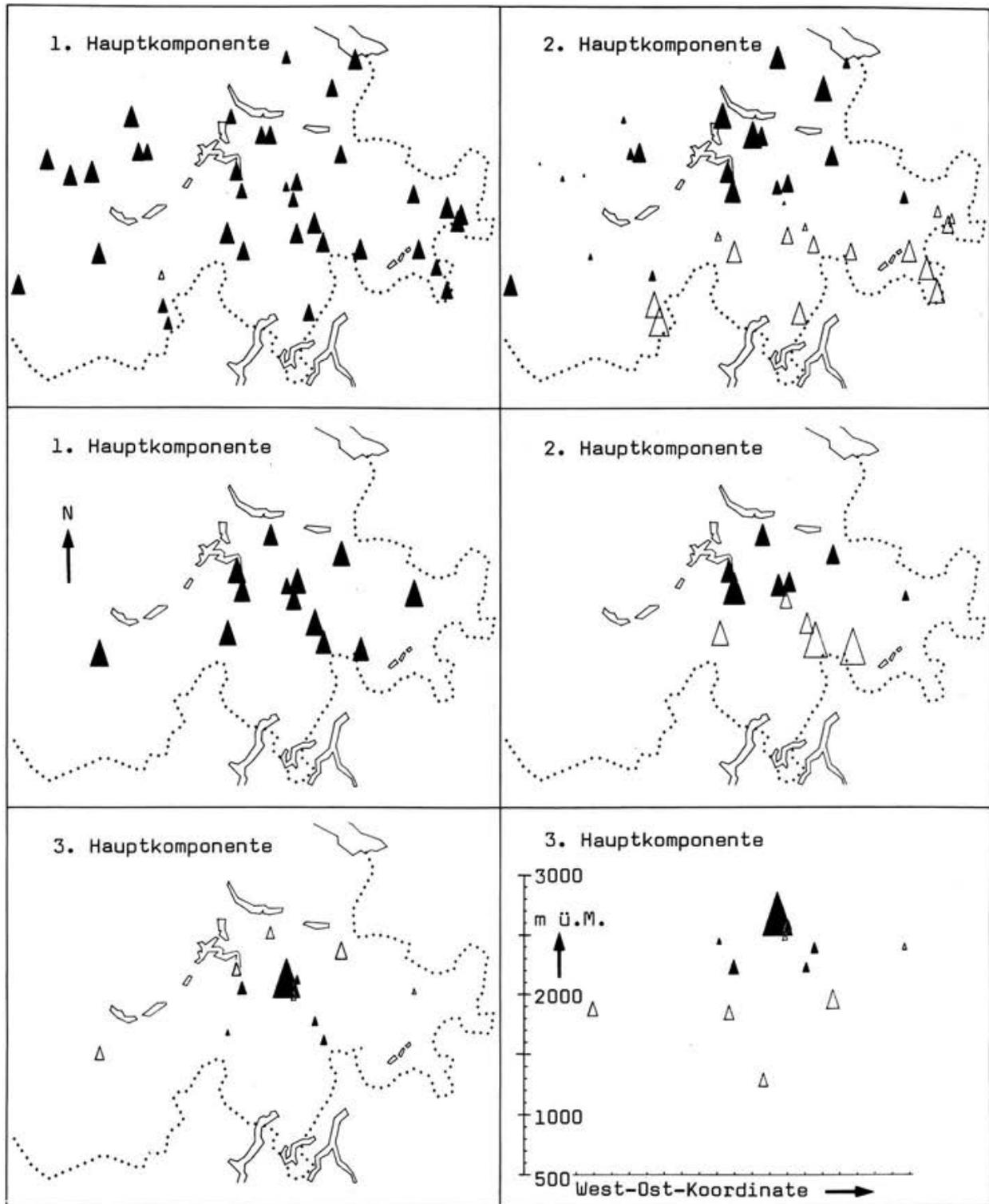


Abb. 3. Erste bis dritte Hauptkomponente des Abflusses April bis August.
Oben: Alpennord- und -südseite, Mitte und unten: Alpennordseite.
(Vergl. Text S. 128 und 133).

5.3.3. Nordseite, ohne tiefste Gebiete

Beschränkt man sich auf die Nordseite und auf Gebiete, deren mittlere Höhe mehr als 1100 m ü. M. beträgt, so ergibt sich kurz zusammengefasst folgendes:

Bei der ersten Komponente (kurze Periode: 65 %, lange: 69 %) haben wiederum alle Gebiete etwa gleich grosse Gewichte, ausgenommen das tiefste bei den kurzen und das höchste bei den langen Perioden. Bei den kurzen spiegelt die zweite Komponente (20 %) den Höheneinfluss, die dritte (6 %) die Nord-Südlage wider. Bei den langen Perioden ist die Reihenfolge umgekehrt (13 % und 8 %). Für die Periode April-August sind die ersten vier Komponenten in Abbildung 3 (Mitte und unten) dargestellt.

5.4. Wasseräquivalent und Abfluss

Wir führen für diesen Abschnitt eine verkürzte Sprechweise ein: mit "hohen und tiefen W- und Q-Variablen" werden Wasseräquivalente und Abflüsse bezeichnet, die zu höher- bzw. tiefergelegenen Messstationen oder Einzugsgebieten gehören.

In einer ersten Analyse wurden alle Wasseräquivalente und alle Einzugsgebiete mit mittlerer Höhe über 1100 m untersucht. Wie der Abbildung 4 (Periode 4 bis 8) entnommen werden kann, macht sich der Unterschied von Nord und Süd bereits bei der ersten Hauptkomponente bemerkbar, so dass angesichts der grossen Variablenzahl die separate Behandlung von Nord- und Südseite angebracht ist.

5.4.1. Nordseite, höher gelegene Einzugsgebiete

Die vier ersten Komponenten sind für die Periode April bis August in Abbildung 5 dargestellt.

Zur ersten Hauptkomponente (65 %) tragen alle W- und Q-Variablen mit positivem Vorzeichen bei. Dies spiegelt die Tatsache wider, dass das Wasseräquivalent neben dem Sommerniederschlag einen beträchtlichen Einfluss auf den Abfluss hat.

Die zweite Komponente (14 %) wird hauptsächlich durch die tiefen W- und die hohen Q-Variablen mit umgekehrtem Vorzeichen bestimmt. Regionale Ueber-einstimmungen lassen sich keine erkennen.

Bei der dritten Komponente (7 %) sind die tiefsten W-Variablen positiv, die übrigen negativ. Beim Abfluss dominiert die Region Urserental, Vorderrhein- und Hinterrheingebiet.

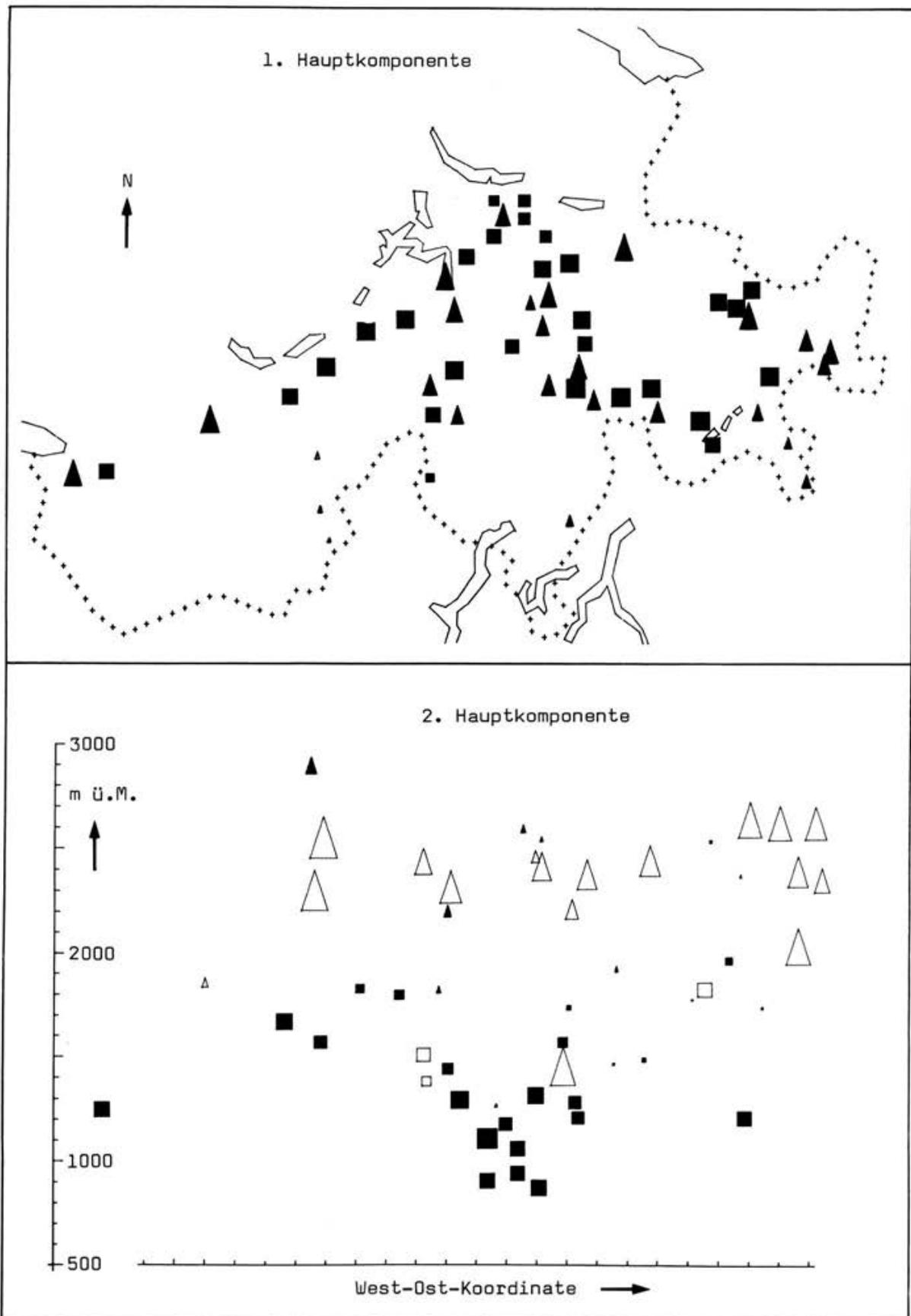


Abb. 4. Erste und zweite Hauptkomponente von Wasseräquivalent und Abfluss April bis August, Alpennord- und -südseite. (Vergl. Text S. 128 und 135).

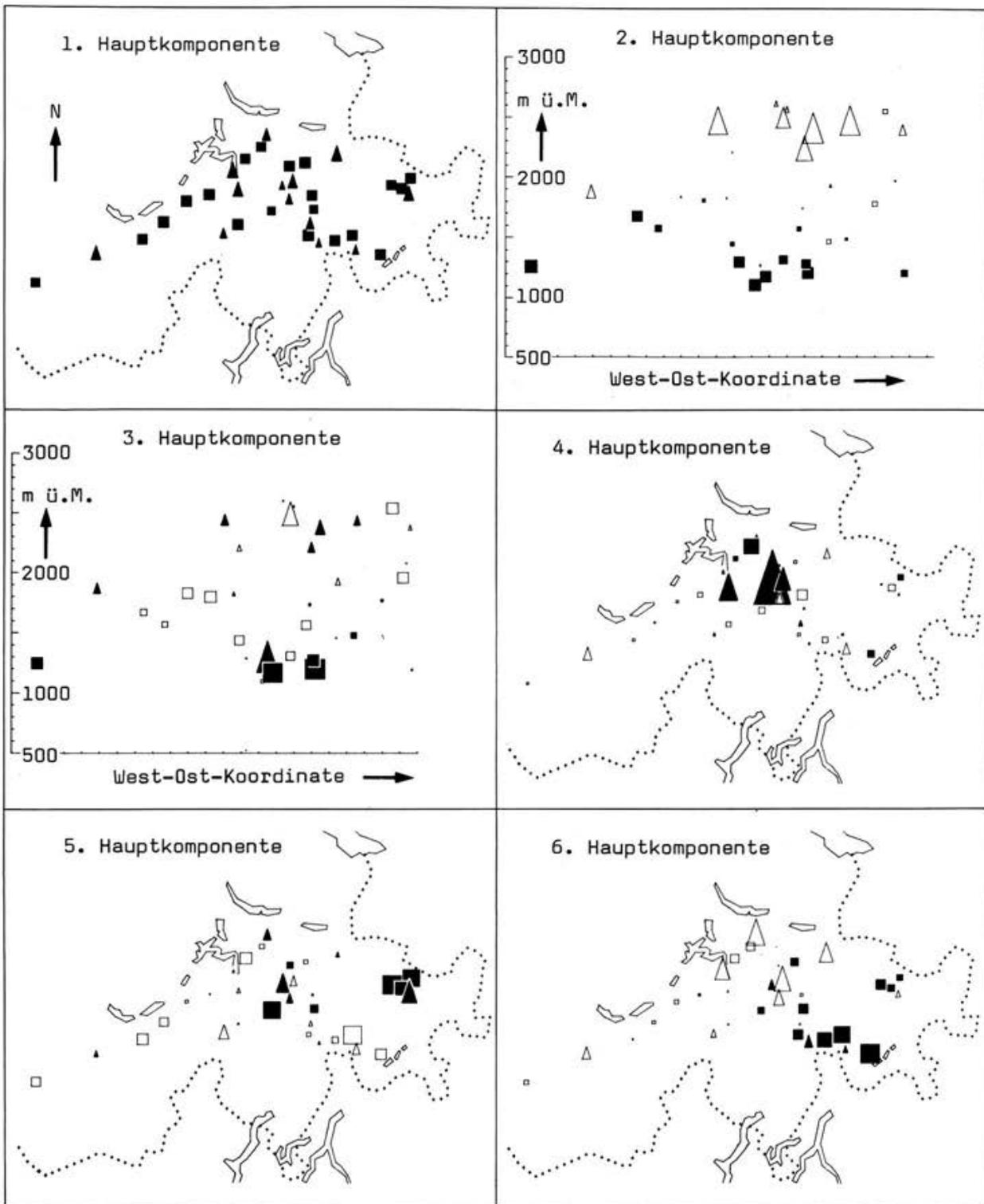


Abb. 5. Erste sechs Hauptkomponenten von Wasseräquivalent und Abfluss, April bis August, Alpennordseite. (Vergl. Text S. 128 und 135).

Von der vierten bis zur siebten Hauptkomponente entspricht das Bild der W-Variablen demjenigen im Falle ohne Abflussvariable. Bei den Einzugsgebieten Graubündens lässt sich eine gewisse Uebereinstimmung zwischen den Vorzeichen der Koeffizienten von Wasseräquivalent und Abfluss erkennen.

5.4.2. Nordseite, alle Einzugsgebiete

Werden auch tiefstgelegene Einzugsgebiete einbezogen, so stellt man bei den langen Perioden fest, dass die zweite und vierte Komponente von den tiefen Gebieten regionenweise bestimmt werden. Im Unterschied dazu tritt bei den kurzen Perioden von der zweiten bis zur vierten Komponente der Einfluss der Höhe über Meer stark hervor.

5.4.3. Wasseräquivalent und einzelne Abflüsse

In einer Reihe von Analysen wurden die einzelnen Abflussvariablen zusammen mit allen Wasseräquivalenten untersucht. Durch Vergleich aller Hauptkomponenten gleicher Rangnummer kann bei diesen Analysen festgestellt werden, ob der Koeffizient der (von Analyse zu Analyse verschiedenen) Abflussvariablen sich demjenigen der jeweiligen benachbarten Wasseräquivalenten anpasst.

Es ergab sich auch bei diesen Analysen, dass eine regionale Uebereinstimmung zwischen Abfluss und Wasseräquivalent nicht ersichtlich ist mit den bereits oben aufgetretenen Ausnahmen: Bei der dritten und vierten Hauptkomponente stimmen die Bündner Abflüsse Dischmatal, Hinterrhein und Campsut zumindest im Vorzeichen mit den benachbarten Wasseräquivalenten überein.

Im Falle der Südseite wird die erste Hauptkomponente von allen W-Variablen und vom Abfluss mit etwa gleichen Koeffizienten gebildet (Abbildung 6).

Die zweite Hauptkomponente wird von allen fünf Abflüssen und von den drei südlichsten W-Variablen Bedretto, Bosco Gurin und Maloja mit gleichem Vorzeichen gebildet. Eventuell spielt auch die Höhe eine Rolle, doch ist dies nicht deutlich.

Die dritte Komponente drückt wiederum eventuell die Höhenlage aus, der Koeffizient des Abflusses hat umgekehrtes Vorzeichen und einen sehr kleinen Betrag.

Bei der vierten Komponente hat der Abfluss wieder ein grösseres Gewicht, im übrigen ist diese Komponente nicht leicht zu erklären (Abbildung 7).

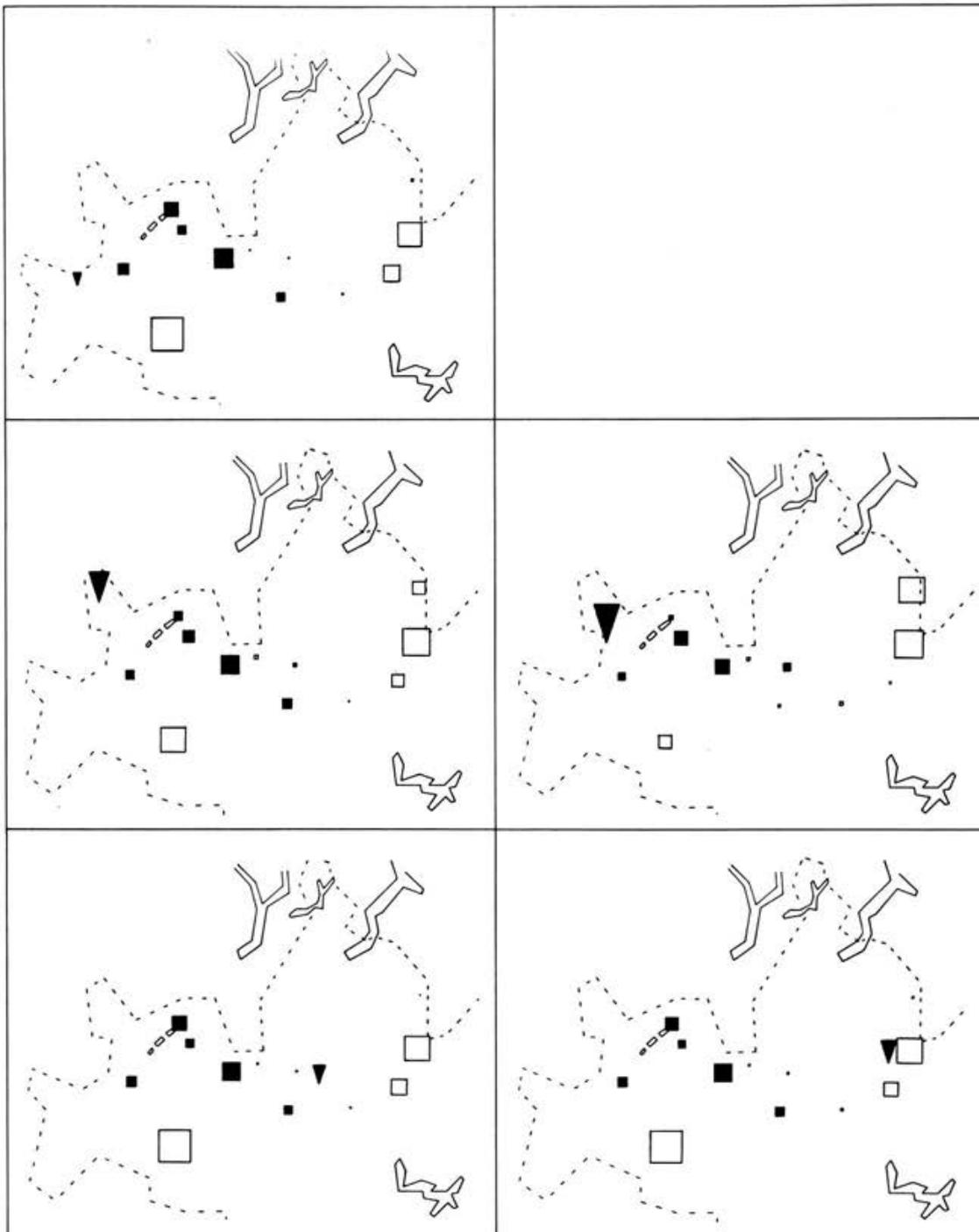


Abb. 6. Zweite Hauptkomponenten von 11 Wasseräquivalentvariablen und je einer Abflussvariablen, April - August, Alpensüdseite. (Vgl. Text S. 128 und 138).

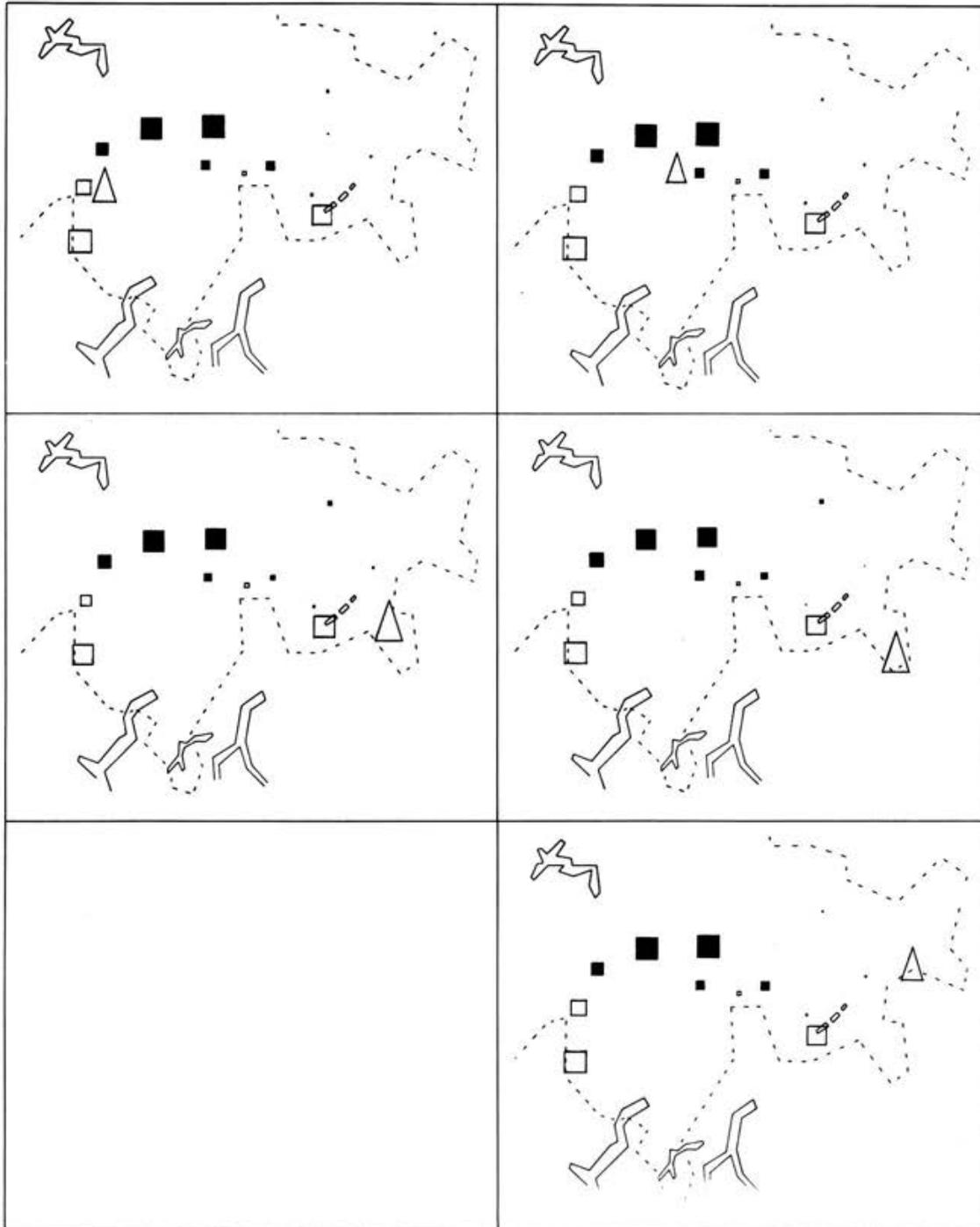


Abb. 7. Vierte Hauptkomponenten von 11 Wasseräquivalentvariablen und je einer Abflussvariablen, April - August, Alpensüdseite.
(Vgl. Text S. 128 und 138).

5.4.4. Wasseräquivalent, Abfluss, Sommer-Niederschlag und Sommer-Temperatur

In eine weitere Serie von Analysen wurden der Niederschlag und die Temperatur der Sommerperioden als Variablen eingeführt. Ein Beispiel soll kurz angeführt werden. Um die Anzahl der Variablen klein zu halten, wurden für den Niederschlag und die Temperatur nur Gebietsmittel (einfache Mittelung über alle Stationen) berücksichtigt. Für das Wasseräquivalent und den Abfluss wurden je zwei Mittelwerte gebildet: einerseits über die Stationen, die über 1350 m über Meer liegen, bzw. Einzugsgebiete, deren mittlere Höhe mehr als 1350 m über Meer beträgt, und die Mittelwerte der darunter liegenden Stationen bzw. Gebiete andererseits (Abbildung 8).

Die erste Hauptkomponente wird analog zu den vorangegangenen Analysen von beiden Wasseräquivalent- und von beiden Abflussvariablen mit etwa gleichem Gewicht gebildet (Ausnahme: hohe Abflussvariable der Periode April). Mit etwas kleinerem Gewicht ist jedoch der Niederschlag der Sommerperiode beteiligt, während die Temperatur keinen Einfluss ausübt. Die zweite Komponente wird von den Variablen der Sommerperiode allein gebildet (Ausnahme: hohe Abflüsse der Periode April). Zur dritten Komponente tragen wiederum hauptsächlich der Niederschlag und die Temperatur bei, und in geringerer Masse der Abfluss der tieferen Gebiete.

Die ersten drei Komponenten weisen zusammen 93 % bis 95 % (je nach der Länge der Sommerperiode) der gesamten Varianz auf. Dem Bild der Koeffizienten der ersten und dritten Hauptkomponente kann entnommen werden, dass der Sommerabfluss grob gesprochen etwa zur Hälfte vom bekannten Wasseräquivalent im Frühling und zur anderen Hälfte vom unbekanntem Sommerniederschlag bestimmt wird.

Ein Einfluss der Sommertemperatur auf den Abfluss scheint bei den längeren Perioden nicht zu bestehen. Vor allem fällt auf, dass das Wasseräquivalent und die Sommertemperatur in keiner Hauptkomponente gemeinsam mit positiven Beiträgen auftreten. Diese Tatsache deckt sich mit einer früher bereits gemachten Erfahrung bei der Regression des Rhein-Abflusses: das Produkt aus Sommertemperatur und Wasseräquivalent hat einen geringeren Einfluss auf den Abfluss als das Wasseräquivalent allein.

	1. Hauptkomponente			2. Hauptkomponente			3. Hauptkomponente			4. Hauptkomponente		
Monate:	4	4-6	4-8	4	4-6	4-8	4	4-6	4-8	4	4-6	4-8
Varianz:	50 %	57 %	64 %	36 %	27 %	21 %	.9 %	9 %	9 %	3 %	5 %	5 %
Niederschlag:	■	■	■	□	□	□	■	■	■	.	■	■
Temperatur:	□	.	□	■	■	■	■	■	■	□	.	■
Wasseräquivalent über 1350 m ü.M.:	■	■	■	■	■	■	□	□	□	□	□	■
Wasseräquivalent unter 1350 m ü.M.:	■	■	■	■	■	■	□	□	.	■	■	■
Abfluss über 1350 m ü.M.:	.	■	■	■	■	■	■	.	□	■	■	■
Abfluss unter 1350 m ü.M.:	■	■	■	.	□	□	■	■	■	.	□	□

Abb. 8. Hauptkomponenten-Analysen von Schneedecken-Daten und Sommerabflüssen: Koeffizienten der vier ersten Hauptkomponenten.

Variable: Stationsmittel von Sommerniederschlag, Sommertemperatur, Wasseräquivalent der Schneedecke ober- bzw. unterhalb 1350 m ü.M., Abfluss aus Gebieten mit mittlerer Höhe grösser bzw. kleiner 1350 m ü.M.
Grösse der Quadrate: Betrag des Koeffizienten, ausgefüllt: positiv, leer: negativ.

6. Schlussfolgerungen

Die meisten im vorliegenden Bericht besprochenen Hauptkomponenten-Analysen wurden aufgrund einer nur 12-jährigen Referenzperiode durchgeführt, jedoch unter Berücksichtigung einer relativ grossen Zahl von Messstationen für das Wasseräquivalent und den Abfluss. Die Ergebnisse legen im Hinblick auf die Erstellung von Abflussvorhersagemodellen aufgrund der hier untersuchten Stationen und Gebiete folgende Empfehlungen nahe:

- die Alpennord- und südseite sind zwar getrennt zu behandeln, für die Südseite kommen aber auch Wasseräquivalentstationen zwischen Andermatt und Bivio in Frage
- bei der Bildung von Mittelwerten sollen weniger die Stationen der näheren Umgebung, sondern zumindest im Falle der Alpennordseite eher alle Stationen, die einen Höhenbereich über Meer vertreten, berücksichtigt werden. Im Falle der Alpensüdseite ist die Mittelung einerseits über den Alpenkamm und andererseits über die südlichen Stationen vorzunehmen
- auf der Alpennordseite sollen zwei oder drei solcher Höhenbereiche eingeführt werden
- bei den Bündnerischen Einzugsgebieten soll auch ein Mittelwert benachbarter Stationen berücksichtigt werden
- wegen des kleinen Stichprobenumfanges ist es angebracht, nur die erwähnten einfachen Mittelwerte in Regressionsgleichungen einzuführen und auf komplizierter gebaute Variablen, die den Hauptkomponenten genauer entsprechen, zu verzichten.

Es darf aber nicht ausser acht gelassen werden, dass auch die hier angewandte Methode nicht mit Sicherheit und automatisch zur Auffindung der besten Vorhersagegleichung führt.

Literaturverzeichnis

- (1) T.W. Anderson, An Introduction to Multivariate Statistical Analysis, John Wiley, New York 1958.
- (2) M.G. Kendall and A. Stuart, The Advanced Theory of Statistics, Vol. 3, Charles Griffin, London 1966.

Adresse des Verfassers:

Dipl. Math. H. Jensen
Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie
ETH-Zentrum
CH-8092 Zürich

UEBER DEN WERT HYDROLOGISCHER BEOBACHTUNGEN
IN EINZUGSGEBIETEN

Hans M. Keller, Birmensdorf

Zusammenfassung

Hohe Kosten, mangelnde Repräsentativität, Unsicherheit über unterirdische Zu- und Wegflüsse, langsamer Fortschritt der Erkenntnisse und andere Argumente werden oft dazu verwendet, den vor allem aus Niederschlags- und Abflussmessungen bestehenden hydrologischen Untersuchungen in Einzugsgebieten ihren Sinn abzuspreehen. In dieser Arbeit wird versucht, hydrologische Einzugsgebietsuntersuchungen zu rechtfertigen. Vor allem die Fragestellungen sollen den Möglichkeiten solcher Untersuchungen angepasst werden. Dabei kann es nicht darum gehen, einzelne Prozesse zu erfassen. Vielmehr sollen die Beobachtungen vor allem die hydrologische Reaktion auf Witterung und Landnutzungsmassnahmen erkennen lassen.

Somit wird das Einzugsgebiet auf dem Weg von Vergleichen und relativen Betrachtungen zum Ort der Erfahrung. Wenn daraus Hinweise für die Praxis der Landnutzung und Bewirtschaftung sowie für allfällige Schutzmassnahmen resultieren, ist ein erstes Teilziel erreicht. Erst zusammen mit prozessorientierten Untersuchungen an Versuchsflächen und mit der Anwendung und Validierung von Simulationsmodellen dient das hydrologische Einzugsgebiet dazu, die Erkenntnisse über hydrologische Vorgänge in der Natur zu erweitern.

1. Einleitung

Obwohl heute vielerorts der Wert hydrologischer Beobachtungen in Einzugsgebieten anerkannt wird, werden doch auch immer wieder kritische Argumente vorgebracht: Hohe Kosten, mangelnde Repräsentativität und damit Schwierigkeiten bei der Extrapolation von Ergebnissen, die Unsicherheit über das Vorhandensein unterirdischer Zu- und Wegflüsse sowie wenig Fortschritt der Erkenntnisse (ACKERMANN, 1966 zit. in HEWLETT et al., 1969) werden als Nachteile hingestellt.

Wenn im folgenden versucht wird, die hydrologische Forschung in Einzugsgebieten zu rechtfertigen, geht es dabei darum, (1) die Fragestellungen an die Möglichkeiten anzupassen, die von der Natur der Sache her gegeben sind, und (2) die Einzugsgebietshydrologie nicht als Alternative zu anderen Methoden (mathematische Synthese und Rechenmodelle, Versuchsflächen für Bodenfeuchtestudien etc.), sondern als komplementäre Arbeitsrichtung zu erkennen.

2. Sinnvolle Fragen

In den Anfängen der Einzugsgebietshydrologie ging es vor allem darum, an einem Demonstrationsobjekt zu zeigen, wie sich unterschiedliche Bodennutzung und Vegetationsbedeckung auf das Abflussregime auswirken (RODDA, 1976, Kap. 10). So sind z. B. die Untersuchungen im Rappen- und Sperbelgraben (ENGLER, 1919) aus der Idee heraus entstanden zu zeigen, dass in einem stark bewaldeten Einzugsgebiet die Hochwasserspitzen niedriger sind als in einem wenig bewaldeten Vergleichsgebiet.

Erst seit der intensiven Förderung und der raschen Entwicklung hydrologischer Untersuchungen in Einzugsgebieten in den 50er und 60er Jahren kommt dem Einzugsgebiet vermehrt eine wissenschaftliche und zugleich praktische Rolle zu (HEINDL, 1972). Als geschlossenes System betrachtet, ist es ein Integrator aller verschiedenen, einwirkenden Faktoren. Wie ein Gletscher, der durch Vorstoss und Rückzug auf die Summe aller Witterungsfaktoren und weiterer Faktoren reagiert, ist der Abfluss aus einem Einzugsgebiet das Resultat nicht nur der vorangehenden und aktuellen Witterung, sondern schliesst alle Faktoren des Untergrundes, der Topographie des Bodens und der Vegetation ein. HEINDL ist auch der Meinung, dass zwar nicht Einzelwerte oder numerische Ergebnisse, aber Erkenntnisse über Reaktionstendenzen auf ähnliche Gebiete übertragen werden können, seien diese in unmittelbarer Nähe oder weiterer Ferne.

Das Einzugsgebiet ist der Ort der Erfahrung: Wie reagiert das Abflussverhalten auf die Witterung (Niederschlagsereignisse, Trockenzeiten) ? Was geschieht, wenn die Bewirtschaftungsart im Gebiet, und damit die Vegetationsdecke geändert werden ? Mit entsprechend geplanten und durchgeführten Untersuchungen können Ziele verfolgt werden, die zum Inhalt haben, Entscheidungsunterlagen für die Landnutzungsplanung bereitzustellen. Der Einfluss verschiedener Bewirtschaftungsarten der Land- und Forstwirtschaft, Siedlungsentwicklung, Nutzung von Bodenschätzen, Erschliessung für Tourismus und Erholung und andere Probleme sind heute von grosser aktueller Bedeutung.

Es wäre deshalb verfehlt, in hydrologischen Einzugsgebieten, in denen lediglich Niederschlag, Witterung und Abfluss beobachtet werden, hydrologische Prozesse und Vorgänge zu studieren, die Ursache für die Reaktionen im Abflussgeschehen sind. Ein solches Gebiet ist vielmehr der Ort, wo z. B. Massnahmen der Bodennutzung in ihrer Wirkung überprüft werden. Daraus können Empfehlungen für

Praktiker und Planer resultieren. Erkenntnisse über physikalische Prozesse dürfen aber aus solchen Beobachtungen nicht abgeleitet werden.

Die Fragestellung hydrologischer Untersuchungen in Einzugsgebieten ist deshalb nur dann sinnvoll, wenn sie diesen Aspekten Rechnung trägt, nämlich dass

- der Abfluss in Menge, zeitlicher Verteilung und Güte das Resultat komplexer Vorgänge ist,
- Reaktionstendenzen ganzer Faktorengruppen durch Vergleiche erkennbar werden,
- die Wirkung einzelner Faktoren nur dann erkennbar wird, wenn diese veränderbar sind und ihre Wirkung im Experiment geprüft werden kann, und
- über lange Beobachtungszeiträume ein reiches Erfahrungsmaterial verfügbar wird.

Für hydrologische Untersuchungen in Einzugsgebieten sind deshalb jene Fragestellungen sinnvoll, die sich darauf beschränken, in ausgelesenen Gebieten (1) Erfahrungen zu sammeln über das Abflussverhalten unter den vorherrschenden örtlichen Witterungs- und Geländebedingungen, (2) Massnahmen zur Verbesserung des Abflussregimes zu prüfen, und damit (3) Entscheidungsgrundlagen für die Planung der Landnutzung bereitzustellen.

3. Vergleiche hydrologischer Ergebnisse

Gleichzeitig mit den Vorwürfen und Kritiken an Einzugsgebietsuntersuchungen und deren Ergebnissen ist eine vermehrt vorsichtige Formulierung der Resultate zu erkennen (HEINDL, 1972, HEWLETT et al., 1969). Durch die Untersuchungen in einzelnen, ausgelesenen Versuchsgebieten sind naturgemäss den Interpretationen enge Grenzen gesetzt. Erst mit dem Einbezug von Vergleichsgebieten, mit der Anstrengung einer Ueberschau können die Ergebnisse einzelner Gebietsuntersuchungen gewertet und weiter interpretiert werden.

Unter Vergleichen soll ein Nebeneinanderstellen verstanden sein, welches erlaubt, Aehnlichkeiten, aber auch Unterschiede, zu erkennen. Das bedeutet aber nicht, dass wir daraus Ursächlichkeiten ablesen können. Einzig Vermutungen über mögliche ursächliche Zusammenhänge können formuliert und entsprechende Fragen gestellt werden. Deren Beweis kann aber nicht durch Vergleiche herbeigeführt werden.

Werden viele Einzugsgebiete in ihrem hydrologischen Verhalten und ihren Reaktionstendenzen miteinander verglichen, können Gruppierungen nach verschiedenen Argumenten vorgenommen und somit Einzelerfahrungen in einen grösseren Rahmen gestellt werden. Dadurch wird eine relative Betrachtungsweise möglich und lässt allgemeine und offensichtliche Tendenzen erkennen.

Vergleiche sind nur dann angezeigt, wenn Angaben und Daten vergleichbar sind, d.h. wenn Dimensionen und Zeitperioden übereinstimmen und die Berechnungsart der Grössen auf gleiche Art und Weise vorgenommen wurde und wenn für die Herleitung des Vergleichs von den gleichen Voraussetzungen ausgegangen wird. Die beim Vergleich verwendeten Grössen müssen also den gleichen Inhalt aufweisen.

Vergleiche müssen mindestens eine gemeinsame Grundlage haben, sei es die Zeitperiode, der Ort, Gebietscharakteristika oder andere Einzugsgebietsgrössen.

In Tabelle 1 ist am Beispiel von 5 kleinen Einzugsgebieten im Alptal (KELLER, 1970) das unterschiedliche Verhalten im Jahre 1973 dargestellt.

Tabelle 1: Niederschlag und Abfluss in 5 kleinen Einzugsgebieten des Alptales, SZ, im Jahr 1973

	Gebiet					$\bar{x} \pm s$
	3	4	5	7	8	
Gebietsniederschlag, mm	2068	2171	2133	2029	1956	2071 \pm 85
Abflusshöhe, mm	1338	1761	1290	923	1409	1344 \pm 299

Diese fünf zwischen 50 und 150 ha grossen, in unmittelbarer Nachbarschaft gelegenen Gebiete, zeigen wohl ähnliche Jahresniederschlagsmengen. In den Abflusshöhen sind dagegen ziemlich grosse Unterschiede zu verzeichnen. Dies ist die Ausgangslage für den Vergleich. Gründe und Ursächlichkeiten des unterschiedlichen Verhaltens können wir nicht erkennen. Wir können einzig Vermutungen ausdrücken. Deshalb wird hier auf eine eingehende Charakterisierung der Gebiete verzichtet.

Unterirdische und unkontrollierte Zu- und Wegflüsse in den Gebieten sind unbekannt. In welchem Masse dies die Abflusshöhen beeinflusst, wissen wir nicht. Wir werden diese Werte in absoluten Beträgen auch nie in Erfahrung bringen können. Stellen wir uns aber die Frage des relativen Unterschieds zwischen zwei

oder mehreren Gebieten, dann können wir nach HEWLETT et al., (1969) folgenden Ansatz verwenden, um den Abfluss eines Gebietes im Vergleich zu einem anderen zu schätzen.

$$A_1 = N_1 - ET_1 - \Delta S_1 - L_1 \quad (1)$$

und $A_2 = N_2 - ET_2 - \Delta S_2 - L_2$

wobei A_1 und A_2 die Abflusshöhen in den Gebieten 1 und 2, N der Gebietsniederschlag, ET die Evapotranspiration, ΔS die Veränderung im Bodenswasserspeicher und L die Summe der unterirdischen Zu- und Wegflüsse sind. Durch Subtraktion und unter der Annahme, dass die Unterschiede der Gebietsgrößen ET , ΔS und L konstant sind, ergibt sich

$$\hat{A}_2 = A_1 + (N_2 - N_1) + C \quad (2)$$

wobei sich C als Summe der konstanten Unterschiede in ET , ΔS , L und allfälliger Messfehler ergibt. Ist C nur kleinen Schwankungen unterworfen, kann für Perioden ohne Abflussmengenbestimmung in Gebiet 2 die Abflusshöhe nach Gleichung (2) geschätzt werden. Dies bedeutet aber noch nicht, dass eine Teilkomponente, z. B. die Differenz des unterirdischen Zu- und Wegflusses (L) konstant ist.

Erhebliche Schwankungen von C dagegen zeigen, dass entweder bei der Ermittlung (Messung) von Niederschlag und Abfluss Fehler unterlaufen sind, oder dass die Summe der Unterschiede von ET , ΔS und L in den Vergleichsgebieten gewissen Änderungen oder Verschiebungen unterworfen ist. Diese Art des Datenvergleichs von Einzugsgebieten ist nicht nur wertvoll, um den Jahresabfluss eines Gebietes zu schätzen für Perioden, während denen nicht gemessen wurde, sondern in vielleicht noch grösserem Ausmass, um die Messdaten zu prüfen und allfällige Fehler aufzudecken.

In Tabelle 2 ist der nach Gleichung (2) ausgeführte Vergleich am Beispiel von zwei Gebieten im Alptal (KELLER, 1970) dargestellt.

Tabelle 2: Die Gebiete 3 und 7 im Alptal. Ein Vergleich von Niederschlag (N_3, N_7) und Abfluss (A_3, A_7), wobei $C = (A_7 - A_3) - (N_7 - N_3)$

Hydrol. Jahr	Gebiet		Gebiet		Konstante
	N_3 mm	A_3 mm	N_7 mm	A_7 mm	C mm
1969/70	2633	1548	2444	1432	73
1970/71	1809	1227	1753	907	- 264
1971/72	1583	1151	1512	801	- 279
1972/73	1995	1338	1920	969	- 294
1973/74	2040	1570	2019	1075	- 474
Mittelwert, \bar{x}	2012	1367	1930	1037	- 248
Standard- abweichung s	391	188	346	242	198

Es wäre gewagt und nicht gerechtfertigt, aus dieser Zusammenstellung die Gebietsverdunstung als Differenz von Niederschlag und Abfluss zu berechnen. Vielmehr zeigt uns die Konstante C, dass sich die beiden Gebiete in den mittleren drei Jahren ähnlich verhalten haben, und dass sich der Unterschied der Summen aller Verluste (ET, ΔS und L) zwischen - 264 und - 294 mm bewegte. Im ersten und im letzten Jahr des Vergleichs dagegen sind grosse Abweichungen aufgetreten. Mehr sagt der Vergleich im Moment nicht aus.

4. Vermutungen und Erkenntnisse

Mit Bezug auf den oben genannten Vergleich sind wir geneigt, Vermutungen über Ursachen der genannten Variation der Konstanten C anzustellen. Sind Messfehler dafür verantwortlich? Muss deshalb eine Ueberprüfung der Messdaten vorgenommen werden?

Sind die Abweichungen auf Einzelereignisse zurückzuführen? Diese Fragen haben in erster Linie den Zweck, das Datenmaterial aus dem Vergleich heraus kritisch zu beleuchten. Erst wenn wir sicher sind, die Daten bestmöglich kontrolliert zu haben, dürfen wir Hypothesen über Prozesse anstellen:

Warum ist die Summe der Verluste im Gebiet 3 um etwa 250 mm kleiner als im Gebiet 7 ? Sind es Unterschiede im unterirdischen Zu- und Wegfluss, in der Bodenwasserspeicherung oder der Evapotranspiration ? Wie könnten z. B. die Interzeptionsverluste der Vegetationsdecken für diesen Unterschied verantwortlich sein ?

Diese Fragen nach *Ursächlichkeit* führen oft dazu, dass bestimmte Prozesse in Versuchsflächen-Untersuchungen, z. B. zur Ermittlung der Interzeptionsverluste an ausgelesenen Standorten, bearbeitet werden. Als Ergebnis fällt ein rechnerischer Ansatz zur Schätzung der gesuchten Grössen an. Soll dieser Ansatz in seiner Anwendbarkeit auf das gesamte Einzugsgebiet erweitert werden, muss vorerst eine weitere, nicht einfache Aufgabe der Extrapolation von einer Punkt-Information auf die gesamte Fläche eines Einzugsgebietes gelöst werden. Im Beispiel der Interzeptionsverluste sind wir in der Lage, diese Teilkomponente für die Vergleichsgebiete getrennt anzugeben. Wird in Gleichung (2) der Interzeptionsverlust als bekannt eingeführt, sind in der Folge in der Konstanten C die Unterschiede der Interzeptionsverluste nicht mehr enthalten.

Die Sequenz des Vergleichens, des Vermutens, und des Studiums von Prozessen kann nun weitergeführt werden. Jede Verfeinerung führt zu Erkenntnissen, sei es durch prozessorientierte Studien in Versuchsflächen oder Laborstudien, oder sei es durch Einbeziehen weiterer Teilkomponenten in den Gebietsvergleich.

Aus diesem Vorgehen werden einerseits Grössenordnungen der Komponenten in der Wasserbilanz für die örtlichen Verhältnisse bekannt, andererseits werden Erkenntnisse über Prozesse erweitert und diese quantitativ erfasst. Oft gelingt es auch, anhand der Verfeinerung die Grösse der Messfehler zu schätzen. Damit ist das Einzugsgebiet auch hydrologisch besser charakterisiert. Rechnerische Ansätze können in der Bilanz quantitativ überprüft werden.

Die Synthese und prozessorientierte, meist stark vereinfachte Erfassung der hydrologischen Vorgänge führt schliesslich zum Simulationsmodell (KELLER, 1975). Sowohl bei der Eichung wie bei der Validierung von Modellen kommt dem Einzugsgebiet eine wichtige Rolle zu.

5. Das Einzugsgebiet als Ort hydrologischer Forschung

Die bisherigen Betrachtungen sind davon ausgegangen, dass die Bewirtschaftung der Bodenoberfläche und die Art der Vegetationsbedeckung im Einzugsgebiet im

wesentlichen gleich bleibt. Ursächlichkeiten mit Bezug auf das Abflussverhalten können mit Hilfe von Untersuchungen in Versuchsflächen oder kontrollierten Labortests ermittelt werden.

Eine vor allem in Uebersee häufig angewendete Art der Forschung benutzt das gesamte Einzugsgebiet als Experimentierfeld (CORELL, 1977). Nach eingehender Kalibrierung der Abflussverhältnisse mittels aktuellen Witterungsdaten oder mit Vergleichsgebieten wird die Vegetationsdecke oder die Art der Bewirtschaftung nach genauem Plan verändert. Die unter den veränderten Landnutzungsverhältnissen ermittelten Abflüsse werden jenen gegenübergestellt, die eingetreten wären, wenn das Gebiet unverändert geblieben wäre. Als Ursache eines allfälligen Unterschiedes kann die Veränderung der Bodenbewirtschaftung gelten, sofern dies der einzige veränderte Faktor ist. Obwohl die Prozesse im einzelnen nicht bekannt sind, können doch die Konsequenzen einer Veränderung der Vegetationsdecke in ihrer Tendenz erkannt werden und dürfen als Grundsätze für die Landnutzungsplanung ähnlicher Gebiete herangezogen werden.

Selbstverständlich gelten diese Erkenntnisse in erster Linie für den Standort des Einzugsgebiets-Experimentes. Durch Vergleiche ähnlicher Experimente unter anderen Verhältnissen kann wiederum die regionale Gültigkeit abgegrenzt werden. Auch werden hier Vermutungen über Vorgänge sowie Prozesse formuliert, die zu Abklärungen in Versuchsflächen führen (SWANSON et al., 1977).

Die hydrologische Forschung in kleinen Einzugsgebieten hat eine lange Entwicklung und Geschichte hinter sich (WARD, 1971). In wesentlichen Phasen der wissenschaftlichen Forschung sowie der Erprobung praktischer Massnahmen der Landnutzung spielt sie heute eine Rolle, die nicht mehr wegzudenken wäre :

- langjährige hydrologische Datenerhebungen lassen die örtliche Reaktion des Abflusses als Integral aller einwirkenden Faktoren erkennen.
- Durch Vergleiche in der Zeit, oder zwischen unterschiedlichen Gebieten, können Vermutungen und Hypothesen über Vorgänge und Prozesse formuliert werden.
- Dadurch werden Untersuchungen angeregt, die darauf hinzielen, Prozesse zu erkennen und quantitativ zu beschreiben.
- Das Simulationsmodell, welches als Synthese der für das gesamte Gebiet formulierten Vorgänge gelten mag, muss wiederum auf seine Gültigkeit

getestet werden. Die in Einzugsgebieten erhobenen Daten stellen dabei sehr häufig den besten Ort der Prüfung dar.

Wenn eingangs gewisse kritische Fragen gegenüber hydrologischer Forschung in ganzen Einzugsgebieten geäußert wurden, sei zum Schluss noch ausdrücklich auf die komplementäre Aufgabe dieser integrierenden Forschungsrichtung hingewiesen : Sowohl Versuchsflächenstudien, wie die Entwicklung von Simulationsmodellen sollen nicht losgelöst und allein entwickelt werden. Als komplementäre Aufgaben, die sich gegenseitig ergänzen, werden in kurzer Zeit sowohl der finanzielle, wie der zeitliche Aufwand in Form von wissenschaftlichen Erkenntnissen einerseits, und von Ratschlägen für die Praxis der Landnutzung (SWANSON et al. , 1977) andererseits, wettgemacht.

Literatur

- Corell, D.L. ed. , 1977: Watershed Research in Eastern North America. A workshop to compare results. Chesapeake Bay Center for Environmental Studies, Smithsonian Institution, Edgewater, Maryland. 924 p.
- Engler, A. , 1919: Untersuchungen über den Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer. Mitt. Eidg. Anst. für das forstliche Versuchswesen, 12, 626 S.
- Hewlett, J.D. , H.W. Lull and K.G. Reinhart, 1969: In Defense of Experimental Watersheds. Water Resources Research, 5 (1) : 306 - 316.
- Heindl, L.A. , 1972: Watersheds in Transition - Quo vadis ? IN: Watersheds in Transition, Proceedings of a Symposium June 19-22, 1972. Am. Water Res. Association, Proceedings Series No. 14: 3-7.
- Keller, H.M. , 1970: Der Chemismus kleiner Bäche in teilweise bewaldeten Einzugsgebieten in der Flyschzone eines Voralpentales. Mitt. Eidg. Anst. für das forstliche Versuchswesen, 46 (3) : 113 - 155.
- Keller, H.M. , 1975: Simulationsmodell - ein Werkzeug hydrologischer Forschung. Mitt. Eidg. Anst. für das forstliche Versuchswesen, 51 (1): 133 - 139.
- Rodda, J.C. ed. , 1976: Facets in Hydrology. John Wiley and Sons, London. 368 p.
- Swanson, R.H. and P.A. Logan ed's. , 1977: Alberta Watershed Research Program. Symposium Proceedings. Northern Forest Research Centre, Edmonton, Alberta; Inf. Report NOR-X-1976, 342 p.
- Ward, R.C. , 1971: Small Watershed Experiments. An appraisal of concepts and research developments. University of Hull, Occasional papers in Geography No. 18, 254 p.

Adresse des Verfassers:

Dr. Hans M. Keller
Eidg. Anstalt für das
forstliche Versuchswesen
CH-8903 Birmensdorf

Mitteilung Nr. 41, 1979

Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich

EINIGE ANGABEN ZUM MESOKLIMA IM GLETSCHERBEREICH

im Hinblick auf hydrologisch - glaziologische Berechnungen

Herbert Lang, Zürich

Zusammenfassung

Bei der Berechnung der Ablation oder des Schmelzwasserabflusses in vergletscherten Einzugsgebieten sind i. a. räumliche Extrapolationen oder Interpolationen der meteorologischen Einflussgrössen nötig. Für das Gebiet des Grossen Aletschgletschers wurden die vertikalen Gradienten für die Tagesmittel von Lufttemperatur und Dampfdruck in der sommerlichen Ablationsperiode bestimmt. Ein merkbarer Einfluss des Gletschers auf diese beiden Grössen scheint sich auf die unmittelbar an der Gletscheroberfläche befindlichen Messstellen zu beschränken. Die Messwerte an den Hangstationen ausserhalb des Gletscherwindbereiches ordnen sich gut in die normalen vertikalen Gradienten ein. Bemerkenswert gross ist die Variation des Höhenbereichs, in dem Kondensations-, bzw. Verdunstungsbedingungen an der schmelzenden Gletscheroberfläche herrschen. Die im Sommer vorwiegend katabatisch geprägten Windverhältnisse am Gletscher zeigen an warmen und strahlungsreichen Tagen keinen Zusammenhang mit Windmessungen ausserhalb des Gletscherbereiches. Dagegen kann die Lufttemperatur als brauchbares Mass zur Abschätzung der Windgeschwindigkeit über der Gletscheroberfläche dienen.

Summary

In the computation of ablation or meltwater yield from glacier areas the meteorological variables usually have to be extrapolated or interpolated. For the region of the Grosser Aletschgletscher (Swiss Alps) the vertical gradients of airtemperature and vapor pressure were determined for the ablation season. The influence of the glacier seems to be limited to observation sites at the glacier surface and within the reach of the catabatic glacier winds. The altitude range, in which conditions of condensation or evaporation at the melting glacier are observed, shows remarkable variation. Wind conditions at the glacier surface station are predominantly catabatic during the main ablation season; under warm radiation weather they show no relation to wind observations made outside the immediate glacier area. On the other side, airtemperature can serve as a good measure to estimate the wind vector at the glacier surface.

Einleitung

Im Zusammenhang mit Berechnungen der Ablation und des Schmelzwasserabflusses oder bei Untersuchungen über die Beziehung zwischen Gletscherveränderungen und Klima stösst man immer wieder auf das Problem der Extrapolation von klimatischen Grössen. Im Bereich eines Gletschers ist dabei besonders zu beachten,

dass die Gletscheroberfläche in der warmen Jahreszeit als extreme Wärmesenke (bzw. Kältequelle) im mesoskalen Bereich äusserst inkohärente klimatische Bedingungen erzeugt. Wenn z. B. die tägliche Schmelzrate auf der Gletscherzunge mit der Temperaturfaktor-Methode (degree day factor DDF) bestimmt werden soll, wird man je nach Standort der verwendeten Lufttemperaturmessungen verschiedene Temperaturfaktoren einsetzen müssen. So ergaben sich am Gr. Aletschgletscher für eine vierwöchige Messperiode mittlere Gradtag-Faktoren für das Abschmelzen von Eis zwischen 3.70 mm/pos. Gradtag und 7.25 mm/pos. Gradtag, je nachdem, ob die Temperatur an der Bergstation Jungfrauoch oder am Gletscher selbst gemessen wurde (1). Die Lufttemperatur, direkt über der Gletscheroberfläche gemessen, ist zwar zusammen mit der Windgeschwindigkeit ein gutes Mass für den zur schmelzenden Eisoberfläche gerichteten fühlbaren Wärmestrom. Sie ist aber bereits durch den Wärmeübergang von den eisnahen Luftschichten zur Gletscheroberfläche entsprechend niedriger als die Lufttemperaturen, welche an einer Hang- oder Bergstation in gleicher Meereshöhe gemessen werden.

Aehnliche Probleme bestehen für den Dampfdruck als Mass für den latenten Wärmestrom: Die schmelzende Eisoberfläche beeinflusst die eisnahen Luftschichten auch als Feuchtequelle (Verdunstung) oder Feuchtesenke (Kondensation), was sich entsprechend auf den Wasserdampfgehalt der betreffenden Luftschichten auswirkt.

Im folgenden sollen einige klimatische Charakteristiken dargestellt werden, die sich aus Messungen im Rahmen des hydroglaziologischen Forschungsprogramms der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie ETHZ am Grossen Aletschgletscher ableiten lassen. Diese Angaben können als Grundlagen beim Bearbeiten der einen oder anderen hydrologisch-klimatologischen Frage in Gletschergebieten von Nutzen sein.

1. Die Temperaturverhältnisse im Bereich des Grossen Aletschgletschers

Für die Zeit 18. Juli bis 28. August 1965 wurden am Grossen Aletschgletscher auf der Gletscherzunge (Messfeld, 2185 m ü. M.), und an zwei Hanglagen (Lager, 2200 m ü. M. sowie Konkordia, 2820 m ü. M.) Klimabeobachtungen durchgeführt.

Die Hangstation "Lager" wurde ausserhalb des Gletscherwindbereiches in gut belüfteter WNW-Exposition betrieben; die Station "Messfeld" befand sich etwa in der Mitte der Gletscherzunge und damit im Gletscherwindsystem den eisnahen Luftschichten voll ausgesetzt (Horizontaldistanz Lager-Messfeld ca. 1 km).

Figur 1 zeigt für den genannten Zeitabschnitt den mittleren Gradienten der Tagesmitteltemperaturen sowie die Temperaturgradienten an den Tagen mit maximalen bzw. minimalen Temperaturverhältnissen. Das Höhenprofil wurde dabei durch die Stationen Sion (549 m ü. M.) und Jungfrauoch (3576 m ü. M.) (2) erweitert. Tabelle 1 enthält die mittleren Temperaturgradienten für verschiedene Höhenbereiche.

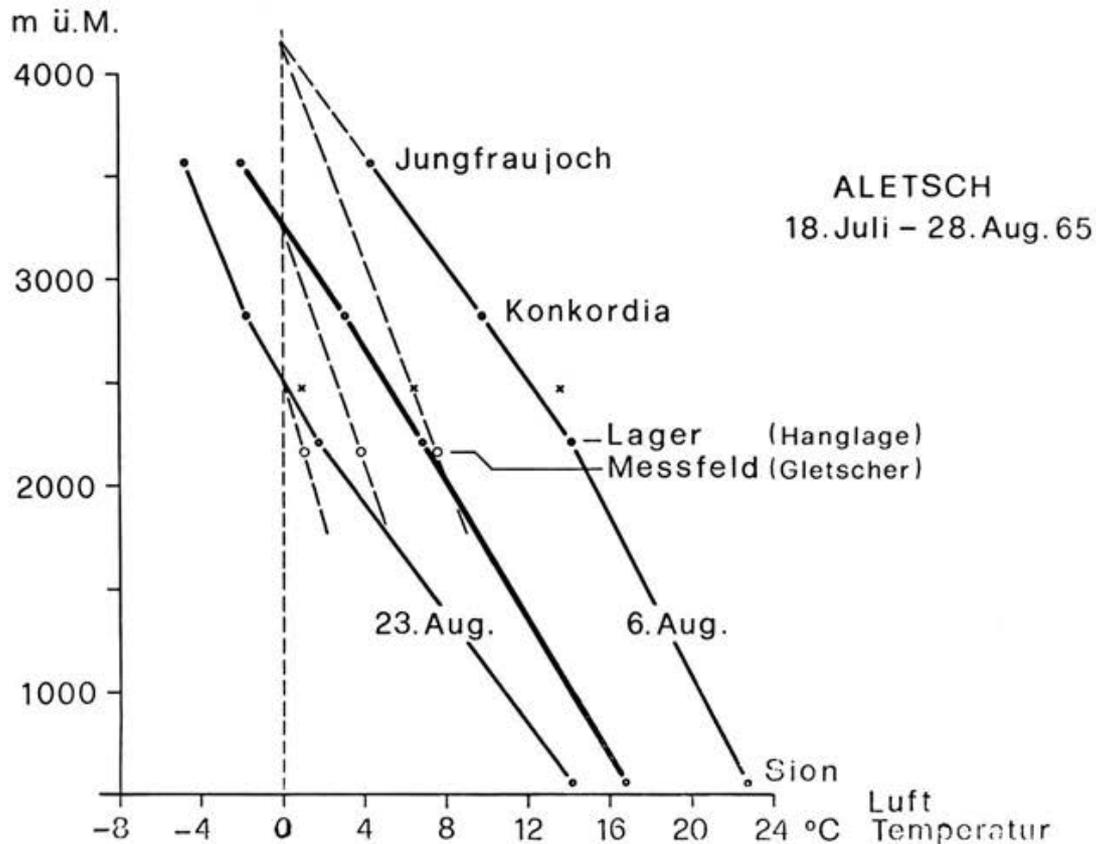


Fig. 1 Abnahme der Lufttemperatur mit zunehmender Meereshöhe im Bereich des Gr. Aletschgletschers im Zeitraum 18. Juli - 28. August 1965 (Mittelwerte sowie wärmster und kältester Tag).

Die mittleren vertikalen Temperaturgradienten entsprechen während der sommerlichen Ablationsperiode mit Werten zwischen 0.59 bis 0.66°C pro 100 m etwa den im Sommer im Alpengebiet als durchschnittlich zu erwartenden Verhältnissen; dies gilt, solange die Beobachtungsstationen in Gletschernähe, aber nicht unmittelbar im Bereich des Gletscherwindes liegen. Der Gletschereinfluss an diesen Stationen fällt im Rahmen der hier geforderten Genauigkeiten offenbar nicht merkbar ins Gewicht.

Tab. 1 Mittlere vertikale Temperatur-Gradienten im Zeitabschnitt
18. 7. - 28. 8. 1965 im Gebiet Wallis / Aletschgletscher

Höhenbereich	Temperatur- gradient	
m ü. M.	$^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$	
549 - 2200 Sion Lager	0.59	} Stationen ausserhalb Gletscherwindbereich
549 - 2824 Sion Concordia	0.60	
549 - 3576 Sion Jungfrauoch	0.62	
2200 - 2824 Lager Concordia	0.63	
2200 - 3576 Lager Jungfrauoch	0.66	
549 - 2185 Sion Messfeld	0.79	
2185 - 3576 Messfeld Jungfrauoch	0.42	

Dies trifft für die Stationen "Lager" und "Concordia" eindeutig zu, was durch die später beschriebenen Windbeobachtungen bestätigt wird. In der Höhe der Station Jungfrauoch ist der Gletscher als mesoklimatische Wärmesenke für den fühlbaren Wärmestrom in diesem Zusammenhang vernachlässigbar (bei einer mittleren Luft-Temperatur in dieser Höhe im betrachteten Zeitraum von -2.0°C und im Hinblick auf die spezielle Exposition dieser Station). Deshalb ordnet sich diese gut belüftete Bergstation in das normale vertikale Temperaturprofil gut ein.

Die im unteren Drittel der Tabelle 1 angegebenen Temperaturgradienten schliessen die Gletscherstation "Messfeld" mit ein und zeigen deutlich den thermischen Einfluss der schmelzenden Eisoberfläche auf die eisnahen Luftschichten in dieser Meereshöhe an.

Mittlere Abkühlung in der eisnahen Luftschicht

In der Zeit 18. 7. - 28. 8. 65 wurden an den Stationen "Lager" (Hangstation) und "Messfeld" (Gletscher) folgende Temperaturmittelwerte gemessen:

Lager (2220 m ü. M.) : 6.9°C

Messfeld (2185 m ü. M.) : 3.9°C

Die Temperaturdifferenz von 3.0°C entspricht bei Berücksichtigung des Höhenunterschiedes von 35 m und unter Anwendung eines mittleren Temperaturgradienten einer "Kühlwirkung" des Gletschers am Messfeld von im Mittel 3.2°C in 180 cm Höhe über der Eisoberfläche.

Die Verhältnisse an Tagen mit hohen bzw. tiefen Temperaturen

In Fig. 1 sind neben der mittleren Abnahme der Temperatur mit der Höhe auch noch die Tage mit den maximalen bzw. den minimalen Temperaturen des betrachteten Zeitraumes eingezeichnet. Die Lage der Null-Grad-Grenze (Tagesmittel) schwankt im Höhenbereich 2500 m ü. M. bis knapp 4200 m ü. M. bei 3260 m ü. M. im Mittel. Wenn man annimmt, dass die Lufttemperaturen am Gletscher selbst ebenfalls etwa linear mit der Meereshöhe abnehmen, so gilt hier der gestrichelt eingezeichnete Temperaturverlauf. Bei temperierter Eisoberfläche sollten sich die beiden Kurven etwa in der Höhe der Null-Grad-Grenze schneiden.

Dabei ergibt sich ein mittlerer Temperaturgradient von 0.36°C/100 m mit nur geringen Abweichungen bei maximalen (0.38°C/100 m am 6. August) und bei minimalen Temperaturen (0.35°C/100 m am 23. August). Dies dürfte mit der engen Verknüpfung zwischen Lufttemperatur (Lager) und Windgeschwindigkeit am Gletscher zusammenhängen (s. Fig. 6). Der katabatische Gletscherwind entsteht bekanntlich durch die Temperaturunterschiede zwischen Gletscheroberfläche und Umgebung.

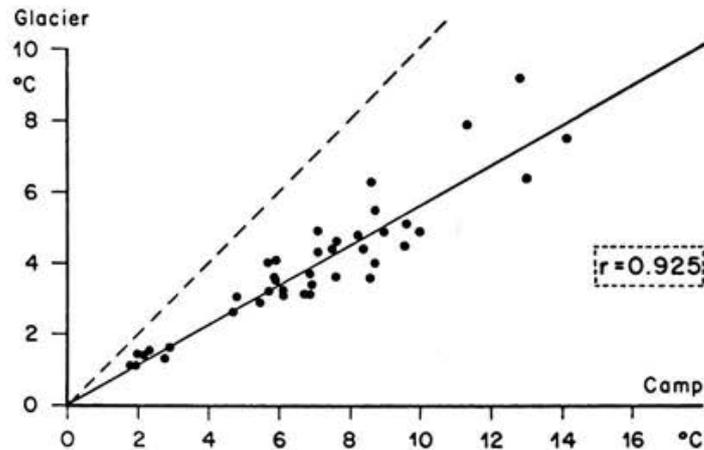
Zur Ergänzung wird in Figur 2 noch die Beziehung zwischen den Tagesmitteltemperaturen der beiden Stationen Lager (Camp) und Messfeld (Glacier) dargestellt. Die empirische Beziehung erscheint im erfassten Temperaturbereich linear und geht etwa durch den 0-Punkt:

$$T_{Me} = 0.044 + 0.56 T_{La}$$

2. Die Dampfdruckverhältnisse

Die Bedeutung des Dampfdruckes für hydrologisch-glaziologische Betrachtungen ergibt sich aus der im Vergleich zur Schmelzwärme (79.7 cal/gr bei 0°C) hohen

Air temperature: Relation between Camp and Glacier
(daily means)



ALETSCH 65

Fig. 2 Beziehung zwischen den Tagesmittelwerten der Lufttemperatur, gemessen an der Hangstation (Camp, 2220 m ü.M.) und am Gletscher (2185 m ü.M.) im Zeitraum 18. Juli - 28. August 1965

spezifischen Sublimationswärme (677.0 cal/gr bei 0° C). Ueber einen längeren Zeitraum können sich zwar Verdunstung und Kondensation auf unseren Alpengletscherzungen weitgehend kompensieren (3, 4). Sollen aber z. B. für Abflussvorhersagen tägliche Schmelzraten berechnet werden, so fällt der energetische Skalenbereich, in dem sich der latente Wärmestrom von Tag zu Tag bewegt, ins Gewicht (5); in diesem Fall müssen die Dampfdruckverhältnisse und die Abnahme des Dampfdruckes mit der Meereshöhe im Gletscherbereich ebenfalls beachtet werden.

In Fig. 3 ist für denselben Zeitraum und dieselben Stationen wie bei der Lufttemperatur die Abnahme des Dampfdruckes in Beziehung zur Meereshöhe wiedergegeben. Der Massstab für den Dampfdruck wurde dabei so gewählt, dass die damit gekoppelte Skala für die Taupunkt-Temperatur linear erscheint (Taupunkt: die Temperatur, bei welcher der herrschende aktuelle Dampfdruck = dem Sättigungsdampfdruck ist).

Die mittlere Abnahme des Dampfdruckes mit der Meereshöhe in der Zeit vom 18. Juli - 28. August 1965 beträgt:

Sion (549 m ü. M.) - Lager (2220 m ü. M.) : 0.32 mb/100 m
 Lager (2220 m ü. M.) - Jungfrauoch (3576 m ü. M.) : 0.23 mb/100 m
 (1mm Hg entspricht 1,33 mb)

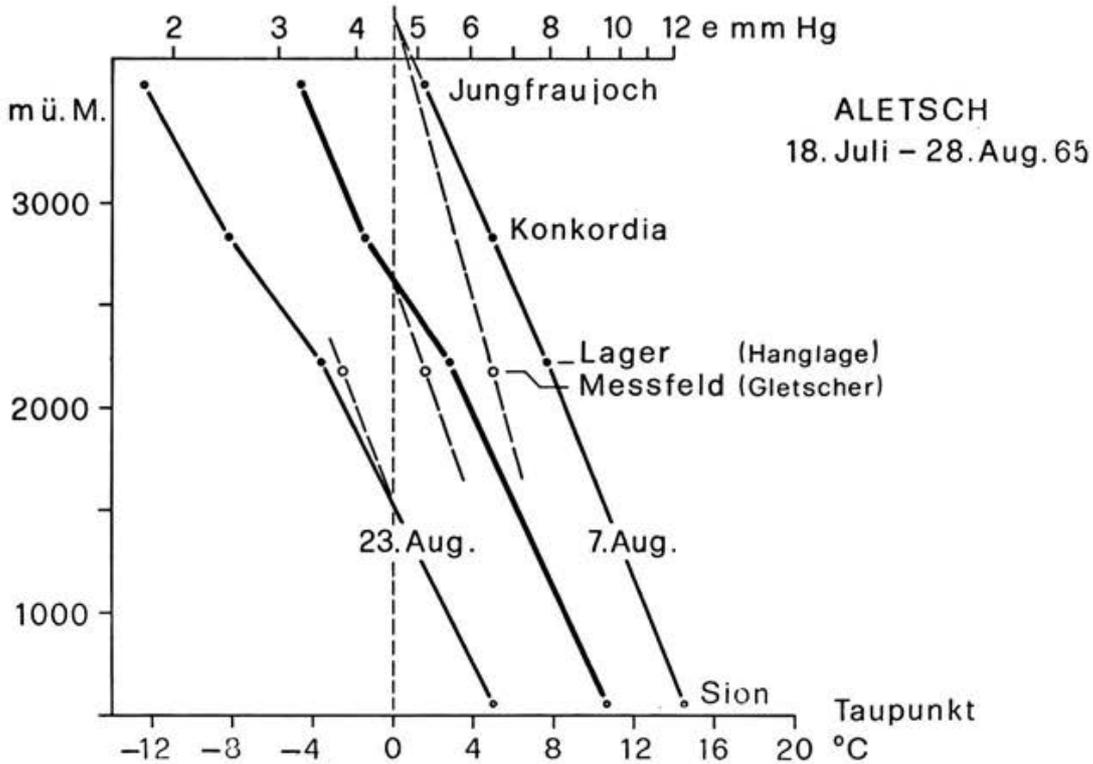


Fig. 3 Abnahme des Dampfdruckes mit zunehmender Meereshöhe im Bereich des Gr. Aletschgletschers im Zeitraum 18. Juli - 28. August 1965, Mittelwerte sowie Tage mit den maximalen bzw. minimalen Werten. Sättigungsdampfdruck bei 0 °C: 4.58 mmHg bzw. 6.11 mb.

Weil der Dampfdruck (wegen der physikalischen Begrenzung in der Beziehung zwischen Sättigungsdampfdruck und Temperatur) mit der Höhe nicht linear abnimmt, können solche mittleren Dampfdruckgradienten nur begrenzt verwendet werden. Die mittlere Abnahme des aktuellen Dampfdruckes e_a (in mb) lässt sich im betrachteten Zeitraum besser durch den exponentiellen Ausdruck

$$e_a = 15.77 e^{-3.6 z}$$

z: Höhe in 100 m

e: Basis des natürlichen Logarithmus

anpassen. KUHN (6) gibt als langjähriges Mittel für den Monat Juli für eine grössere Auswahl von Stationen vor allem in tieferen Lagen der Schweiz die empirische Beziehung $e_a = 17.1 e^{-3.2 z}$ an, welche der für das Aletschgebiet gefundenen Dampfdruckabnahme mit der Höhe sehr ähnlich ist. Wenn man sich auf die Taupunkt-Temperatur τ bezieht, erhält man für das Aletschgebiet eine sehr gute Anpassung mit der linearen Beziehung

$$\tau = 13.52 - 0.51 z$$

Auch an Tagen mit extremen Dampfdruckwerten weicht der vertikale Gradient nur wenig vom Mittelwert ab, welcher unter unseren sommerlichen Verhältnissen für hydroglaziologische Zwecke wohl als allgemein brauchbar angesehen werden darf.

Der vertikale Gradient des Taupunktes (0.51°C pro 100 m) und der mittlere Gradient der Lufttemperatur (0.62°C pro 100 m) weichen nur wenig voneinander ab. Der Grund dafür liegt in der engen Kopplung von Lufttemperatur und Dampfdruck. Zusammen mit der entsprechenden linearen Beziehung für die Lufttemperatur

$$T = 20.35 - 0.62 z$$

ergibt sich hier als interessantes Nebenergebnis bei der Bedingung $\tau = T$ die Höhe $z = 6209$ m, welche als "mittleres" atmosphärisches Kondensationsniveau im betrachteten Zeitraum anzusehen wäre.

Dampfdruckdifferenzen zwischen Station Lager (Hang) und Messfeld (Gletscher)

Dampfdruck-Mittelwerte 18.7. - 28.8.1965:

Lager 2220 m ü. M.	7.49 mb
Messfeld 2185 m ü. M.	<u>6.84 mb</u>
Differenz	0.65 mb

Bezogen auf das gleiche Niveau unter Anwendung eines mittleren Dampfdruckgradienten von 0.28 mb/100 m in 2200 m ü. M. erhöht sich die Differenz auf ca. 0.73 mb; um diesen Betrag ist die Grenzschicht am Gletscher in 1.80 m über der Eisoberfläche im Mittel "trockener" als an der Hangstation. Grund dafür ist die Kondensation von Wasserdampf an der Eisoberfläche. Die Wärmehaushaltmessungen am Gletscher ergaben für den Zeitraum 2. - 27.8.65 am Messfeld im Mittel eine Kondensation von ca. 0.5 mm/Tag (7).

Höhe des Niveaus 0°C für die Taupunkttemperatur: Die Höhe am Gletscher, in welcher der aktuelle Dampfdruck gleich dem Sättigungsdampfdruck bei 0°C ist, stellt das Niveau dar, in dem der latente Wärmestrom bei schmelzender Gletscheroberfläche verschwindet. Unter diesem Niveau herrschen Kondensations-, darüber Verdunstungsbedingungen. Aus Fig. 3 ist ersichtlich, dass sich dieses Niveau im betrachteten Zeitraum ungefähr innerhalb des gesamten Gletscher-Höhenbereiches (1446 - 4195 m ü. M.) bewegte. Dies bewirkte gleichzeitig den relativ weiten Skalenbereich der Tageswerte des latenten Wärmestroms im Wärmehaushalt, was z. B. bei Berechnungen des täglichen Schmelzwasserabflusses berücksichtigt werden sollte (5).

Nach Fig. 4 ist die Beziehung zwischen den an der Hangstation ("Lager") und am Gletscher ("Messfeld") gemessenen Tagesmittelwerten des Dampfdruckes ebenfalls linear innerhalb des erfassten Skalenbereichs:

$$e_{Me} = 1.87 + 0.58 e_{La}$$

Bei Dampfdruckwerten in der Nähe von 6.11 mb bzw. 4.58 mm Hg (= Sättigungsdampfdruck der schmelzenden Eisoberfläche) verschwindet erwartungsgemäss der Unterschied zwischen Hangstation und Gletscherstation im Mittel.

3. Die sommerlichen Windverhältnisse im Bereich des Aletschgletschers

Die Windgeschwindigkeit ist eine Grösse, die im gebirgigen Gelände räumlich ausserordentlich stark variiert und u. a. von der Exposition und der Umgebung des Messortes abhängt. Entgegen den geringen Erwartungen, brauchbare Beziehungen zu finden, wurden im Sommer 1967 während 13 Tagen an den Stationen "Lager" (Hanglage) und "Messfeld" (Gletscher) mit je einem mechanischen Windschreiber (WOELFLE) weitere ergänzende Windmessungen vorgenommen. Das Ergebnis zeigen die Fig. 5a bis 5d. Bei hohen und mittleren Temperaturen bzw. bei Strahlungswetter oder gemischten Witterungsbedingungen besteht weder bei Stundenwerten noch bei Tageswerten ein Zusammenhang zwischen den an beiden Stationen gemessenen Wind-Geschwindigkeiten. Dies wären aber gerade die für hydroglaziologische Zwecke am meisten interessierenden Witterungsperioden. Einzig an kühlen und regnerischen Tagen sind die beiden Stationen bezüglich Wind einigermaßen korreliert.

Vapor pressure: Relation between Camp and Glacier
(daily means)

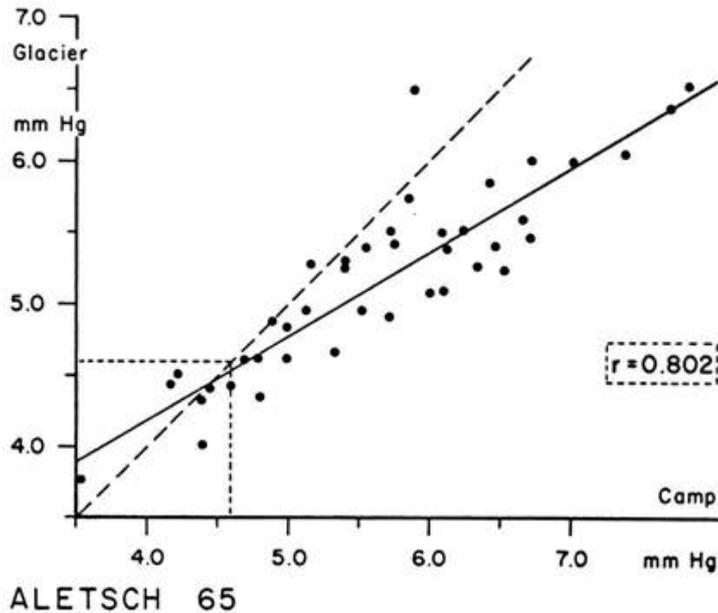


Fig. 4 Beziehung zwischen den Tagesmittelwerten des Dampfdrucks, gemessen an der Hangstation (Camp, 2220 m ü.M.) und an der Gletscherstation (2185 m ü.M.) im Zeitraum 18. Juli - 28. August 1965 (Sättigungsdampfdruck bei 0°C = 4.58 mm Hg bzw. 6.11 mb)

Da die Windverhältnisse im gletschernahen Bereich an warmen und strahlungsreichen Tagen durch das katabatische Windsystem bestimmt sind, lag es nahe, eine empirische Beziehung zwischen Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit am Gletscher zu suchen (die den Gletscherwind auslösende lokale Störung des allgemeinen Druckfeldes entsteht ja durch den horizontalen Temperaturgradienten zwischen dem Gletscher und seiner Umgebung).

In Fig. 6 sind die Tagesmittelwerte der am Gletscher im Sommer 1965 gemessenen Windgeschwindigkeit in Beziehung zur Lufttemperatur, gemessen an der Hangstation "Lager", gesetzt. Die dazugehörige Regressionsbeziehung lautet

$$u_{Me} = 1.02 + 0.25 t_{La}$$

(u gemessen in m/s). Die enge physikalische Kopplung zwischen Gletscherwind und Lufttemperatur kommt durch den Korrelationskoeffizienten von 0.89 gut zum Ausdruck.

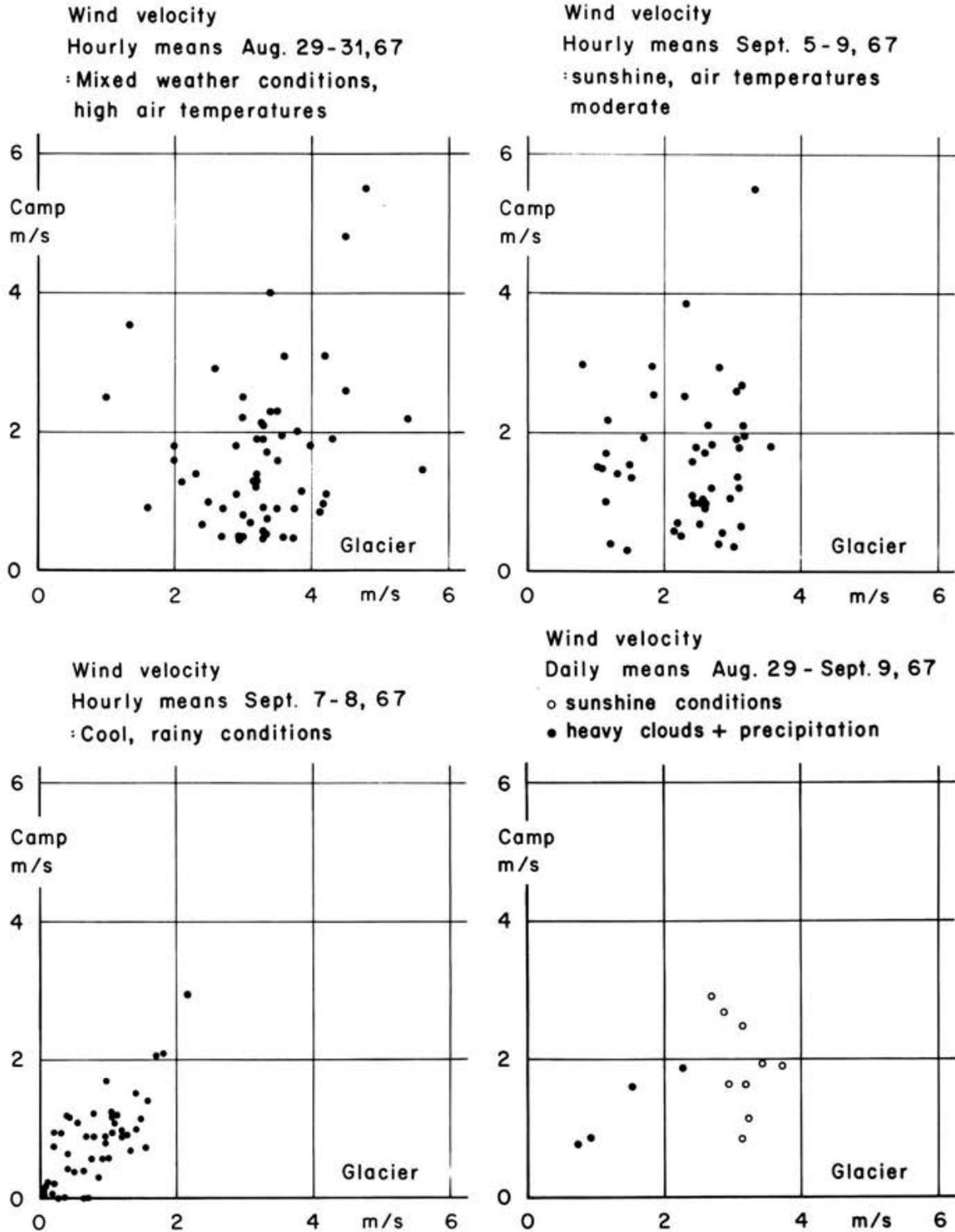


Fig. 5 Zusammenhang zwischen den Windgeschwindigkeiten im Bereich des Aletschgletschers, gemessen an der Hangstation (Camp, 2220 m ü. M.) und an einer Station auf der Gletscherzunge (2185 m ü. M.) im Zeitraum 29. August - 9. September 1967 unter verschiedenen Witterungsbedingungen. a - c: Stundenmittel, d: Tagesmittel.

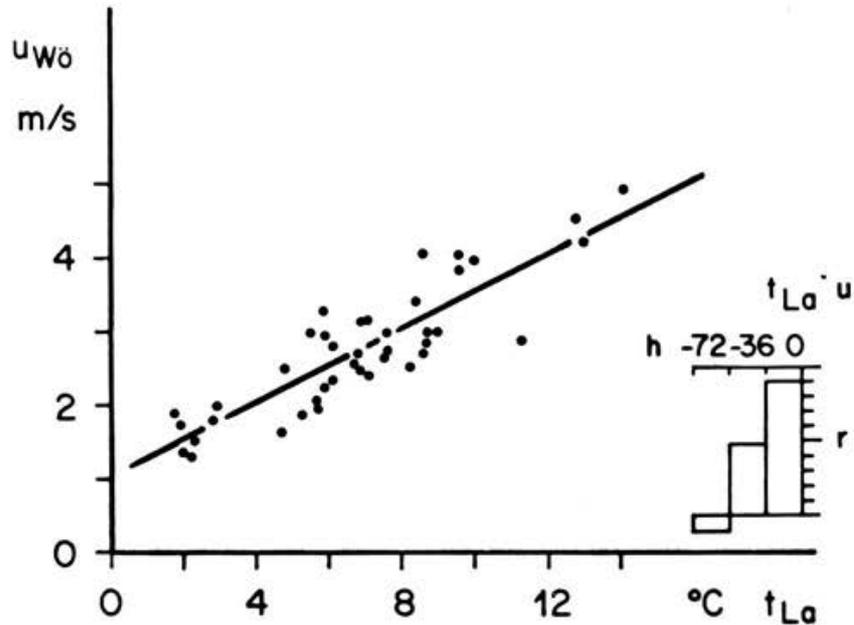


Fig. 6. Zusammenhang zwischen Tagesmittelwerten der Lufttemperatur t_{La} , gemessen an der Hangstation (2220 m ü. M.) und der an der Zunge des Gr. Aletschgletschers (2185 m ü. M.) gemessenen Windgeschwindigkeit $u_{w\ddot{o}}$ (Beobachtungsperiode: 18. Juli - 28. August 1965). Rechts in der Figur sind die Korrelationskoeffizienten für eine Zeitverschiebung von 0, -36, bzw. -72 Stunden zwischen t_{La} und $u_{w\ddot{o}}$ graphisch angegeben.

4. Schlussbemerkungen

Obwohl in der vorliegenden Studie nur von einem einzigen Gletschergebiet Beobachtungsmaterial verarbeitet wurde, dürften die Resultate mit gewissen Einschränkungen auch von allgemeiner Bedeutung sein im Hinblick auf Probleme, die hydrologisch-klimatologische Fragestellungen im Bereich der Gletscher aufwerfen. Die mittleren Gradienten von Lufttemperatur und Dampfdruck bzw. Taupunkt gelten allerdings nur für die betreffende Jahreszeit, aus der die Messwerte stammen, da der vertikale Austausch in der Troposphäre jahreszeitlich stark variiert. Neben der Verwendung der Resultate für Extrapolationszwecke können diese auch noch als Grundlage zur Beurteilung des standortspezifischen Informationswertes von Klimamessungen im Hochgebirge dienen.

Herrn Prof. Dipl. Ing. P. Kasser sei an dieser Stelle dafür gedankt, dass er als Leiter der Abteilung für Hydrologie und Glaziologie der VAW/ETHZ diese und

andere damit zusammenhängende Studien im Rahmen seines Gesamtprogrammes am Grossen Aletschgletscher ermöglicht und gefördert hat. Herrn Dipl. Met.

D. Grebner gebührt Dank für die kritische Durchsicht des Manuskripts.

Literatur

- 1) Lang, H., 1978 : Ueber die Bedeutung der Lufttemperatur als hydrometeorologischer Informationsträger.
14. Internat. Tagg. f. Alpine Meteorologie, Sept. 1976, Rauris.
Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien, Heft 31.
- 2) Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt 1965, 102. Jahrgang.
- 3) Hoinkes, H. und N. Untersteiner, 1952 : Wärmeumsatz und Ablation auf Alpengletschern, I.
Geogr. Annalen, 34, 1/2, 99-158, 1952.
- 4) Lang, H. und M. Schönbächler : Ergebnisse aus Wärmehaushaltsmessungen am Gr. Aletschgletscher, Sommer 1965. In Vorbereitung.
- 5) Lang, H., 1978 : Theoretical and practical aspects in the computation of runoff from glacier areas.
Proceedings, Intern. Symp. on the Computation and Prediction of Runoff from Glaciers and Glacierized Areas, Tbilisi USSR, Sept. 1978.
- 6) Kuhn, W., 1977 : Berechnung der Verdunstung alpiner Seen auf klimatologisch-thermodynamischer Grundlage.
Arbeitsbericht der Schweiz. Meteorol. Zentralanstalt, No. 70.

Adresse des Verfassers:

Dr. Herbert Lang
Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie
ETH-Zentrum
CH-8092 Zürich

DIE VERBAUUNG DES FAELLBACHES IN DER GEMEINDE
SAAS BALEN (WALLIS)

C. Lichtenhahn, Bern

Ein grosser Teil unserer Bergbevölkerung wird von Naturereignissen, wie Wildbächen mit ihren gefährlichen Murgängen, Lawinen, Steinschlag und Eisabbrüchen, bedroht. Eine Umsiedlung ist nicht sinnvoll, weil daneben ähnliche Gefahren lauern. Die Ausscheidung von unverbaubaren Gefahrenzonen ist nur in beschränktem Masse möglich, sie würde jede weitere Entwicklung der bewohnten Zone hemmen. Es gibt daher meistens nur eine Möglichkeit: durch Verbauungen die Exzesse der Natur auf ein erträgliches Mass zu reduzieren.

Das Dorf Saas Balen mit 451 Einwohnern liegt am Fällbach, am unteren Ende des Einzugsgebietes, das von Rothorn (3147 m), Sengghuppa (3606 m) und Fletsch-

Eisstollen am Grubengletscher

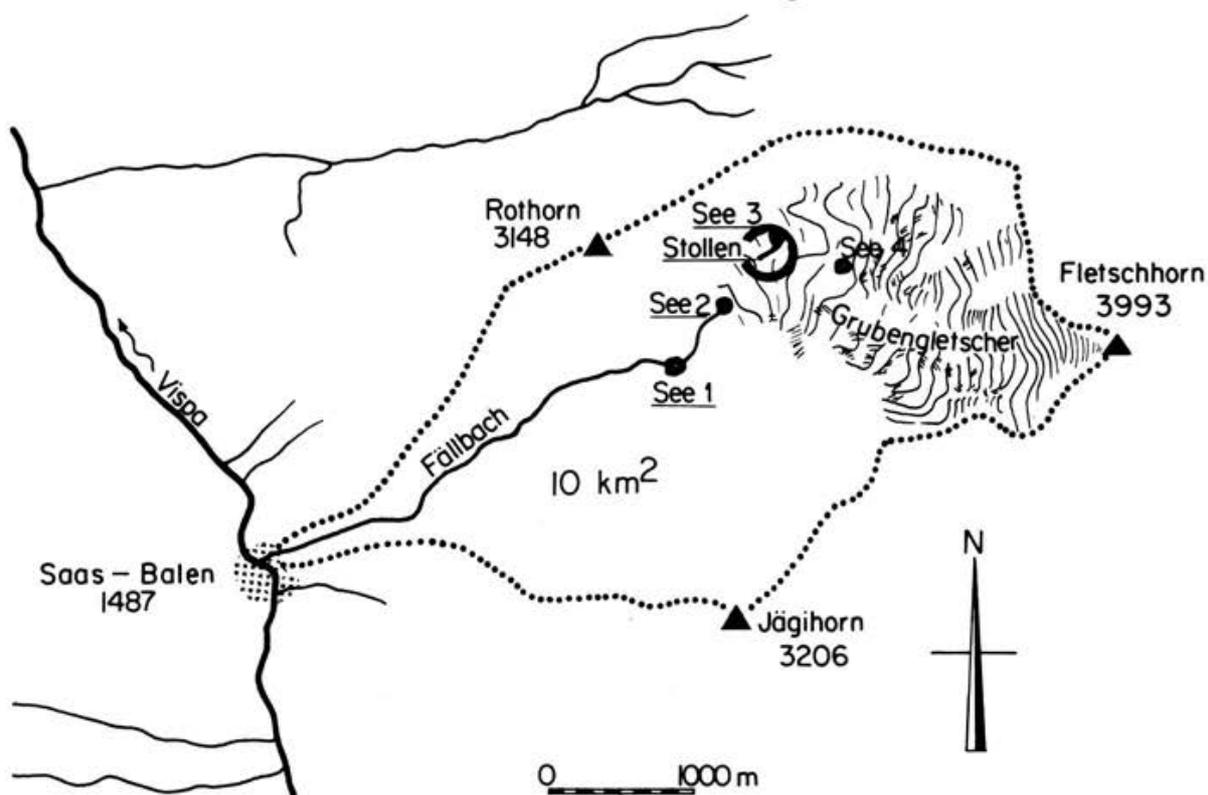


Abb. 1. Das Einzugsgebiet des Fällbaches

horn (3993 m) mit seinem Grubengletscher, umrandet wird (Abb. 1). Der Fällbach entspringt am Rand des Gletschers, durchfliesst vier kleine Gletscherseen, und zwar See 4 auf 2894 m, See 3 auf 2852 m, See 2 auf 2820 m und See 1 auf 2769 m, dann eine steile Bachstrecke, stürzt über eine hohe Felswand, fliesst auf dem Schwemmkegel durch Saas Balen und mündet schliesslich in die Vispa.

Das Dorf war von je her Zeuge der allgewaltigen Natur:

6. März 1741:

Nach einem Schneefall von rund 2 m Höhe stürzte in der Nacht eine Lawine ins Dorf, tötete 11 Personen und zerstörte viele Gebäulichkeiten.

24./25. Juni 1829:

Erster, urkundlich belegter Ausbruch des Gletschersees unter Mitführung von viel Geröll, nachdem die Wasserführung im Bach fast auf Null zurückgegangen war.

20. Juli 1868:

Der wasserarme Fällbach schwoll am Kirchweihfest plötzlich an und führte Felsblöcke und Schuttmassen mit sich. Man dachte an die Bildung eines unterirdischen Sees, der plötzlich verheerend ausgebrochen war.

28. Februar 1888:

Eine mächtige Lawine stürzte nach gewaltigen Schneefällen im Bett des Fällbaches hinunter.

13. Juni 1957:

Der steile Hang 400 m südlich der Grubenalp rutschte infolge Durchnässung ab; das Material mit Blöcken bis zu 10 m^3 gelangte in den Fällbach, sprang über die Felswand und erreichte 80 m von deren Fuss entfernt den Boden. Grosse Verwüstungen wurden angerichtet.

Nach diesem Vorfall wurde in erster Linie daran gedacht, von der Felswand oberhalb des Dorfes bis zur Vispa einen durchgehenden, festen Kanal zu bauen, um die Wasser- und Geschiebmassen schadlos bis zur Vispa führen zu können.

9. August 1958:

Seit 1954 hatte sich auf rund 2860 m Meereshöhe ein Gletschersee gebildet, der sich plötzlich ohne grosse Schadenfolgen entleerte: in vier Tagen flossen ca $150'000 \text{ m}^3$ ab. Es wurde damals erkannt, dass sowohl die Rufe von 1957, als auch der Ausbruch des Gletschersees von 1958 sich wiederholen könnten. Der

Gemeinde Saas Balen wurde daher empfohlen, den See ständig zu beobachten.

Die im Jahr 1957 vorgesehene Korrektur wurde in den folgenden Jahren mit einem Kostenaufwand von Fr. 966'000. - gebaut.

2. Juli 1968:

Der Gletschersee brach wieder aus und der Fällbach erodierte gegen 400'000 m³ Moränenmaterial (Abb. 2) und transportierte es bis in die Niederung (Abb. 3 und Abb. 4). Ein grosser Teil der Häuser wurde meterhoch verschüttet, die umliegenden Felder wurden übersahrt.



Abb. 2. Der aus der Moräne des Grubengletschers durch den Fällbach erodierte Trichter nach dem Ausbruch am 2. Juli 1968.

Der soeben fertiggestellte Kanal wurde aufgerollt, die Vispa aus ihrem Bett gedrängt. Die Schäden beliefen sich auf rund 1.2 Mio Fr. Es musste nun den Ursachen der Verheerungen ernsthaft nachgegangen werden: Handelte es sich um das Ausbrechen einer Wassertasche im Gletscher, oder um das plötzliche Auslaufen eines Gletschersees ?

Die an der Behebung dieser Vorkommnisse interessierten Stellen - nämlich die zu diesem Zweck gegründete Talkommission zusammen mit den Vertretern der Gemeinde Saas Balen, der Abteilung Wildbäche und Wasserwirtschaft des Bau- und Forstdepartementes des Kantons Wallis und des Eidgenössischen Amtes für Stras-



Abb. 3. Verwüstung des Dorfes Saas Balen durch den Ausbruch des Gletschersees am 2. Juli 1968



Abb. 4. Wasserfall und der durch das Hochwasser vom 2. Juli 1968 zerstörte Kanal des Fällbaches in Saas Balen.

sen- und Flussbau - bildeten eine Arbeitsgruppe, bestehend aus den Herren Dipl. Ing. Jacques de Wolff, Kant. Wasserwirtschaftsamt, Prof. P. Kasser, VAW/ETHZ, und dem Schreibenden, mit dem Auftrag, die Gesamt-Expertise durchzuführen, und mit der Kompetenz, alle Spezialaufträge zu erteilen. Unter anderem wurde die VAW beauftragt, die glaziologischen Fragen zu beantworten.

Die Herren Prof. Kasser, Abteilungschef, und sein Adjunkt, Dr. H. Röthlisberger, leiteten mit Umsicht und Sachkenntnis die glaziologischen Untersuchungen und empfahlen die zu treffenden Massnahmen. Sie waren der Meinung, dass der gleiche Randsee (See 3), der schon das Hochwasser von 1958 verursacht hatte, wegen Verstopfung des vereisten, unterirdischen Ganges zunächst um rund 7 m gestiegen war (gestautes Volumen ca $170'000 \text{ m}^3$) und dass anschliessend der unterirdische Ausbruch erfolgte. Die Abflussmenge erreichte eine Spitze von etwa $15 \text{ m}^3/\text{s}$, welche ausreichte, nach Durchgang durch die Seen 2 und 1 aus der anschliessenden

Bachstrecke die oben erwähnten 400'000 m³ Material mitzureissen.

8. Juli 1970:

Während der Durchführung der glaziologischen Studien erfolgte wieder ein Seeausbruch durch den unterirdischen Seeauslauf: rund 100'000 bis 150'000 m³ Material wurden diesmal mitgerissen. Die im Bau befindliche Schale erlitt grössere Schäden. Die Bevölkerung konnte aber aufgrund der Beobachtung des Anstieges der Wassermenge am Gletschertor rechtzeitig alarmiert werden, sodass die Schäden mit Fr. 265'900.- relativ klein gehalten werden konnten.

Dieses Ereignis zeigte eindrücklich, dass die Verstopfung sobald als möglich unwirksam gemacht werden musste. Ein künstlicher Auslauf konnte rasch nur mit einem Stollen im Eis geschaffen werden (Abb. 5). Er hatte einen Querschnitt von 1.6 x 2.0 m. Beim Vordringen stiess man auf den natürlichen unterirdischen Gang, was die Arbeiten verzögerte. Schliesslich wurde der Stollen mit zwei Aesten in den See 3 geführt.

Die Mannschaft- und Materialtransporte wurden, um keine Zeit zu verlieren, mit Helikoptern durchgeführt. Die Arbeiten dauerten vom 16. September bis

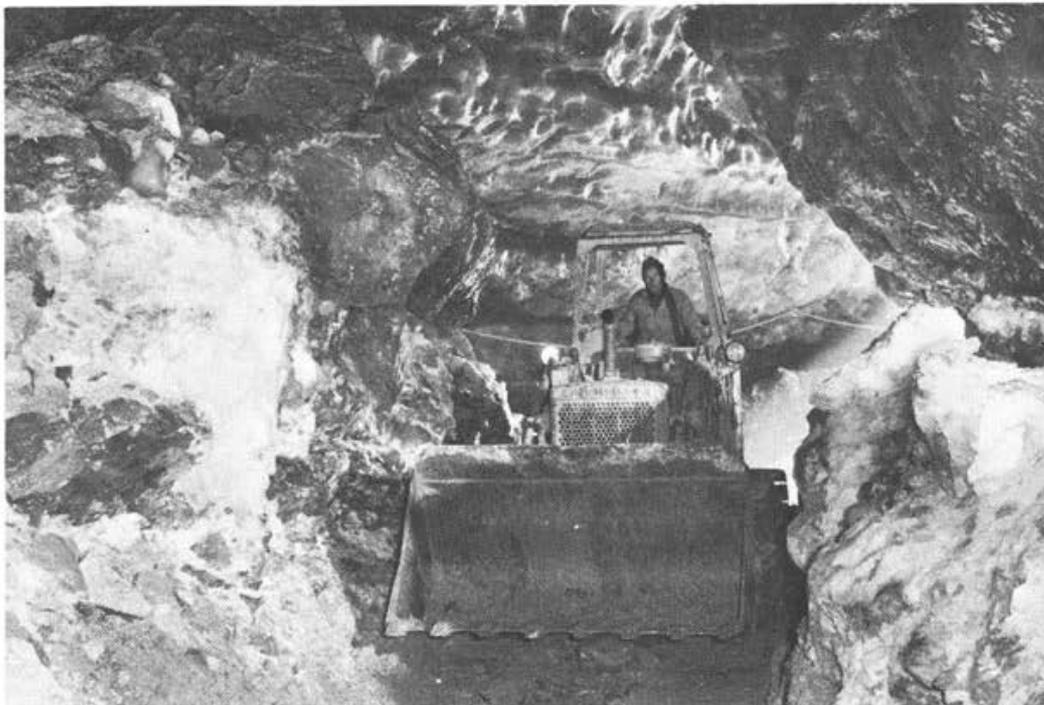


Abb. 5. Bau eines Eisstollens im Grubengletscher im November 1971.

zum 18. November 1970. Der Einsatz der Firma Losinger und der Mineure war grossartig, in der in dieser Jahreszeit von der Unbill der Witterung geplagten Gegend.

Schon im nächsten Jahr (1971) musste der Stollen die Bewährungsprobe bestehen: der natürliche, unterirdische Auslauf war wieder mit Eis verstopft und das Wasser floss aus dem See 3 durch den künstlichen Eisstollen.

Am 22./23. September 1971 senkte sich der See 3 plötzlich um ca 2 m, was ein unschädliches Hochwasser von rund 4 bis 5 m³/s auslöste. Es zeigte sich, dass der unterirdische, natürliche Abfluss tiefer lag (Abb. 6) als nach den Bohrungen anzunehmen war. Die Tieferlegung der Stollensohle in die Moräne drängte sich auf.



Abb. 6. Die "grosse Halle" des natürlichen Ausflusses nach dem Wasserausbruch vom 22./23. September 1971.

Es seien hier noch die baulichen Massnahmen zusammengefasst, die neben dem schon erwähnten Eisstollen notwendig waren:

- Bau einer Strassen-Zufahrt von Saas Balen in das Gebiet der drei Seen. Die teuren Helikopterflüge konnten somit wegfallen.
- Tieferlegung der Stollensohle in die Moräne und Bau eines neuen Stollen-

stückes, um das Seeufer an einer günstigeren Stelle zu erreichen.

- Verlegung von Armcorohren im Stollen mit Verlängerung über die Portale hinaus. Gegen Kalbungswellen im See 3 musste das Einlaufstück des Rohres mit Material beschwert werden; gegen Verstopfung der Rohres durch Eisschollen sorgte ein Grobrechen.
- Ergänzung des Moränenwalles des Sees 1 und Befestigung desselben durch Blockwurf, um ev. Wasser aus einer Gletschertasche retenieren zu können.
- Ueberfall in diesem Moränenwall zur Ableitung des Wassers aus dem See 1.
- Bau der sogenannten "Niagarafallsperre" mit Vorsperre zur Bildung eines oberen Fixpunktes im erodierten Bachtteil und gleichzeitig zur Sicherung der Zufahrt zur Grubenalp (Abb. 7).



Abb. 7. Sperre im Fällbach mit Brücke als Zufahrt zur Grubenalp.

- Bau eines weiteren Fixpunktes oberhalb Heimischgarten, bestehend aus drei Sperren, um eine weitere Vertiefung des Bachbettes zu unterbinden.
- Wiederherstellung des Bachlaufes im Dorf Saas Balen zur Ableitung von Wasser und Geschiebe bis zur Vispa.
- Korrektur der Vispa im neuen, vom Geschiebe des Fällbaches verschobenen

Bett.

- Planieren der bei Saas Balen abgelagerten Geschiebmassen.

In der Gletscherwelt ändert sich die Natur ständig; die verschiedenen topographischen Aufnahmen aus früheren Zeiten zeigen dies eindrücklich. Es ist deshalb nötig, dass die Gemeinde die jährlichen Beobachtungen sorgfältig weiterführt. Allen den Beteiligten möchte ich für die vortreffliche Zusammenarbeit danken.

Lieber Peter, wir haben unsere Arbeit geleistet und überlassen das weitere unseren Nachfolgern. An der Schwelle eines neuen Lebensabschnittes wollen wir hoffen, dass die im Eisstollen aufgefrischte Freundschaft weiter bestehen möge. Leider hat sich auf unsere schönen Erinnerungen ein Schleier der Trauer gesenkt. Unser lieber Freund und Studienkollege, Jacques de Wolff, ist dahingegangen. Er hatte am Gelingen der "Operation Grubengletscher", dank seiner Tatkraft und Unterstützung, entscheidend mitgewirkt. Die arbeitssamen, aber auch die mit ihm erlebten fröhlichen Stunden wollen wir nicht vergessen und unserem lieben Jacques ein treues Andenken bewahren.

Quellenangabe

Eidg. Amt für Strassen- und Flussbau, Bern: diverse Akten

Suiselectra, Basel, Studiensyndikat Kraftwerke Mattmark:

- Bericht über Rekognoszierung von Quellfassungs- und Deponie-Möglichkeiten, vom 17.-19. Juni 1957
- Bericht über Rekognoszierung betr. Lage der Zentrale Stalden, mögliche Wassermessstellen am Ried- und Fällbach, vom 17.-19. Juli 1957
- Bericht über die Besprechungen mit den Gemeindevertretern anlässlich der Quellenmessungen vom Oktober und November 1958.

Baudepartement des Kantons Wallis: Rapport über die Lage des Einzugsgebietes des Fällbaches, 1958.

Adresse des Verfassers:

Prof. Carlo Lichtenhahn
Bundesamt für Wasserwirtschaft
Postfach
CH-3001 Bern

Mitteilung Nr. 41, 1979

Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich

MESSNETZBETRACHTUNGEN IM HINBLICK AUF DIE
WASSERBILANZ IM RHEINEINZUGSGEBIET

J.W. van der Made, Den Haag

Die Kenntnisse über Wasserbilanzen gewinnen zunehmend an Bedeutung, da es immer notwendiger wird, die verfügbaren Wassermengen abschätzen zu können. Die wachsende Wassernutzung, sei es als Konsumartikel oder als Transportmittel von Abfallstoffen, könnte zu Konfliktsituationen führen, welchen nur mit einer gut ausgewogenen Bewirtschaftung, eventuell mit Setzung von Prioritäten, begegnet werden kann. Dies verlangt eine möglichst genaue Kenntnis der Situation.

Eine Möglichkeit hierzu bildet die Wasserbilanz. Alle Komponenten des hydrologischen Kreislaufes, bezogen auf eine bestimmte Fläche und einen bestimmten Zeitraum, werden hierin miteinander verglichen und aufeinander abgestimmt. Aus der Bilanz kann man ableiten, welche Wassermengen abfließen und welche in irgendeiner Form gespeichert werden. Damit ist die Bilanz auch für die Vorhersage und für die Wasserwirtschaft von grosser Bedeutung.

In Europa mit seinen grossen Bevölkerungskonzentrationen ist dies besonders wichtig. Im Rahmen des Internationalen Hydrologischen Programms wurde von der Unesco eine Konferenz über die Wasserbilanzen in Europa veranstaltet. Bilanzstudien für den ganzen Kontinent sowie für Teilgebiete wurden präsentiert. Dabei wurde zwischen nationalen Bilanzen und Stromgebietsbilanzen unterschieden.

Selbstverständlich vermitteln nationale Wasserbilanzen eine erste Angabe für die Wasserwirtschaft, weil die zuständigen Behörden auf nationaler Ebene, das heisst pro Land, arbeiten. Vom Gesichtspunkt der Physik des Wasserkreislaufes her soll die Wasserbilanz aber vor allem pro hydrologische Einheit, also pro Stromgebiet betrachtet werden. Pro Stromgebiet wird ja der Wasservorrat produziert, damit wäre es logisch, auch den Verbrauch pro Stromgebiet zu regeln. Wenn das ganze Einzugsgebiet sich innerhalb eines Staates befindet, gibt es politisch gesehen keine Probleme. Umfasst ein Stromgebiet aber mehrere Länder, was doch bei den meisten grossen Flüssen der Fall ist, dann sollten die Länder eine Regelung betreffend die Wassernutzung treffen.

Der Rhein, einer der wichtigsten europäischen Flüsse, wird von den Uferstaaten für viele Zwecke benutzt. Die Nutzung, für welche als erste das Bedürfnis für eine Regelung entstanden ist, war seine Benützung als Transportweg. Für die Schifffahrt wurde bereits 1868 aufgrund der Mannheimer Akte ein permanentes Organ, die Zentrale Rheinschiffahrtskommission (CCR) gegründet.

Bei der Nutzung für die Wasserversorgung ist die Qualität des Wassers von grosser Wichtigkeit. Obwohl diese erst in den 60iger Jahren ins Zentrum des Interesses rückte, bot der Rhein infolge grosser Bevölkerungsdichte und der hohen industriellen Entwicklung in seinem Einzugsgebiet bald Anlass zu Sorge. 1950 wurde die Internationale Kommission zum Schutze des Rheins gegen Verunreinigung (IRC) gegründet mit dem Zweck, Richtlinien für die Erhaltung der Qualität des Rheinwassers auf einem akzeptierbaren Niveau aufzustellen. Dies wird aber noch viele Jahre ein Sorgenkind sein.

Die immer wachsende Wassernutzung auf der ganzen Welt macht eine bessere Kenntnis der Hydrologie notwendig. 1965 wurde von der Unesco das Internationale Hydrologische Dezennium (IHD) lanciert. Eine der Anregungen galt der Zusammenarbeit von Ländern mit einem gemeinsamen Stromgebiet. Viele Länder, zu welchen auch die Rheinuferstaaten gehören, haben diese Empfehlung beherzigt und sich zu einer Form von Zusammenarbeit zusammengeschlossen. Dies resultierte für den Rhein in der 1970 gegründeten Internationalen Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes (KHR), in welcher Herr Prof. Kasser in den Jahren 1973 bis 1976 den Vorsitz führte.

Die Kommission beschränkt sich auf die quantitative Hydrologie. Ihre erste Aufgabe, eine Inventarisierung der Daten, ist mit der Publikation der hydrologischen Monographie des Rheineinzugsgebietes bereits abgeschlossen (KHR, 1978). Während der zweiten Phase wird die Kommission sich mit der Standardisierung und Verarbeitung der Daten, mit hydrologischen Vorhersagen, der Inventarisierung von Repräsentativ- und Versuchsgebieten und der Beschreibung von extremen Perioden beschäftigen. Diese Phase ist jetzt in vollem Gang und die Ergebnisse können in einigen Jahren erwartet werden.

Die Wasserbilanz des Rheingebietes sollte in der weiteren Zukunft sicher Gegenstand eingehender Studien sein. Bereits wurden einige globale Versuche unternommen, um eine nur grobe Wasserbilanz aufzustellen. Sie sind in der Rheinmonographie beschrieben und betreffen Perioden mit extrem hohen und extrem

niedrigen Abflüssen.

Eine kumulative Graphik der Trockenperiode 1959, der Monographie entnommen, findet sich in Abbildung 1. Daraus kann man auf ein entstandenes Defizit für die Monate Oktober 1958 bis Dezember 1959 schliessen, aber um zu einer sicheren Beurteilung der wasserwirtschaftlichen Situation zu kommen, müsste man über ein bedeutend detaillierteres Bild verfügen.

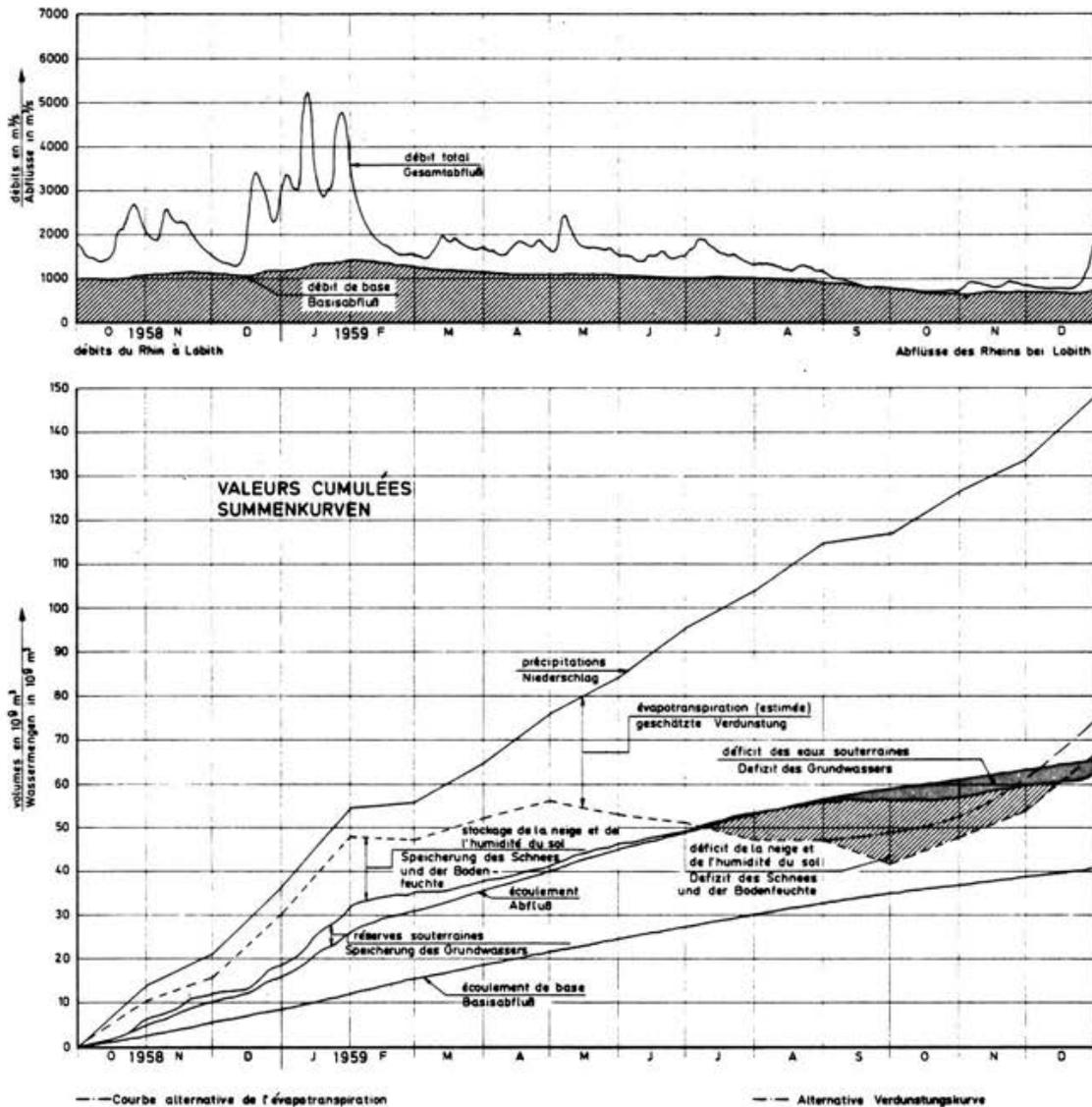


Abb. 1. Wasserbilanz des Rheineinzugsgebietes für die Periode Oktober 1958 bis Dezember 1959.

Dafür wäre folgendes erforderlich:

- Das Aufstellen von Teilbilanzen. In jedem Teil des Stromgebietes muss der

Mechanismus des Kreislaufes bekannt sein. Untersuchungen in den Versuchsgebieten könnten hierüber Auskunft geben. Die KHR inventarisiert momentan die Versuchsgebiete im Rheineinzugsgebiet.

- Die Anwendung von vergleichbaren Mess- und Verarbeitungsmethoden im ganzen Rheingebiet, sofern sie die Untersuchung der Wasserbilanz betreffen. Das oben erwähnte KHR-Projekt "Standardisierung" wird hierzu hoffentlich stimulieren.
- Die Festlegung eines repräsentativen Netzes zur Bestimmung der Wasserbilanz-Komponenten. Dies ist teilweise in das Projekt "Standardisierung" aufgenommen, und zwar sofern es den Abfluss betrifft.

Den Zweck eines derartigen Messnetzes könnte man durch nachstehenden Satz aus der "Guide to Hydrological Practices" der Meteorologischen Weltorganisation (WMO, 1974) umschreiben: "The aim of the optimum network is the satisfactory execution of a programme, defined by the very simple condition: that by interpolation between values at different stations, it should be possible to determine with sufficient accuracy for practical purposes the characteristics of the basic hydrological and meteorological elements anywhere in the country". Für das Rheingebiet sollte das Wort "country" ersetzt werden durch "basin".

Bei der Anwendung dieses Prinzips auf den Entwurf eines Messnetzes drängt sich die Frage auf, was man unter "genügend präzise" verstehen sollte. Hiermit hängt unmittelbar der Begriff "Informationsgehalt" der in einem Netz produzierten Daten zusammen. Unter Informationsgehalt wird meist eine Grösse verstanden, die indirekt proportional ist zur Varianz des Fehlers des ermittelten Wertes der zu untersuchenden Grösse. Bei einer direkt gemessenen Grösse, wie dem Wasserstand ist die Varianz des Messfehlers selber das reziproke Mass für den Informationsgehalt. Für abgeleitete Grössen, wie Abflüsse, oder für interpolierte Werte wird die Varianz ihres Fehlers durch Fortpflanzung der Messfehler und durch Fehler in den benutzten Beziehungen verursacht.

Bei einem grossen Abstand zwischen den Messstellen wird die Fehler-Varianz einer dazwischen liegenden Stelle relativ gross sein, bei einem kleinen Abstand klein. Bei Anwendung einer gut gewählten Beziehung könnte, wenn der Abstand kleiner ist als ein bestimmter Wert, die lokale Varianz sogar kleiner werden als diejenige der Messgenauigkeit. Wählt man den Messstellenabstand nun in der

Art, dass die Varianzen überall möglichst gleich sind, und zwar gleich der Messvarianz, dann kann man von einem optimalen Messnetz sprechen.

Man kann die Genauigkeit vergrössern bzw. die Varianz verkleinern, wenn man bei der Interpolation möglichst alle Grössen berücksichtigt, welche die gesuchte Grösse beeinflussen. Schliesslich könnte man die Varianz noch reduzieren, wenn man den Zeitverlauf der verschiedenen Messstellen in Rechnung bringt. Gute Resultate sind mit dem sogenannten Kalman-Filter zu erreichen.

Ueber den Einfluss der Anzahl der einbezogenen Elemente auf die endgültige Varianz gilt folgendes:

Man nimmt an, dass die Grösse y durch eine Anzahl von anderen Grössen $x_1, x_2 \dots x_n$ bestimmt wird. Von jeder Grösse sind Messreihen bekannt. Die Frage ist nun, ob die Messungen von y ohne Informationsverlust eingestellt werden können. Zwischen den Grössen bestehen Korrelationskoeffizienten ρ_{yx_i} und $\rho_{x_i x_j}$. Nehmen wir an, dass es eine lineare Beziehung zwischen y und den anderen Grössen gibt:

$$y = A_0 + A_1 x_1 + A_2 x_2 \dots + A_n x_n \quad (1)$$

Die Koeffizienten A werden durch Minimalisierung des Unterschiedes zwischen dem Messwerte \underline{y} und dem berechneten Werte \hat{y} gemäss der Methode der kleinsten Quadrate bestimmt.

Man kann beweisen, dass die Restvarianz in y , d.h. die Varianz von y bei festgehaltenen $x_1, \dots x_n$, folgendes erfüllt:

$$\text{Var } y | x_1 \dots x_n = \text{Var } y \frac{\begin{vmatrix} 1 & \rho_{x_1 x_2} & \dots & \rho_{x_1 x_n} & \rho_{x_1 y} \\ \rho_{x_2 x_1} & 1 & \dots & \rho_{x_2 x_n} & \rho_{x_2 y} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \rho_{x_n x_1} & \dots & \dots & 1 & \rho_{x_n y} \\ \rho_{y x_1} & \dots & \dots & \rho_{y x_n} & 1 \end{vmatrix}}{\begin{vmatrix} 1 & \rho_{x_1 x_2} & \dots & \rho_{x_1 x_n} \\ \rho_{x_2 x_1} & 1 & \dots & \rho_{x_2 x_n} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \rho_{x_n x_1} & \dots & \dots & 1 \end{vmatrix}} \quad (2)$$

Der Quotient besteht aus zwei Determinanten; im Nenner besteht er aus den Korrelationskoeffizienten zwischen den unabhängigen Variablen, im Zähler sind diejenigen hinsichtlich y zugefügt.

Für eine unabhängige Variable folgt die bekannte Beziehung:

$$\text{Var } y | x_1 = \text{Var } y (1 - \rho_{x_1 y}^2) \quad (3)$$

Sind die Messwerte x, y mit voneinander unabhängigen Fehlern behaftet, und werden die Varianzen der Messfehler mit ϵ_x^2 bzw. ϵ_y^2 bezeichnet, so kann man beweisen, dass folgende Relation besteht:

$$\text{Var } y | x_1 - \text{Var}'' y | x_1 = \rho_{x_1 y}^2 \cdot \text{Var } y \left\{ \frac{\epsilon_y^2}{\text{Var } y} + \frac{\epsilon_x^2}{\text{Var } x_1} \right\} \quad (4)$$

worin $\text{Var}'' y | x_1$ die Restvarianz und $\rho_{x_1 y}'$ den Korrelationskoeffizienten bezeichnen unter der Annahme, dass keine Messfehler vorhanden sind.

Für die Varianz $\text{Var}' y | x$ der wahren Grösse y um den aufgrund der gefundenen Beziehung geschätzten Wert erhält man daraus die Beziehung:

$$\text{Var}' y | x_1 - \text{Var}'' y | x_1 = \rho_{x_1 y}^2 \cdot \text{Var } y \cdot \frac{\epsilon_x^2}{\text{Var } x_1} \quad (5)$$

Dies folgt daraus, dass der wahre Wert keinen Messfehler hat ($\epsilon_y = 0$), und dass die Lage und Richtung der betrachteten Regressionsgeraden nicht von der Varianz $\text{Var } y$ und damit auch nicht von deren Teilvarianz ϵ_y^2 abhängig sind.

Mit einem imaginären Abstand von $d = 0$ muss $\text{Var}'' y | x_1 = 0$ sein. Es gibt dann keine zwischenliegenden Störungen. Zugleich ist $\rho_{x_1 y}' = 1$ und $\text{Var } x_1 = \text{Var } y$, woraus folgt:

$$\text{Var}' y | x_1 = \epsilon_x^2 \quad (6)$$

wenn $d = 0$.

Benutzt man mehrere Variable, dann wird auch die Restvarianz kleiner, unter Umständen kleiner als die Messvarianz ϵ_x^2 . Die ergibt sich wie folgt. Führt man eine zweite unabhängige Variable ein, dann geht (2) über in:

$$\text{Var } y | x_1 x_2 = \text{Var } y \frac{1 - \rho_{x_1 x_2}^2 - \rho_{x_1 y}^2 - \rho_{x_2 y}^2 + 2 \rho_{x_1 x_2} \rho_{x_1 y} \rho_{x_2 y}}{1 - \rho_{x_1 x_2}^2} \quad (7)$$

Dies ist immer kleiner als die in (3) genannte $\text{Var } y | x_1$. Wir berechnen die Differenz:

$$\begin{aligned} \text{Var } y | x_1 - \text{Var } y | x_1 x_2 &= \\ &= \text{Var } y \left\{ (1 - \rho_{x_1 y}^2) - \frac{1 - \rho_{x_1 x_2}^2 - \rho_{x_1 y}^2 - \rho_{x_2 y}^2 + 2 \rho_{x_1 x_2} \rho_{x_1 y} \rho_{x_2 y}}{1 - \rho_{x_1 x_2}^2} \right\} \quad (8) \end{aligned}$$

Nach Ausarbeitung folgt:

$$\text{Var } y | x_1 - \text{Var } y | x_1 x_2 = \text{Var } y \frac{(\rho_{x_2 y} - \rho_{x_1 y} \rho_{x_2 x_1})^2}{1 - \rho_{x_1 x_2}^2} \quad (9)$$

Dieser Wert ist positiv, so dass gilt:

$$\text{Var } y | x_1 > \text{Var } y | x_1 x_2 \quad (10)$$

Eine Ausnahme gilt für den Fall, dass zwischen y und x_1 einerseits und x_2 andererseits gar keine Korrelation besteht, das heisst, wenn gilt $\rho_{x_2 y} = 0$ und $\rho_{x_2 x_1} = 0$. In diesem Fall behält $\text{Var } y | x_1$ seinen ursprünglichen Wert, wie zu erwarten ist. Man kann eventuell die Varianz noch weiter reduzieren, wenn man weitere unabhängige Variable in Raum und Zeit aufnimmt.

Sind die Abstände zwischen den Messstellen ~ 0 , dann wird sie kleiner sein als ϵ_x^2 . Sind zum Beispiel die "Korrelationskoeffizienten ohne Messfehler" zwischen den Messstellen alle 1, dann finden wir:

$$\begin{aligned} \text{für 1 Messstelle :} & \quad \text{Var}' y | x_1 &= \epsilon^2; \\ \text{für 2 Messstellen :} & \quad \text{Var}' y | x_1 x_2 &= 0.50 \epsilon^2; \\ \text{für 3 Messstellen :} & \quad \text{Var}' y | x_1 x_2 x_3 &= 0.33 \epsilon^2; \end{aligned}$$

Ist die Standardabweichung $\epsilon = 2 \text{ cm}$ und die totale Varianz $= (100 \text{ cm})^2$, dann beträgt der rohe Korrelationskoeffizient 0.99980.

Mit grösseren Abständen nimmt die Varianz zu. Beträgt bei einem bestimmten Abstand d der "Korrelationskoeffizient ohne Messfehler" überall 0.999, dann werden die Varianzen:

- für 1 Messstelle : $\text{Var}'y | x_1 = 6.00 \epsilon^2 ;$
- für 2 Messstellen : $\text{Var}'y | x_1 x_2 = 4.25 \epsilon^2 ;$
- für 3 Messstellen : $\text{Var}'y | x_1 x_2 x_3 = 3.67 \epsilon^2 ;$

Der rohe Korrelationskoeffizient ist hier 0.99880.

Mit folgenden Korrelationskoeffizienten stimmt die Restvarianz mit der der Messgenauigkeit überein:

	ohne Messfehler	roh
2 Messstellen	0.99987	0.99967
3 Messstellen	0.99980	0.99960

Es wird bemerkt, dass in den Niederlanden derartige Korrelationskoeffizienten für Wasserstandsmessungen in Messstellen x und y mit einem Abstand von etwa 10 km gefunden worden sind. Der Abstand von Messstellen x_1 und x_2 ist dann etwa 20 km.

Der abgeleitete Wert ist hier ebenso genau wie die Messvarianz, so dass wir dann in gewissem Sinne von einem optimalen Messstellenabstand sprechen können.

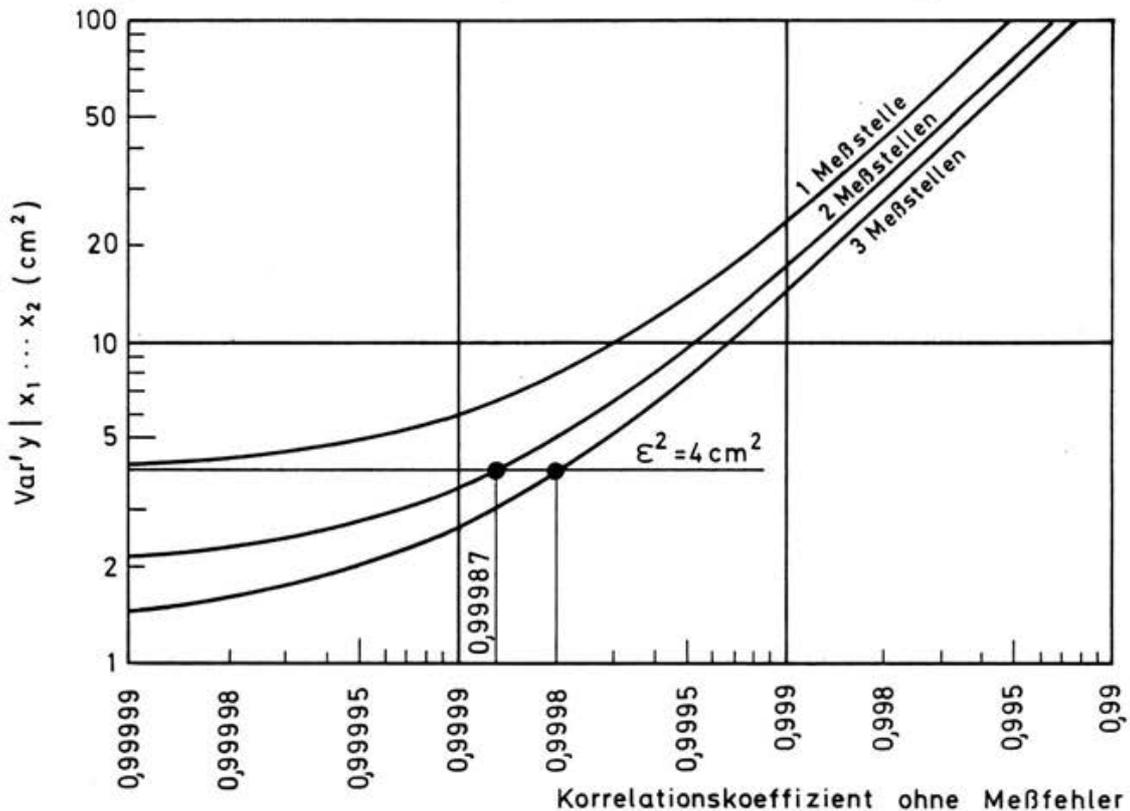


Abb. 2. Bestimmung des optimalen Messstellenabstandes.

Aus dem Vorstehenden ergibt sich, dass die Anwendung von wechselseitigen Beziehungen den Wert eines bestehenden Messnetzes auf zweckmässige Weise erhöhen, und andererseits ein zu projektierendes Messnetz dem gewünschten Informationswerte angepasst werden kann.

Es bleibt noch die Frage, welcher Informationsgehalt gewünscht wird, und welche Investierung man dafür machen will.

In Konkretum: Was ist die Vergrösserung der Genauigkeit eines Pegelstandes mittels der Reduzierung der Standardabweichung von z. B. $\sigma = 3$ cm auf $\sigma = 2$ cm wert? Dies ist eine Frage von Kosten und Nutzen, welche nur nach eigenem Studium gelöst werden kann.

Einen Eindruck von der Messgenauigkeit selber, das heisst vom Wert ϵ , könnte man dem Verlauf des rohen Korrelationskoeffizienten ρ_{xy} mit dem Messstellenabstand entnehmen. Es ist daneben besonders wichtig, Messungen in nahen und sehr benachbarten Messstellen miteinander zu vergleichen. Hierzu könnten die Repräsentativ- und Versuchsgebiete eine gute Gelegenheit bieten. Um davon dauernd Nutzen ziehen zu können, wird befürwortet, diese Gebiete als integrierten Teil im gesamten hydrologischen Messnetz des Rheingebietes aufzunehmen.

Ein gutes Messnetz ist eine wesentliche Bedingung für die Ermittlung der Wasserbilanz. Es wäre zum Nutzen aller Rheinuferstaaten, wenn dieses Thema in Zukunft in das Arbeitsprogramm der KHR aufgenommen werden könnte.

Literatur:

World Meteorological Organisation, Guide to Hydrological Practices, WMO, No. 168, Genève 1974.

Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes (KHR), Das Rheingebiet, Hydrologische Monographie, Den Haag, 1978.

Adresse des Verfassers:

ir. J. W. van der Made
Rijkswaterstaat
Directie Waterhuishouding
en Waterbeweging
Hooftskade 1

Den Haag / Niederlande

Mitteilung Nr. 41, 1979

Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich

ZUR BERECHNUNG VON GEBIETSNIEDERSCHLÄEGEN
AUS PUNKTMESSUNGEN

H.G. Mendel, Koblenz

Ueberblick

Die Bezeichnungen Gebietsniederschlag, Gebietsniederschlags-
höhe, Flächenniederschlag und Flächenmittel der Nieder-
schlagshöhe werden im deutschsprachigen Schrifttum synonym verwendet
(engl. areal precipitation, franz: précipitation régional). Die neue Fassung der
DIN 4049 sieht folgende Definition vor: Niederschlagshöhe, gemittelt
über einem bestimmten Gebiet. Dabei ist anzufügen, dass sich alle
Zahlenangaben auf ein bestimmtes Zeitintervall beziehen, z.B. 1 Stunde, 1 Tag
oder 1 Monat, und dass unter Gebiet die Horizontalprojektion eines beliebigen
Gebildes, z.B. eines hydrologischen Einzugsgebietes, einer geometrischen Figur
oder einer politischen Einheit zu verstehen ist.

Der Begriff Gebietsniederschlag ist also eindeutig definiert und gibt keinen Anlass
zu Missdeutungen.

Als einziges direktes Messprinzip gilt die Radar-Flächenniederschlagsmessung.

Den Vorteilen

Aktualität und

vergleichsweise hohe Messgenauigkeit

stehen die Nachteile

Standortproblem und

Kosten (Geräte und Personal)

gegenüber. Da darüber hinaus Radarmessungen aus Eichgründen zusätzlicher Bo-
denbeobachtungen bedürfen, hat sich dieses Messprinzip gegenwärtig erst in Ein-
zelfällen durchgesetzt /1/.

Die folgenden Ausführungen beschränken sich ausschliesslich auf die Berechnung
des Gebietsniederschlags aus zeitgleichen Punktmessungen im Gelände. Dabei
ist dieselbe Methodik für jede andere Zielgrösse anwendbar, soweit eine kontinu-
ierliche Abhängigkeit von den Ortskoordinaten vorliegt, etwa bei Geländere relief

(z. B. Meerestiefe), Lufttemperatur, Schneehöhe und Verdunstung).

Die gestellte Aufgabe zerfällt in zwei Teilaufgaben

- a. Berechnung des Niederschlagsmittelwertes im Sinne der o. a. Definition über der Fläche des Gebietes und
- b. Abschätzung der Sicherheit des Rechenergebnisses.

Der nächstliegende und häufig praktizierte Lösungsweg der Teilaufgabe a) ist der arithmetische Mittelwert aus den Punktmessungen an den verfügbaren Stationen. Das so gewonnene Ergebnis ist in Einzelfällen brauchbar, generell jedoch zu unsicher. Verfolgt man das Fachschrifttum einige Jahrzehnte zurück, so stellt man fest, dass die Meteorologen bereits gegen Ende des 19. Jahrhunderts die später durch den Amerikaner Thiessen bekanntgewordenen gewichteten Stationswerte und das bis heute benutzte und nur im Detail abgeänderte Rasterverfahren entwickelt und angewandt haben. Noch weiter zurückverfolgen lässt sich die Planimeter-Variante des Isohyetenverfahrens.

Während die mathematischen Statistiker mit ausserordentlicher Akribie die Sicherheit ihrer Rechenergebnisse anzugeben und einzugrenzen versuchen, findet man im Fachschrifttum Gebietsniederschlag vergleichsweise selten quantitative Aussagen zur Abschätzung des Rechenfehlers (Teilaufgabe b)). In den allermeisten Fällen nehmen die Verfasser nicht Stellung zu dem von ihnen benutzten Rechenverfahren oder sie beschränken sich auf eine Feststellung wie "das hier benutzte Verfahren gilt als zuverlässig und ist für die vorliegende Problemstellung geeignet". Noch seltener werden die Einflussgrößen auf den Rechenfehler diskutiert, etwa "wegen zu geringer Stationszahl wurde das Verfahren X benutzt", oder "von grösstem Einfluss auf die Unsicherheit des Ergebnisses ist die ungenaue Stationsmessung", oder "da das Verfahren X nicht programmierbar ist, wurde das Verfahren Y angewandt" oder "der echte Flächenniederschlag ist 'zumindest für einzelne, kräftige Niederschlagsereignisse' aus Punktniederschlagsmessungen nicht ausreichend zu bestimmen".

Kritische Untersuchungen über die Zuverlässigkeit von Gebietsniederschlagsberechnungen mit Zahlenangaben und Betrachtungen über die einzelnen Einflussgrößen findet man im deutschsprachigen Schrifttum praktisch nicht, die wenigen internationalen Arbeiten vornehmlich aus den USA und von der WMO divergieren zwar hinsichtlich der Fehlerangabe, seine Größenordnung - für Tageswerte muss man in 600 km^2 grossen Gebieten, einer Stationsdichte von 400 km^2 je Gerät und

bei üblichen Niederschlagsverhältnissen (Menge und Verteilung) mit ca $\pm 30\%$ Streuung rechnen - dürfte jedoch zweifelsfrei sein.

Wenden wir uns kurz der Praxis der hydrologischen Abflussberechnung zu, bei der ja vielfach Gebietsniederschläge eine Eingabegrösse sind und somit massgeblich die Ergebnisgenauigkeit bestimmen. Auf der einen Seite wird optimal geeichten hydrologischen Modellen im Bereich des Wellenscheitels eine Genauigkeit bis 6% nachgesagt. Auf der anderen Seite ist die Eingabegrösse Gebietsniederschlag mit einer Unsicherheit von 30% behaftet (dieser Wert vergrössert sich bei den üblichen kürzeren Zeitintervallen und kleineren Gebietsgrössen noch erheblich). - Die Schlussfolgerung kann nur lauten: Der Eingabegrösse Niederschlag ist mehr Aufmerksamkeit zu schenken, was wiederum sinnvoll nur möglich ist, wenn wir über die Genauigkeit der Gebietsniederschlagsberechnung besser informiert sind.

Die bekannten Verfahren zur Berechnung des Gebietsniederschlags aus Punktmessungen

Die Lösung der o. a. Teilaufgabe a) bedeutet mathematisch die doppelte Integration der räumlichen Niederschlagsverteilung $f(x,y)$ über der durch die Randfunktionen $\phi_a(x)$ und $\phi_b(x)$ definierten Fläche

$$A = \int_{x_a}^{x_b} (\phi_b(x) - \phi_a(x)) dx : \quad (1)$$

$$GN = \int_{x_a}^{x_b} \int_{\phi_a(x)}^{\phi_b(x)} f(x,y) dy dx \quad (2)$$

In (1) und (2) ist das Kernproblem der Gebietsniederschlagsberechnung zusammengefasst. Die geschlossene analytische Integration lässt sich nur in der Theorie vornehmen, etwa nach Vorgabe von $\phi_a(x)$, $\phi_b(x)$ und $f(x,y)$ mit dem Ziel, die Genauigkeit der Rechnung für eine ebenfalls vorgegebene Stationskonfiguration zu testen. Eine solche Untersuchung führt gegenwärtig das meteorologische Institut der Universität Bonn durch. In der Praxis wird jedoch ausschliesslich eine Approximation der Funktion $f(x,y)$ an Hand der n bekannten Stützstellen $x_1/y_1, x_2/y_2, \dots, x_n/y_n$ angestrebt und die Integration - soweit es sich nicht um analytische Methoden handelt - durch eine Summation ersetzt. Die Durchsicht schon eines begrenz-

ten Teils des umfangreichen Fachschrifttums lässt den ungeheuren wissenschaftlichen Aufwand erkennen, mit dem bis in jüngste Zeit versucht wird, die beste Näherungsfunktion $\bar{f}(x, y)$ zu finden, wobei es sich um das stets wiederkehrende, z. B. aus der Theorie der Hochwasserwahrscheinlichkeit bekannte Problem des Induktionsschlusses von einer begrenzten Stichprobe auf die Grundgesamtheit handelt. Während dort noch ein gewisser Konsens über das mathematische Grundmodell zur Beschreibung der Häufigkeitsverteilung der Hochwasserwerte vorliegt, steht hier, bedingt durch den hohen Flächengradienten des Niederschlags, ausserordentlich wenig Information über den Aufbau der Funktion $f(x, y)$ zur Verfügung. Die grossen räumlichen und zeitlichen Schwankungen des Niederschlags, die nach /1/ je etwa in der gleichen Grössenordnung liegen, gleichen sich erst über grosse Flächen und Zeitspannen aus und passen sich i. a. der Geländeform an.

Die gleichen Verfahren liefern bei konstanter Stationszahl und wachsendem Flächengradienten nur wenig verschiedene Ergebnisse, die Tendenz zur Abweichung vom tatsächlichen Wert nimmt aber zu. Diese zunächst erstaunliche Feststellung hat ihre Ursache in der Diskrepanz von $f(x, y)$ und $\bar{f}(x, y)$ zwischen den einzelnen Niederschlagsstationen, wo zahlreiche Näherungsverfahren, auch Funktionen höherer Ordnung sowie eine Berücksichtigung des systematischen Einflusses der Orografie zur Anwendung gelangen.

Davon ausgehend lassen sich die beiden Gruppen unterscheiden:

- a. diskrete Verfahren: $\bar{f}(x, y)$ ist von waben- oder scheibenförmigem Aufbau mit Sprungstellen zwischen den $f(x_i, y_i)$ und
- b. mathematische Verfahren mittels analytischer Funktionen höherer Ordnung.

Der primitivste Vertreter der ersten Gruppe ist das arithmetische Mittel, welches als Wabe wie auch als Scheibe interpretiert werden kann. Es ist leicht einzusehen, dass diese Methode Teilgebiete mit höherer Stationsdichte überbewertet und somit zu irregulären Ergebnissen führt. Das hat bereits die Meteorologen des 19. Jahrhunderts zu Ueberlegungen veranlasst, die schliesslich zu dem auch heute noch üblichen und im Grundsatz wohl auch nicht zu übertreffenden Methoden der gewichteten Mittelwerte und der Isolinien geführt haben.

Im Fall der gewichteten Mittelwerte lässt sich entweder eine direkte Gewichtung der Daten der existierenden Messstationen an Hand der durch sie repräsentierten Teilflächen vornehmen oder es wird eine künstliche Gleichverteilung dadurch konstruiert, dass Niederschlagswerte an gleichabständigen fiktiven

Messstationen aus den vorliegenden Messdaten simuliert werden: R a s t e r u n g .

Der Begriff Direkte Gewichtung ist im Fachschrifttum unüblich, dort haben sich vielmehr die Bezeichnungen Thiessen-, Mittelsenkrechten- und Polygonmethode eingebürgert. Nach Meinardus /2/ war die Methode der direkten Gewichtung bereits vor 1886 in Grossbritannien und Deutschland bekannt, sie wurde u. a. von H. F. Blanford 1886 zur Berechnung der mittleren Regenhöhe einiger Bezirke in Indien und von H. Toepfer 1884 bei Untersuchungen über die Regenerhältnisse Deutschlands angewandt. Dabei haben diese und andere nicht genannte Autoren das Gesamtgebiet in natürliche Bezirke untergliedert, die je mit einem homogenen Stationsnetz ausgestattet sind, die Regenhöhe dieser Teilflächen gemittelt, die so gewonnenen Gruppenwerte mit dem relevanten Anteil ihrer Geltungsbereiche an der Gesamtfläche belastet und diese lediglich wiederum zu dem gesuchten Mittelwert vereinigt. A. H. Thiessen hat in seiner im Jahre 1911 erschienenen Arbeit /3/ die "relevanten Anteile der Geltungsbereiche" willkürlich zeichnerisch erfasst und in die Formel

$$GN = k_1 N_1 + k_2 N_2 + \dots + k_n N_n = \sum_{i=1}^n k_i N_i \quad (3)$$

gebracht mit $\sum_{i=1}^n k_i = 1$.

Thiessen hat also offenbar die in Europa längst bekannte Methode in den USA eingeführt, wobei er leider keine Hinweise auf frühere Veröffentlichungen gibt, weshalb offen bleibt, ob und inwieweit ihm vorhandenes Gedankengut bereits zur Verfügung stand. Es ist das Verdienst von E. E. Foster, in seinem Lehrbuch "Rainfall and Runoff" aus dem Jahre 1949 /4/ auf die von R. E. Horton stammende entscheidende Arbeit hingewiesen zu haben, in der dieser erstmals die noch heute übliche Polygonaufteilung der Fläche an Hand der festen Messstationen vornimmt /5/. Horton spricht bereits von sog. Thiessen-Gewichten, die geometrisch zu konstruieren und somit unabhängig von der Willkür des Sachbearbeiters sind /6/. Im Rückblick besteht kein Zweifel darüber, dass sich die Methode der direkten Gewichtung mittels Horton-Polygonen (Thiessen-Verfahren) als ausserordentlich wirksam erwiesen hat. Sie ist vergleichsweise anschaulich, auch von Hand rasch und zuverlässig auszuführen und sie ist programmierbar.

Eine ihrer Varianten wurde unter dem Namen "Dreiecksmethode" bekannt. Während G. Schroeder die Horton-Polygone nur geometrisch in Dreiecke zerlegt und die Ge-

wichtungsfaktoren entsprechend deren Flächen bestimmt /7/, berechnet J.E. Akin die Funktionswerte $\bar{f}(x,y)$ an den Ecken der Dreiecke und integriert die Volumina analytisch nach (2); /8/. In beiden Fällen lässt sich keine Steigerung der Ergebnisgenauigkeit nachweisen.

Neben der direkten Gewichtung kommt die künstliche Gleichverteilung in Form gleichabständiger fiktiver Messstationen, die **R a s t e r u n g**, zur Anwendung. Nennt man die m fiktiven Rasterwerte RN_1, RN_2, \dots, RN_m , so entfällt auf jeden Rasterpunkt der Anteil $1/m$ der Gesamtfläche, und an Stelle von (3) lässt sich analog schreiben:

$$GN = \frac{1}{m} RN_1 + \frac{1}{m} RN_2 + \dots + \frac{1}{m} RN_m = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m RN_i \quad (4)$$

Diese Rastermethode hat vermutlich erstmals Meinardus in der bereits zitierten Arbeit als sog. **I n t e r p o l a t i o n s m e t h o d e** zur einfachen Beschreibung klimatologischer Mittelwerte von Flächen vorgestellt. Den Niederschlag an den Rasterpunkten hat er "unter Berücksichtigung der Beobachtungswerte von nahegelegenen Stationen unter Beachtung des Isohyetenverlaufs durch Interpolation ermittelt". Der Deutsche Wetterdienst berücksichtigt bei der Berechnung monatlicher Gebietsniederschläge je Rasterpunkt die 3 nächstgelegenen Stationen sowie den Isohyetenverlauf und die Höhenlinien des Geländes.

Das rechnergesteuerte Rastermodell des Office of Hydrology im US-Weather Service /9/ wählt aus jedem Quadranten um den Rasterpunkt die nächstgelegene Station ("Quadrantenmethode") und berechnet den Niederschlag RN am Rasterpunkt L aus den Messwerten P_j dieser 4 Stationen und ihren Abständen d_j von L ($j = 1, 2, 3, 4$) nach

$$RN = \frac{\sum_{j=1}^4 P_j/d_j^2}{\sum_{j=1}^4 1/d_j^2} \quad (5)$$

Der Gebietsniederschlag folgt aus (4), entweder unmittelbar oder nach einer Korrektur mittels sog. charakteristischer (z. B. langjähriger mittlerer) Niederschläge an L und am Ort der Messstation ("Charakteristiken-Methode").

Gleichung (5) geht dann über in:

$$RN = \frac{c \sum_{j=1}^4 P_j/d_j^2}{\sum_{j=1}^4 c_j/d_j^2} \quad (6)$$

mit c : charakteristischer Niederschlag am Rasterpunkt L
 c_j : charakteristischer Niederschlag an der Station j .

Gleichung (6) kommt den realen Verhältnissen wesentlich näher, da jetzt der Niederschlag am Rasterpunkt auch grössere oder kleinere Werte annehmen kann als an den 4 benutzten Messstationen.

Analog lässt sich dieses Korrekturverfahren auch bei der direkten Gewichtung anwenden. Es wurde beispielsweise von K. Wilke vorgeschlagen /10/ und vom Deutschen Wetterdienst zur Berechnung des monatlichen Gebietsniederschlags im deutschen Donaugebiet /11/ oder im Hydrologischen Atlas /12/ benutzt:

$$h_{NA} = \frac{\bar{h}_{NA}}{A} \sum_{i=1}^n \frac{h_{Ni} A_i}{\bar{h}_{Ni}} \quad (7)$$

mit h_{NA} : monatliche Gebietsniederschlagshöhe des Gebietes A
 \bar{h}_{NA} : Mittelwert der monatlichen Gebietsniederschlagshöhe der Bezugsperiode 1931-1960, ermittelt nach dem Rasterverfahren
 h_{Ni} : monatliche Niederschlagshöhe an den n Stationen
 \bar{h}_{Ni} : Mittelwert der monatlichen Niederschlagshöhen an den n Stationen während der Bezugsperiode 1931-1960
 A_i : Fläche der Polygone um die n Stationen
 A : Gesamtfläche des Gebietes.

Aus dieser kurzen parallelen Darstellung dürfte die enge Verwandtschaft zwischen der direkten Gewichtung und der Rasterung deutlich geworden sein. In beiden Fällen handelt es sich um eine Mittelwertsmethode, jedoch mit dem Unterschied, dass einmal die Messdaten durch normierte Gewichtungsfaktoren entsprechend ihrem Flächenanteil korrigiert werden und zum anderen eine gleichabständige Rasterung unabhängig von der Lage der Messstationen vorgenommen wird. Entsprechend ist die Funktion $\bar{f}(x, y)$ gebaut: vielgestaltige Polygone der Höhe $\bar{f}(x_i, y_i) = k_i N_i$ bzw. quadratische (gleichabständige) Polygone der Höhe $\bar{f}(x_i, y_i) = RN_i$.

Die Anzahl der Rasterpunkte ist nach zwei Kriterien zu bestimmen:

a. Die Fläche der Randpolygone muss erheblich kleiner ausfallen als A . In /9/

genügen $LL = 150$ Rasterpunkte, in günstigen Fällen mit gleichförmiger Niederschlagsverteilung sogar $LL = 50$ (diese Angaben konnten in /13/ und /14/ bestätigt werden). Dagegen fordert der Deutsche Wetterdienst für die Polygonmethode, dass die Fläche der Randpolygone mindestens um 2 Zehnerpotenzen kleiner ist als A , was zu weit mehr als 1000 Rasterpunkten führen würde ($LL = 100$ bedeutet etwa 10% von A).

- b. Es sind durch die Manipulation (5) alle Messstationen zu erfassen. Grob bedeutet das $LL > N$, jedoch müssen dabei die Teilgebiete mit grosser Stationsdichte in Betracht gezogen werden.

Im Gegensatz dazu ist die Stationszahl N bei der direkten Gewichtung eine feste Grösse, eine Berücksichtigung der Randpolygonaufteilung durch die Gebietsgrenze ist ebenso wie bei der Rasterung stets dann erforderlich, wenn eine kritische Polygonzahl von etwa 50 bis 100 unterschritten wird.

Es sei nochmals der Hinweis gestattet:

Beide Methoden sind programmierbar (selbst bei bekannten Autoren ist noch in jüngster Zeit zu lesen, das "Thiessen-Verfahren" sei nicht zu automatisieren).

Für das Verfahren mittels Linien gleichen Niederschlags (Isohyeten) scheint kein stichhaltiger Beweis dafür vorzuliegen, dass es anderen überlegen sein soll, jedoch kann man bei manueller Anwendung von einem gesteigerten Genauigkeitsgrad ausgehen. Dieser Vorteil entfällt wieder bei der rechnergesteuerten Anwendung /15, 16, 17/, was die hier ungleich schwierigere Programmierung nicht mehr sinnvoll erscheinen lässt. Die zweite Gruppe enthält die mathematischen Verfahren, die zur Approximation von $f(x, y)$ analytische Funktionen höherer Ordnung heranziehen.

Da hierzulande die Arbeit von G.A. Schultz /18/ einen hohen Bekanntheitsgrad erreicht hat, sei seine Methode der "räumlichen Polygone höherer Ordnung" als Beispiel für die zahlreichen anderen mathematischen Lösungsansätze exemplarisch skizziert.

In seinem Ansatz

$$\bar{f}(x, y) = \sum_{k=0}^{GR} \sum_{m=0}^{GR} A_{k,m} x^k y^m \quad (8)$$

ist $GR \geq m+1$ der Grad des Polynoms, nach dem die Koeffizientenzahl AK nach

$$AK = (GR (GR + 3)/2) + 1$$

zu bestimmen ist. Jedoch lässt sich auch bei sorgfältiger Einhaltung dieser Vorschrift nicht ausschliessen, dass negative Funktionswerte und somit, bedingt durch die bereits angesprochene Diskrepanz zwischen $f(x, y)$ und $\bar{f}(x, y)$ zwischen den Messstationen, unbrauchbare Gebietsniederschlagswerte berechnet werden. Dadurch sahen sich Schultz und andere Autoren /19, 20, 21/ veranlasst, insbesondere am Rande des Gebietes sog. Dummy-Stationen einzuführen, um die Funktion $\bar{f}(x, y)$ in einen realistischen Bereich zu zwingen.

Ähnliche Schwierigkeiten treten bei fourieranalytischen Ansätzen auf. Hier bringen K.A. Edwards /22/ und K. Wilke /10/ die Anzahl der Harmonischen in Zusammenhang mit der Ergebnisgenauigkeit; Wilke belässt es nicht bei einer zweidimensionalen Funktion, sondern führt eine dritte Variable ein, die den systematischen Gang des Niederschlags in Anlehnung an die Geländehöhe und/oder die höhenabhängige Gewichtung des Niederschlags erfassen soll.

Auch andere Autoren haben diese Systematik des Niederschlagsverhaltens in die Rechnung eingebaut /19, 20, 21/, jedoch ist der mathematische Aufwand im Vergleich zu den einfachen und realistischen Gleichungen (6) und (7) der Raster- bzw. Polygonmethode erheblich.

Wie genau lassen sich Gebietsniederschläge berechnen?

In Abschnitt 2 haben wir die Methoden kennengelernt, nach denen sich Gebietsniederschläge näherungsweise berechnen lassen. Wollte man die Entwicklung nach Meinardus (1900), Thiessen (1911) und Horton (1917) skizzieren, so wäre zu allererst auf eine Mathematisierung, Verallgemeinerung und Programmierung dieser Methoden hinzuweisen .

Auf den Mangel an Untersuchungen über die Zuverlässigkeit von Gebietsniederschlagsberechnungen habe ich eingangs hingewiesen. Die massgeblichen Parameter und ihr qualitativer Einfluss sind bekannt:

1. Rechenverfahren: die unterschiedlichen Rechenverfahren führen zu ähnlichen Ergebnissen.
2. Dichte und Verteilung der Messstationen: eine höhere Stationsdichte insbesondere dort, wo der Niederschlag örtlich stärkeren Schwankungen unterworfen ist, erhöht die Rechengenauigkeit.

3. Niederschlagsgradient: er ist ein Mass für eben diese örtlichen Schwankungen (Niederschlagsverteilung) und somit eine Funktion des Niederschlags-typs, der Geländeographie und des Zeitintervalls. Der Niederschlagsgra-dient wächst mit abnehmendem Zeitintervall und zunehmendem Geländere-lief (tropische Regionen ausgenommen). (6) und (7) beruhen auf der Tatsache, dass sich der Niederschlagsverlauf zeitlich zunehmend dem Geländere-lief anpasst; dagegen ist die Niederschlagsverteilung und damit der Niederschlags-gradient während kurzer Zeitintervalle eher vom Typ des Niederschlags ge-prägt.
4. Gebietsgrösse: die Rechengenauigkeit nimmt mit der Fläche zu.
5. Punktmessung: sie ist mit einer systematischen und einer statistischen Feh-lerkomponente behaftet. Der Fehler der Einzelmessungen wirkt sich mit wachsender Stationsdichte stärker aus.
6. Niederschlagsmenge: der relative Fehler des Rechenergebnisses nimmt ab mit der Niederschlagsmenge.

Nach diesen qualitativen und teilweise trivialen Aussagen soll versucht werden, einige Zahlenangaben aus dem Schrifttum anzufügen und sie durch eine begrenzte Untersuchung über den Starkregen vom 22. bis 24. Mai 1978 im Neckargebiet zu ergänzen.

Recht eindeutige Aussagen lassen sich zunächst im Anschluss an die obigen Be-merkungen zur Einflussgrösse `Rechenverfahren` machen.

H. Kern verglich die nach der Raster- und Isohyetenmethode berechneten halb-jährlichen Gebietsniederschläge des Mains aus dem Jahre 1955 /23/. Die unsys-tematischen Abweichungen erreichen für das Gesamtgebiet 1% und für Teilgebiete bis 450 km² 8%. Der Verfasser lastet diese für ihn hohen Abweichungen dem un-sicheren Zeichnen der Isohyeten an (110 Stationen je km²).

Das Office of Hydrology im US-Weather Service vergleicht für ein operationelles Abflussvorhersagemodell die Rechenwerte nach Raster-, Thiessen- und Isohyeten-methode /9/. Die Ergebnisse schwanken für ein ausgewähltes Niederschlagsereignis zwischen 6.7 cm (Isohyeten) und 7.7 cm (Thiessen), sie lassen ebenfalls keinen Schluss auf eine grössere Zuverlässigkeit einer bestimmten Methode zu.

K. Wilke berechnet die monatlichen Gebietsniederschläge im Murg-Gebiet nach der Polygon-, Dreiecks-, Polynom- und Fourier-Methode und findet ausserordent-

lich geringe Unterschiede; selbst die arithmetische Mittelung liegt im Streubereich dieser Ergebnisse /10/.

Im Rahmen einer Grobanalyse des Starkregens im Neckargebiet vom 22. bis 24. Mai 1978, die später an anderer Stelle detaillierter und umfassender durchgeführt werden soll, wurden zunächst die täglichen Gebietniederschläge im gesamten Neckargebiet und in ausgewählten Teilgebieten nach der Rastermethode (RM) und nach der einfachen arithmetischen Mittelung (AM) berechnet. Hierzu lagen die Tagessummen von 374 Messstationen vor, die der Bundesanstalt für Gewässerkunde in dankenswerter Weise vom Landesamt für Umweltschutz Baden-Württemberg zur Verfügung gestellt wurden.

Bedingt durch die zahlreichen Betreiberorganisationen wie Land, Deutscher Wetterdienst, Kommunen und Hochschulen sowie durch unterschiedliche Forschungsprojekte ist die Stationsdichte über das gesamte Gebiet inhomogen verteilt. Zur Berechnung der Tagesgebietsniederschläge sind einige Teile überbesetzt, während dagegen v. a. die mittlere Alb und der untere Neckar einige Lücken aufweisen. Der Niederschlag konzentrierte sich auf das Dreieck Göppingen - Stuttgart - Oehringen (Abb. 1), er erreichte am 22.5. Höhen von über 100 mm, am 23.5. 60 mm und flaute am 24.5. ab. Die Tabelle 1 zeigt zunächst die Ergebnisse für die 7 Gebiete: Neckar (ca 13 800 km²), Wendlingen/Neckar (3330 km²), Kocher (ca 2000 km²), Abtsgmünd/Kocher (167 km²), Abtsgmünd/Lein (247 km²) und Jagst (ca 2000 km²). Die AM-Werte weichen im Mittel 17% (22.5.), 9% (23.5.) und 11% (24.5.) von den RM-Werten ab, was in Anbetracht des hohen Niederschlagsgradienten und der inhomogenen Stationsverteilung in etwa den Erwartungen entspricht. Im nächsten Schritt wurden aus dem Neckar- und Kochergebiet beschränkte Stichproben von je 4, 10, 20 und 100 bzw, 4, 10 und 20 angenähert gleicherverteilter Stationen ausgewählt und damit die Gebietsniederschläge berechnet. In Tabelle 2 sind für das gesamte Neckargebiet die Ergebnisse RM und AM aus den Stichproben 4, 10, 20 und 100 Stationswerten zusammengestellt, desgleichen die Differenzen RM - AM, GN - RM und GN - AM je in mm und %. RM - AM streut teilweise erheblich bis zu 36 % (4er Serien), 20 % (10er Serien) und 14 % (20er Serien), jedoch lassen sich zwischen beiden Methoden aus den Differenzen GN - RM und GN - AM keine signifikanten Unterschiede erkennen. Allenfalls liegen die für die drei Serien berechneten Mittelwerte nach der Rastermethode geringsfügig näher bei GN, die Abweichungen streuen jedoch willkürlich. In Abbildung 2 sind die o.g. Rechenergebnisse eingetragen: a) Neckar, b) Kocher, Feinrasterung und c) Kocher,



Abb. 1a Niederschlagsverteilung im Einzugsgebiet des Neckars am 22. Mai 1978

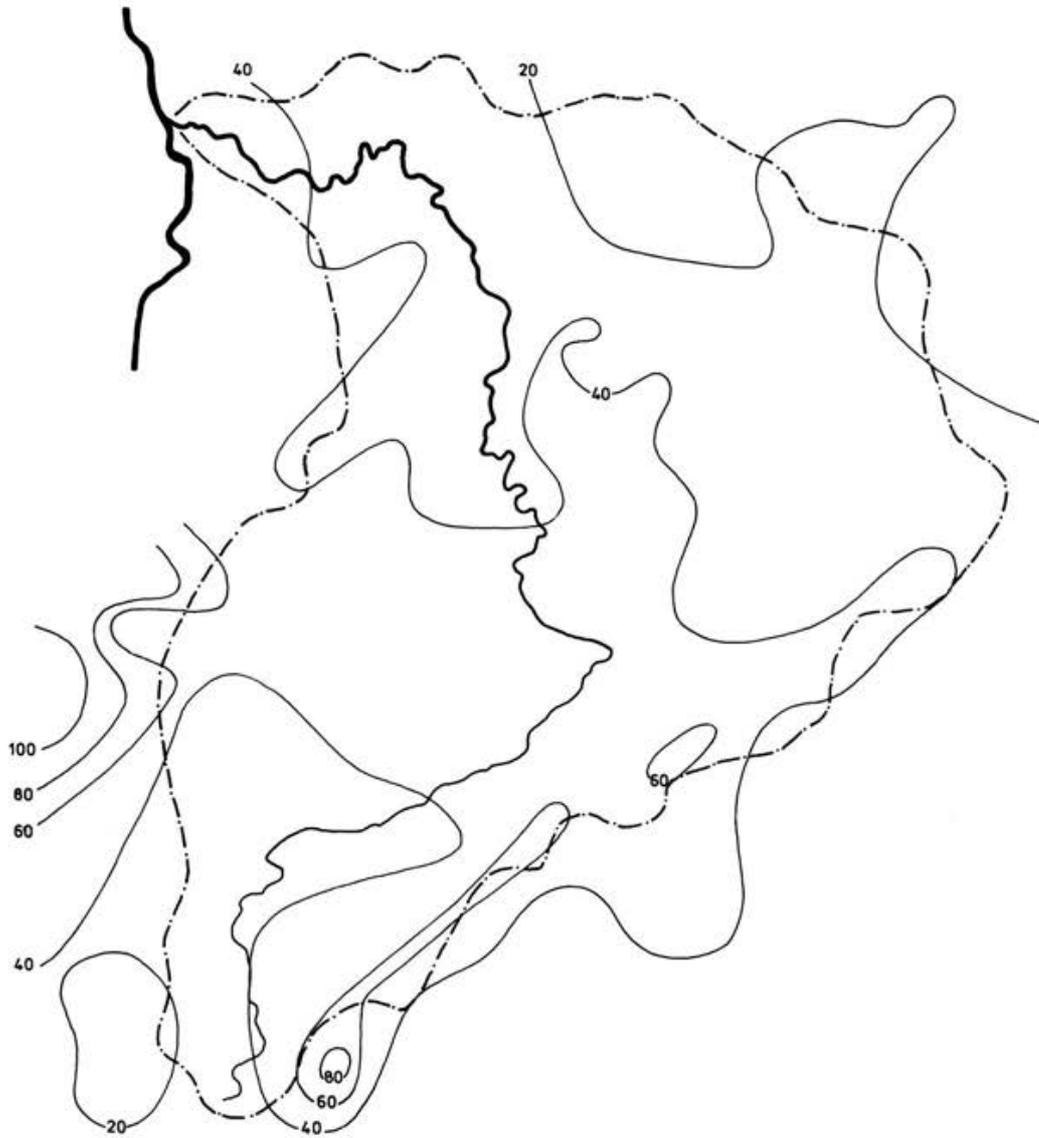


Abb. 1b. Niederschlagsverteilung im Einzugsgebiet des Neckars am 23. Mai 1978

Tabelle 1 Für das Neckargebiet und 6 Teilgebiete berechnete Gebietniederschläge vom 22., 23. und 24. Mai 1978. RM: Rastermethode (= Gebietsniederschlag GN); AM: Arithmetisches Mittel

	RM=GN	AM	RM - AM	
	mm	mm	mm	%
Neckar ca 13 800 km ²	48.8	49.0	- 0.2	0.4
	37.2	36.6	0.6	1.6
	1.7	1.8	- 0.1	5.9
Kocher ca 2 000 km ²	48.5	48.8	- 0.3	0.6
	30.2	32.3	- 2.1	7.0
	1.3	1.2	0.1	7.7
Abtsgmünd/Lein 247 km ²	37.6	40.8	- 3.2	8.5
	30.9	34.1	- 3.2	10.4
	1.6	1.4	0.2	12.5
Abtsgmünd/Kocher 167 km ²	38.4	28.4	10.0	26.0
	40.9	34.5	6.4	15.6
	1.5	1.6	- 0.1	6.7
Jagst ca 2 000 km ²	28.1	44.0	- 15.9	56.6
	24.0	28.2	- 4.2	17.5
	1.4	1.1	0.3	21.4
Wendlingen/Neckar 3 330 km ²	45.7	49.0	- 3.3	7.7
	44.4	45.2	- 0.8	1.8
	2.7	2.7	0.0	0.0
Sulm ca 90 km ²	75.5	61.1	14.4	19.1
	38.4	34.9	3.5	9.1
	0.8	1.0	- 0.2	25.0

Grobrasterung; weiter unten wird in Zusammenhang mit weiteren Fehlerbetrachtungen nochmals auf Abbildung 2 eingegangen.

Damit sind wir bereits bei den Parametern Dichte und Verteilung der Messstationen und Niederschlagsgradient angelangt. Die Dichte der Messstationen wird in Stationen je km² gemessen; für die Art ihrer Verteilung, d. h. die Änderung der Dichte über der Fläche, ist eine zahlenmäßige Angabe ebenso unbekannt wie für den Niederschlagsgradient. Letzterer liesse sich aber modellspezifisch leicht definieren etwa als

- Summe der Quadrate aller gewichteten Niederschlagsdifferenzen an den Messstationen (Polygonmethode)

bzw. als

Tabelle 2. Ueber ausgewählte Stationen im Neckargebiet berechnete Gebietsniederschläge vom 22. Mai 1978

RM: Rastermethode; AM: Arithmetisches Mittel; GN = 48.8 mm:
Aus allen verfügbaren Stationen nach RM berechnet.

Stich- probe	RM mm	AM mm	RM - AM		GN - RM		GN - AM	
			mm	%	mm	%	mm	%
4/1	33.2	30.9	2.3	6.9	15.6	32.0	17.9	36.7
4/2	40.7	55.5	- 14.8	36.4	8.1	16.6	- 6.7	13.7
4/3	54.7	51.4	3.3	6.0	- 5.9	12.1	- 2.6	5.3
4/4	41.2	34.1	7.1	17.2	7.6	15.6	14.7	30.1
4/5	33.0	34.8	- 1.8	-5.5	15.8	32.4	14.0	28.7
4/6	59.8	50.7	9.1	15.2	- 11.0	22.5	- 1.9	3.9
4/7	64.3	60.6	3.7	5.8	- 15.5	31.8	- 11.8	24.2
4/8	49.8	49.1	0.7	1.4	- 1.0	2.0	- 0.3	0.6
4/9	54.2	50.4	3.8	7.0	- 5.4	11.1	- 1.6	3.3
4/10	51.7	43.6	8.1	15.7	- 2.9	6.0	5.2	10.7
10/1	44.9	49.8	- 4.9	11.0	3.9	8.0	- 1.0	2.0
10/2	42.2	41.4	0.8	1.9	6.6	13.5	7.4	15.2
10/3	55.5	54.0	1.5	2.7	- 6.7	13.7	- 5.2	10.7
10/4	55.1	54.3	0.8	1.5	- 6.3	13.0	- 5.5	11.3
10/5	48.1	40.2	7.9	16.4	0.7	1.4	8.6	17.6
10/6	53.4	48.0	5.4	10.1	- 4.6	9.4	0.8	1.6
10/7	49.1	59.1	- 10.0	20.4	- 0.3	6.1	- 10.3	21.1
10/8	56.1	54.4	1.7	3.0	- 7.3	15.0	- 5.6	11.5
10/9	60.8	59.4	1.4	2.3	- 2.0	24.6	- 10.6	21.7
10/10	49.4	43.8	5.6	11.3	- 0.6	1.2	5.0	10.2
10/11	43.0	42.7	0.3	0.7	5.8	11.9	6.1	12.5
10/12	52.8	52.1	0.7	1.3	4.0	8.2	- 3.3	6.8
20/1	46.8	47.9	- 1.1	2.4	2.0	4.1	0.9	1.8
20/2	48.0	47.0	1.0	2.0	0.8	1.6	1.8	3.7
20/3	48.3	46.8	1.5	3.1	0.5	1.0	2.0	4.1
20/4	46.6	44.2	2.4	5.2	2.2	4.5	4.6	9.4
20/5	59.8	51.2	8.6	14.4	- 10.0	22.5	- 2.4	4.9
100/1	47.8	46.2	1.6	3.3	1.0	2.0	2.6	5.3
100/2	49.8	46.6	3.2	6.4	- 1.1	2.2	2.2	4.5
100/3	50.7	48.7	2.0	3.9	- 1.9	3.9	0.1	0.2
100/4	47.8	46.0	1.8	3.8	1.0	2.0	2.8	5.7
100/5	49.2	45.5	3.7	7.5	- 0.4	0.8	3.3	6.8

- Summe der Quadrate aller Niederschlagsdifferenzen an benachbarten Rasterpunkten (Rastermethode).

Bei Verwendung der Isohyetenmethode wären Grösse und Anzahl der Isoflächen zu berücksichtigen.

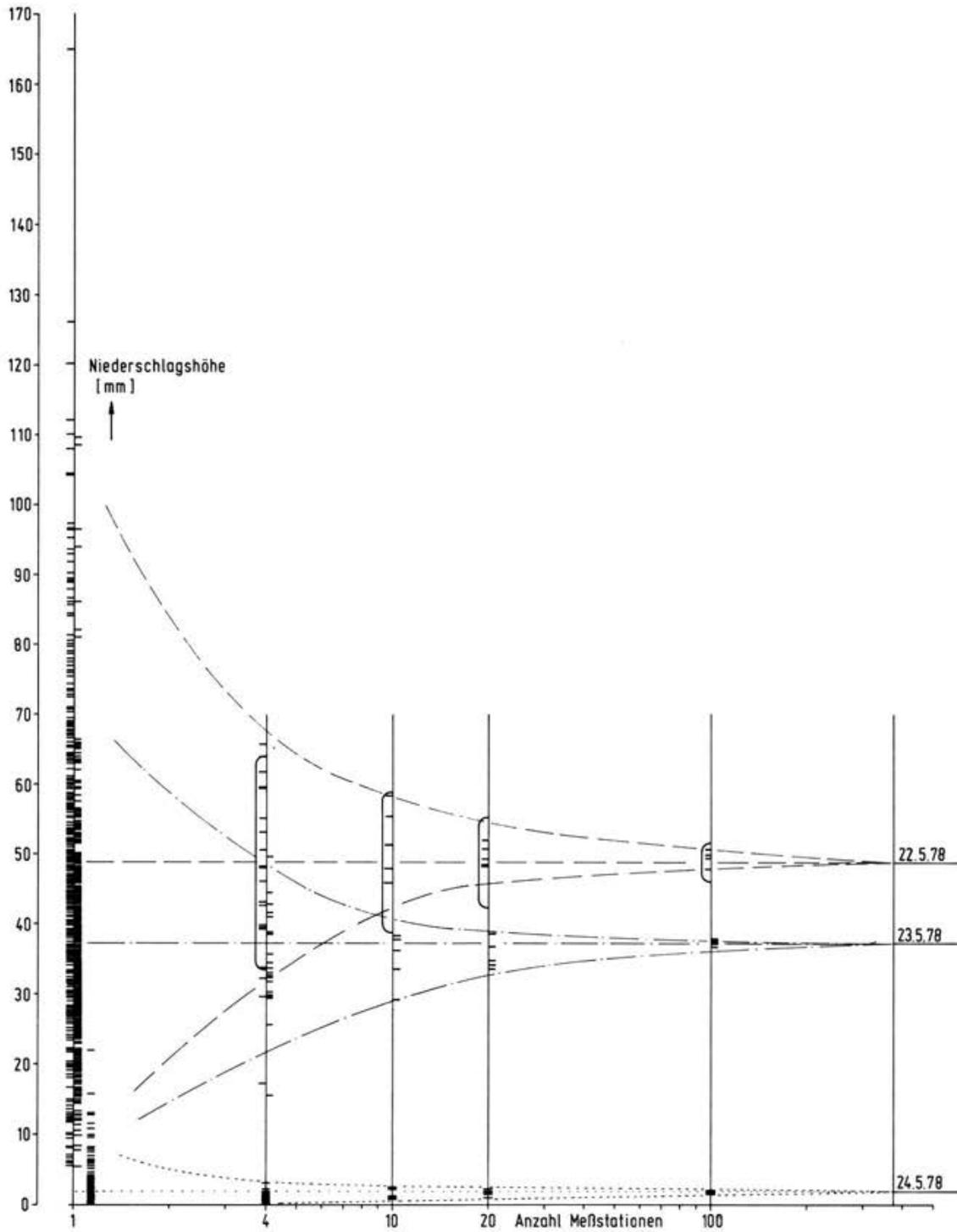


Abb. 2a Gebietsniederschlagsberechnung nach der Rastermethode vom 22., 23. und 24. Mai 1978 im Neckargebiet als Funktion der Stationszahl ("Streutrichter");

a. Gesamtes Neckargebiet, 389 Gitterpunkte.

Die durch Klammern angedeuteten Streubereiche am 22.5. sind der Publikation /25/ entnommen.

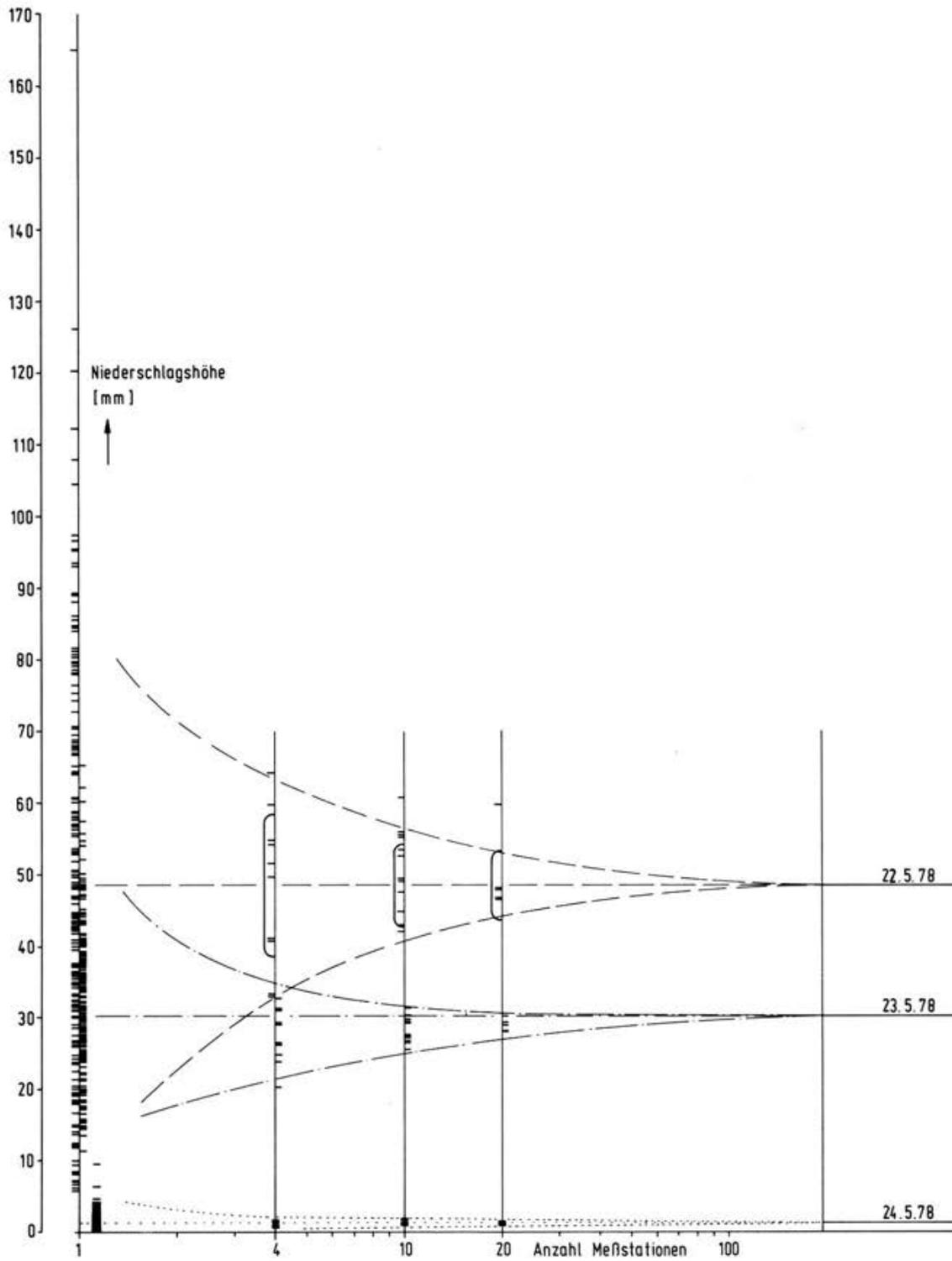


Abb. 2b Gebietsniederschlagsberechnung nach der Rastermethode vom 22., 23. und 24. Mai 1978 im Neckargebiet als Funktion der Stationszahl ('Streutrichter')

b. Kochergebiet, 123 Gitterpunkte

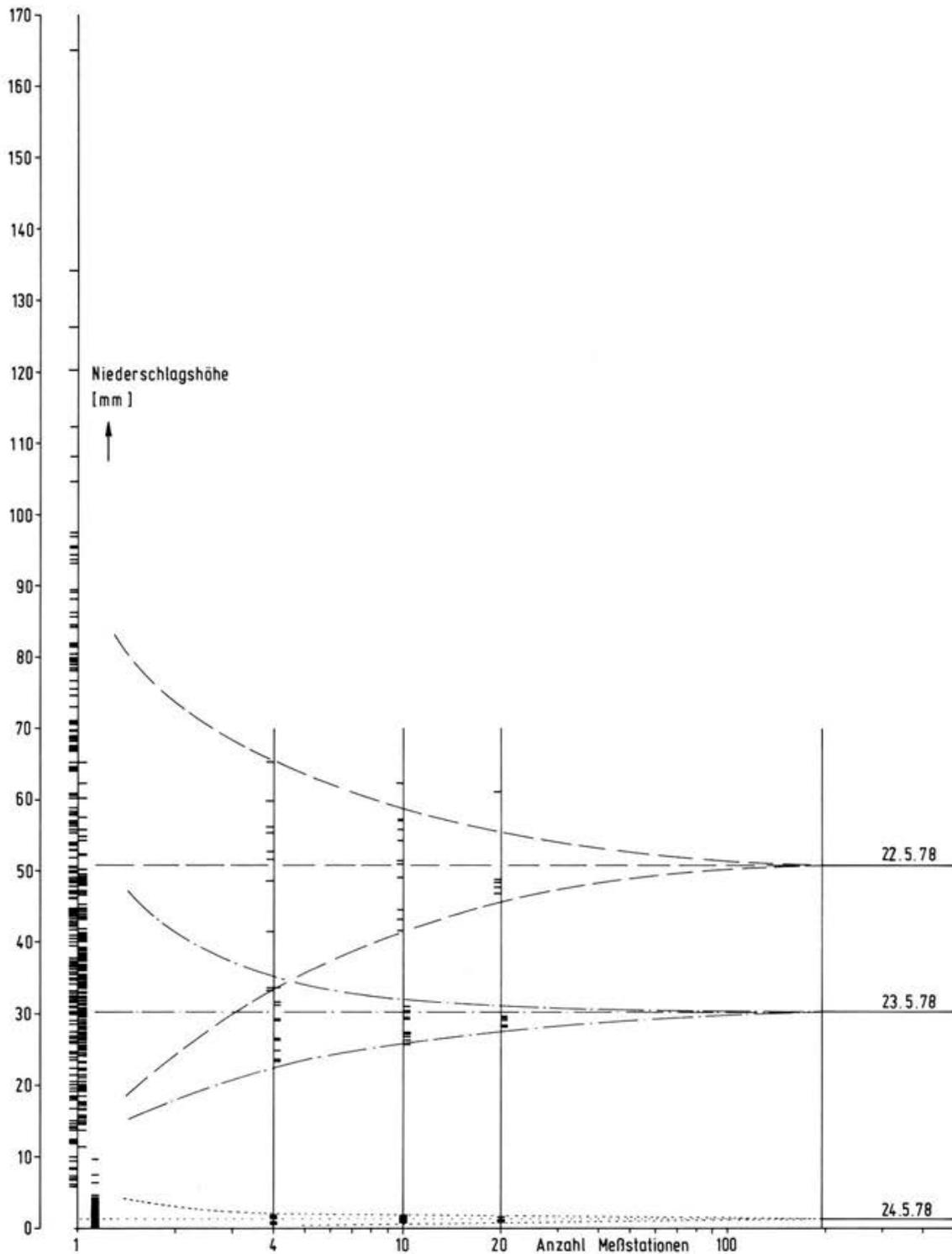


Abb. 2c Gebietsniederschlagsberechnung nach der Rastermethode vom 22., 23. und 24. Mai 1978 im Neckargebiet als Funktion der Stationszahl ("Streutrichter")

c. Kochergebiet, 30 Gitterpunkte

Die durch Klammern angedeuteten Streubereiche am 22.5. sind der Publikation /25/ entnommen.

In einer sowjetrussischen Arbeit, über die C. Toebes und V. Ouryvaev berichten /24/, wird der mittlere prozentuale Fehler bei Tagesgebietsniederschlagsberechnungen für Frontniederschlag und konvektiven Niederschlag (kleiner bzw. grosser Niederschlagsgradient) angegeben, Parameter sind Stationsdichte und Fläche des Gebietes (Tabelle 3).

Tabelle 3. Mittlerer prozentualer Fehler (75 % Sicherheitswahrscheinlichkeit) bei Tagesgebietsniederschlagsberechnungen für Frontniederschlag / konvektiven Niederschlag (kleiner / grosser Niederschlagsgradient) nach /24/.

Fläche je Gerät km ²	Fläche des Gebietes in km ²					
	1	10	50	100	500	1000
1	21/41	11/13	3/ 6	2/ 4	1/ 2	1/ 1
10		35/44	20/31	14/30	6/28	4/15
50			60/80	42/75	19/46	13/33
100				70/90	31/67	22/50
500					88/92	78/84

Die Zahlenangaben erscheinen recht hoch, z. B. wäre danach der Tagesgebietsniederschlag für ein 500 km² grosses Gebiet mit 5 Messstationen mit einem Fehler von 31 % bzw. 67 % anzugeben. Demgegenüber liegen die Ergebnisse einer umfangreichen älteren amerikanischen Untersuchung /25/ um den Faktor 2 bei Flächen von 100 - 200 km² je Station und um den Faktor 4 bei Flächen von 500 - 1000 km² je Station niedriger (Abb. 3).

Im Zusammenhang mit der Beurteilung der Rechenmethoden haben wir bereits die Abb. 2 betrachtet. Dort sind getrennt für den gesamten Neckar und für das ca 2000 km² grosse Teilgebiet des Kochers nach links geöffnete trichterförmige Doppelkurven eingezeichnet, die den Streubereich bei Gebietsniederschlagsberechnungen aus unterschiedlichen Stationskollektiven eingrenzen sollen. Die Trichteröffnungen schliessen die 374 bzw. 195 einzelnen Stationswerte ein, deren arithmetische Mittelwerte als erste Näherung für GN gelten können. Die folgenden Teilkollektive aus je 4, 10, 20 und 100 Stationen am Neckar und 4, 10 und 20 Stationen am Kocher - hier sind die Feinraster-Ergebnisse (123 Gitterpunkte, 86 benutzte Messstationen, Abb. 2b) den Grobrasterergebnissen (30 Gitterpunkte, 60 benutzte Messstationen, Abb. 2c) gegenübergestellt - führen zu einer Einengung der Streu-

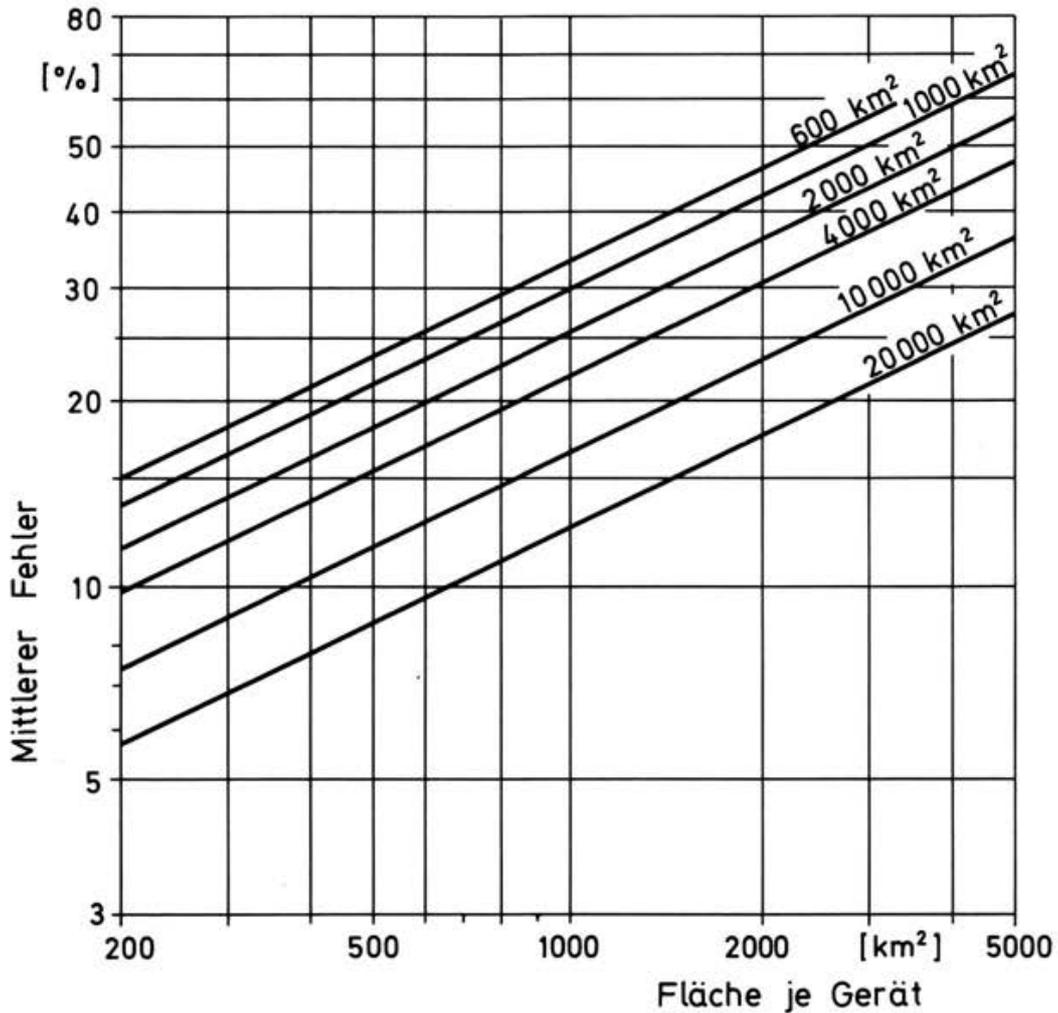


Abb. 3. Mittlerer Fehler täglicher Gebietsniederschlagsberechnungen als Funktion der Stationsdichte für 6 unterschiedliche Gebietsgrößen; nach /25/

trichter bis zu den täglichen GN-Werten bei maximaler Stationszahl. Die Abnahme der Streubereiche lässt in der Tat den Schluss zu, dass die volle Stationszahl ausreicht, den Gebietsniederschlag mit nahezu 100 % Sicherheit zu berechnen. Für diese Behauptung lassen sich zwei Gründe anführen:

1. Die Zahlen der bereits genannten US-amerikanischen Untersuchung passen sich sehr gut in den Streubereich am Neckar (22.5.) ein, am Kocher würden die Angaben aus Abb.2 zu einer geringfügig schmaleren Trichteröffnung führen (die aus Abb. 3 entnommenen Werte sind in Abb. 2 für den 22.5. als Klammern für jedes Teilkollektiv eingezeichnet).
2. Die Stationszahl könnte sogar reduziert werden, ohne das Ergebnis der Gebiets-

niederschlagsberechnung signifikant zu ändern. Am Neckar wurde hierfür die Rechnung für schrittweise reduzierten Gitterabstand durchgeführt. Für Feinraasterung mit 389 Gitterpunkten, 6 km Punktabstand und 303 benutzten Messstationen wurden die Gebietsniederschläge 48.8, 37.2 und 1.7 mm berechnet im Gegensatz zu den nahezu identischen Werten 48.5, 37.7 und 1.7 mm bei 141 Gitterpunkten, 10 km Punktabstand und 257 benutzten Messstationen (auch bei Feinraasterung werden nicht alle 374 zur Verfügung stehenden Messstationen benutzt, da diese z. T. zu weit ausserhalb der Gebietsgrenzen liegen und/oder teilweise sehr eng benachbart sind). Darüberhinaus weichen die Rechenergebnisse der 5 Kollektive von je 100 Stationen im Mittel nur um 1.3 % von GN = 48.8 mm ab (22.5.).

Hinsichtlich der Stationsdichte ist also folgender Schluss zulässig: Für die Berechnung täglicher Gebietsniederschläge vom 22., 23. und 24. Mai 1978 ist im Neckargebiet (ca 13 800 km²) eine Stationsdichte von 50 km² je Station und im Kochergebiet (ca 2 000 km²) eine Stationsdichte von 20 km² je Station ausreichend.

An dieser Stelle bietet sich eine Aussage zu dem Parameter Gebietsgrösse an. Auch hier stimmen die Abbildungen 2 und 3 überein: Bei konstanter Stationsdichte wächst die Genauigkeit des Rechenergebnisses proportional zur Fläche etwa mit dem Faktor 2.

Wir haben gesehen, dass die einzelnen Parameter, die von Einfluss auf die Genauigkeit von Gebietsniederschlagsberechnungen sind, nicht isoliert diskutiert werden können, sondern dass sie wiederum wechselseitig miteinander in Beziehung stehen. Leider bedürfen auch die Aussagen über die Stationsdichte noch einer entscheidenden Korrektur, nämlich durch die Einbeziehung des Parameters Genauigkeit der Punktmessung.

Aus der Fülle der Abhandlungen über Fehler der Niederschlagsmessung könnte die Arbeit von H. Karbaum aus dem Jahre 1968 hervorgehoben werden, in der ein Ueberblick über die gesamte Problematik gegeben wird einschliesslich zahlreicher Hinweise zur Korrektur der Messfehler /26/. Ich möchte nur auf die Doppelnatur des Messfehlers hinweisen, also auf seine statistische Komponente, u. a. bedingt durch Ablesefehler und auf seine systematische Komponente, die insbesondere apparativ bedingt und eine Folge des Windfeldes um das Messgerät ist: die Niederschlagsteilchen werden teilweise mit dem Wind um das Messgerät gelenkt oder nahe Gegenstände wie Bäume und Wände schatten das Messgerät ab (das De-

fizit kann bereits bei Regen bis 40 % betragen). Dagegen fällt der für die Umgebung nicht repräsentative Standort etwa in einer Talsenke, im Leebereich eines Berges oder auf einer Bergkuppe in das Kapitel "Verteilung der Messstationen"; diesem Sachverhalt wird durch die korrigierten Ansätze (6) und (7) Rechnung getragen.

Die dem Schrifttum zu entnehmenden Antworten auf unsere Frage sind grossenteils verbaler Natur. So besitzt z. B. die Feststellung, dass die ungenaue Stationsmessung von grösstem Einfluss auf die Unsicherheit des Ergebnisses ist, solange keine Aussagekraft, wie sie nicht in Zusammenhang mit anderen Parametern wie Stationsdichte, Niederschlagsdauer und Gebietsgrösse gebracht wird. Auch bedarf die vielfach geäusserte Ansicht, die unsichere Stationsmessung dominiere in kleinen Einzugsgebieten gegenüber der Stationsdichte, einer Abschätzung des Grenzbereichs.

In Weiterführung der Gebietsniederschlagsberechnungen im Neckargebiet wurde versucht, quantitative Aussagen zu machen über den Einfluss der einzelnen Messfehler mittels des Gauss'schen Fehlerfortpflanzungsgesetzes. Nimmt man eine Standardabweichung der Einzelmessung von $\pm 20\%$ ($\pm 10\%$) an, so folgt für den 22.5. und 23.5. ein mittlerer Fehler für den Gebietsniederschlag von ca $\pm 30\%$, ($\pm 12\%$), er nimmt im Fall des erheblich geringeren Niederschlages am 24.5. um die Hälfte dieser Werte zu. Ein Fehler von $\pm 12\%$ bedeutet ca ± 6 mm (22.5.), d. h. zur Erstellung einer sinnvollen Gebietsniederschlagsberechnung sind nur etwa 100 Stationen erforderlich, bei weitem also nicht alle 374 Stationen. Für kleinere Gebiete und kleinere Gebietsniederschläge ist die entsprechende Stationsdichte niedriger anzusetzen, hier überwiegt der Fehler der Einzelmessung.

Zum Parameter Niederschlagsmenge haben R. K. Linsley und M. A. Kohler eine sehr fundierte Arbeit vorgelegt /27/. In ihrem Ansatz für den absoluten Fehler

$$E = \pm k A^a GN^b N^c \quad (9)$$

bedeuten

A: Fläche des Gebietes

GN: berechneter Gebietsniederschlag

N: Anzahl der Messstationen

k, a, b, c: Konstanten, dabei sind b und c von A abhängig.

Für den Sonderfall eines 563 km^2 grossen Gebietes in den östlichen USA geht (9) über in

$$E = \pm 0.186 \text{ GN}^{0.47} \text{ N}^{-0.6} \quad (10)$$

mit E und GN in inches und N in Station je Meile².

Die nach (10) erstellte Abbildung 4 lässt den Schluss einer höheren Abhängigkeit im Bereich kleiner Gebietsniederschläge (und kleiner Stationsdichten) und einer geringeren Abhängigkeit im Bereich grosser Gebietsniederschläge (und grösserer Stationsdichten) zu. Da einerseits vergleichende Untersuchungen nicht vorliegen und zudem bei Teilgebieten am Neckar die in /27/ angegebene Tendenz nicht bestätigt werden konnte, wäre zunächst von einer im Vergleich zu den übrigen Parametern unbedeutenden Abhängigkeit auszugehen.

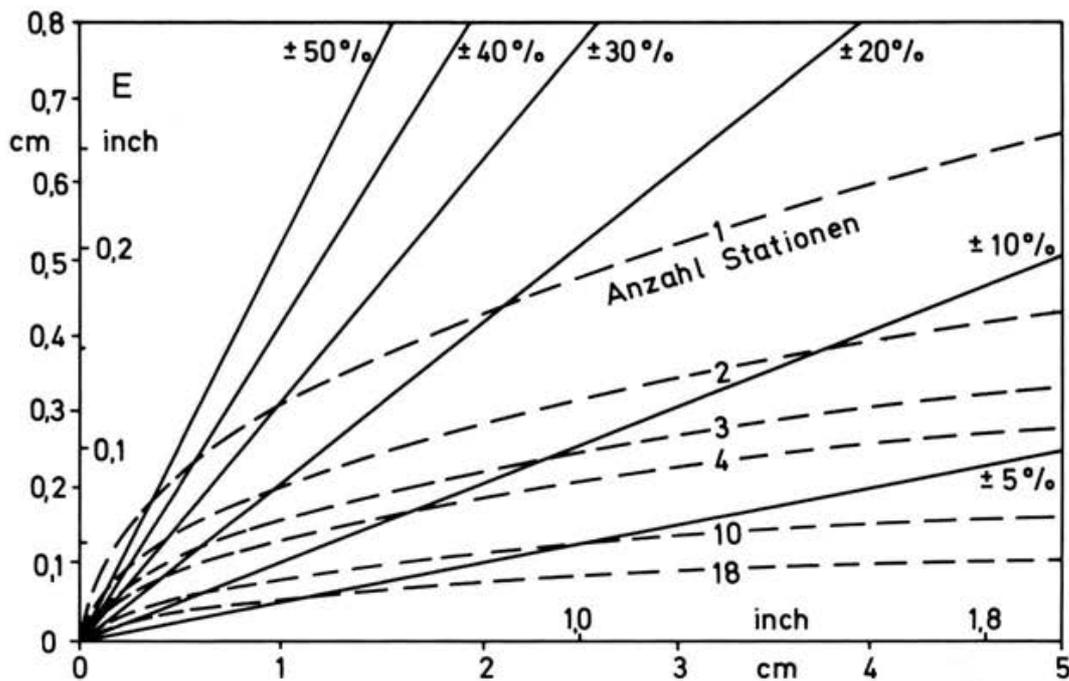


Abb. 4. Bei Gebietsniederschlagsberechnungen verursachter absoluter Fehler $\pm E$ und relative Fehler als Funktion der Niederschlagsmenge für ein Gebiet der Fläche $A = 563 \text{ km}^2$ und für 6 unterschiedliche Stationszahlen; nach /27/.

Dessen ungeachtet verdient die Arbeit von Linsley und Kohler grundsätzliches Interesse, fasst sie doch die Parameter Stationsdichte, Niederschlagshöhe und

Fläche des Gebietes zusammen, was eine recht einfache Abschätzung des Rechenfehlers zulässt. F. A. Huff hat in mehreren Abhandlungen die Gedanken von Linsley und Kohler weiterverfolgt und als vierten Parameter die Niederschlagsdauer T (Zeitintervall) berücksichtigt.

Die von Huff erweiterte Gleichung (9) lautet dann in logarithmischer Schreibweise /28/:

$$\lg E = k + a(A) \cdot \lg GN + b(A) \cdot \lg N + c \cdot \lg A + d \cdot \lg T \quad (11)$$

die mit $d = 0$ in (9) und mit $d = 0$ und $c = d = 0$ in (10) übergeht.

Für eine Reihe amerikanischer Gebiete gibt Huff folgende Zahlenwerte an:

$$k = -0.87, \quad a = 0.68, \quad b = 0.94, \quad c = -0.75, \quad d = -0.01,$$

wobei E und GN in inch, A in Meilen, N in Meilen² je Messgerät und T in Stunden einzusetzen sind. Es sollte möglich sein, diesen in stark vereinfachter Form von H. J. Rosemann /13/ übernommenen Ausdruck am Beispiel mitteleuropäischer Gebiete zu überprüfen.

Schlussfolgerungen

Niederschlags-Punktmessungen durchzuführen und daraus nach einer der bekannten Methoden Gebietsniederschläge zu berechnen, ist ebenso einfach wie trügerisch. Es kann kein Erfordernis weiterer Untersuchungen sein, subtilere Rechenmethoden zu entwickeln oder vorhandene zu verfeinern, vielmehr sollten die Belange der Praxis nach Fehlereingrenzung und Steigerung der Rechengenauigkeit in den Vordergrund gerückt werden. Anforderungen an die Rechengenauigkeit zu stellen ist nur dann sinnvoll, wenn darüber konkrete Angaben gemacht werden können, wenn es also möglich ist, Fehlergrenzen als Funktion der im vorhergehenden Abschnitt ausführlich behandelten massgeblichen Parameter (Einflussgrößen) anzugeben. Diese sind verknüpft in einem System wechselseitiger Abhängigkeit: Systemparameter ist die Gebietsgröße, Ereignisparameter der Niederschlagsgradient - das Resultat aus Niederschlagstyp, Orografie und Zeitintervall - und die Niederschlagsmenge. Die kombinierten System-Ereignisparameter zeichnen sich durch die genannte Abhängigkeit von den reinen System- und Ereignisparametern aus: die Verteilung der Messstationen hat sich idealerweise dem Niederschlagsgradienten und die Stationszahl der Fläche anzupassen. An die Genauigkeit der Punktmessungen werden bei hoher Stationsdichte besondere Anfor-

derungen gestellt. Der Sekundärparameter Rechenmodell steht schliesslich in reiner Dependenz zu den kombinierten System-Ereignisparametern. Exakte Punktmessungen und ein optimales Stationsnetz fordern ein bekanntermassen aufwendiges Rechenverfahren, wohingegen die längst ausgereifte Modelltechnik Rückwirkungen auf die kombinierten Parameter ausschliesst. Eine analoge Dependenz besteht zum Ereignisparameter Niederschlagsgradient, der auf Grund seiner klimatologischen Prägung die in den Gleichungen (6) und (7) zum Ausdruck kommende Modellverfeinerung gestattet. Das Fehlerproblem bei der Gebietsniederschlagsberechnung betrifft zuallererst die Betreiber operationeller hydrologischer und wasserwirtschaftlicher Modelle. Hier werden wegen der hohen zeitlichen Auflösung der Modellausgabe oft bis zu stündliche Gebietsniederschläge benötigt, und das bei verminderter Stationszahl, denn für den operationellen Betrieb sind nicht nur registrierende, sondern auch abrufbare oder meldende Messgeräte erforderlich. Zudem stehen für extrem kurze Zeitintervalle die in den Gleichungen (6) und (7) benötigten Korrekturdaten nicht zur Verfügung. Der meist hohe Modellstandard steht dann in sehr ungünstigem Verhältnis zur Modelleingabe (ein Umstand, der allenfalls in kritischen Hochwasserlagen mit weitverbreiteten und örtlich wenig strukturierten Regenfällen wieder eine erträgliche Relation erreicht). Man kann dann gezwungen sein, neue Wege zu beschreiten und den zeitlichen Ablauf des Niederschlagsereignisses über dem Gebiet nach veränderten Gesichtspunkten zu verfolgen. Die Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich wendet bei ihrer Abflussvorhersage für den Pegel Rheinfelden/Rhein eine sog. Anteil-Laufzeiten-Methode an, die über eine Frontenklassifikation den zeitlich-räumlichen Ablauf von Niederschlagsfeldern statistisch berechnet /29/. Ein solches fallspezifisches Vorgehen ist stets dann angebracht, wenn bei extrem kurzen Zeitintervallen langjährige Punkt- und Flächenmittelwerte als charakteristische Niederschläge nicht in Frage kommen.

Der vorliegende Beitrag kann nur als Sachstandsbericht verstanden werden. Die den wenigen bekannten Untersuchungen zur Rechengenauigkeit angefügten Ergebnisse aus dem Neckargebiet sollten in mehrfacher Hinsicht noch ergänzt und erweitert werden. Ich denke dabei an eine Ausdehnung auf weitere Gebiete und eine Radar-Unterstützung; auch ist die Stichprobenzahl zu erhöhen, der Streubereich statistisch festzulegen und das Zeitintervall zu variieren. Von ebensolcher Dringlichkeit ist die Prüfung des Punktmessfehlers und seines Einflusses auf das Rechenergebnis.

Literatur

- / 1/ Attmannspacher, W.: Moderne Punkt- und Flächenniederschlagsmessmethoden. 9. Fortbildungslehrgang für Hydrologie des DVWW in Murnau, 1977 (auch als Bericht des Deutschen Wetterdienstes Nr. 146 erschienen).
- / 2/ Meinardus, W.: Eine einfache Methode zur Berechnung klimatologischer Mittelwerte von Flächen. Meteorolog. Zeitschr. 6, Jg.17, 1900, 241-275
- / 3/ Thiessen, A.H.: Precipitation of large areas. Monthly Weather Review 39, 1911, 1082-1084
- / 4/ Foster, E.E.: Rainfall and Runoff. Macmillan Comp., New York, 1949, 487 S.
- / 5/ Horton, R.E.: Rational Study of Rainfall Data. Eng. News-Record, Vol. 79, No.5, 1917, S.211-213
- / 6/ Horton, R.E.: Accuracy of areal Rainfall Estimates. Monthly Weather Review 51, 1923, 348-353
- / 7/ Schroeder G.: Die wasserwirtschaftliche Generalplanung. Veröffentlichung der Forschungsanstalt für Gewässerkunde, Windelsbleiche bei Bielefeld, 1948, 186 S.
- / 8/ Akin, J.E.: Calculation of mean areal Depth of Precipitation. Journal of Hydrology 12, 1971, 363-376
- / 9/ NOAA: National Weather Service River Forecast System. Forecast Procedure (Technical Memorandum NWS HYDRO-14), Washington DC, 1972, 250 S.
- /10/ Wilke, K.: Bericht an die DFG (Deutsche Forschungsgemeinschaft, unveröffentlicht), 1972
- /11/ Deutscher Wetterdienst: Gebietsniederschläge, Nr.1, monatliche und jährliche Gebietsniederschlagshöhen im deutschen Donaugebiet von 1931 bis 1960 und Mittelwerte für den genannten Zeitraum. Bearbeitet von H.H. Johannsen und H. Kumm, 1978, 72 S.
- /12/ Deutsche Forschungsgemeinschaft: Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland, Bad Godesberg, 1979
- /13/ Rosemann, H.J.: Die Hochwasservorhersage auf der Grundlage eines mathematischen Niederschlag-Abfluss-Modells. Schriftenreihe des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft, Nr. 5, 1977
- /14/ Mendel, H.G.: Die Berechnung von Gebietsniederschlägen. Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, H. 6/21, 1977, S.129-141
- /15/ Vahl, H.: Erforderliche Stationsdichte von Niederschlagsmessstationen für wasserwirtschaftliche Planungen bei Verwendung neuerer Berechnungsverfahren. Mitteilungen des Leichtweiss-Institutes 29, Braunschweig, 1970, 150 S.
- /16/ Kwan, J. Y., J. P. Riley und R. A. Amisal: A digital Computer Program to plot isohyetal maps and calculate volumes of precipitation. LAHS 80, Gentbrugge, 1968
- /17/ Wiesner, C.J.: Hydrometeorology. London 1970, 232 S.

- /18/ Schultz, G.A.: Bestimmung theoretischer Abflussganglinien durch elektronische Berechnung von Niederschlagskonzentrationen und Retention. Bericht 11 des Oscar von Miller Institutes, München 1968, 108 S.
- /19/ Hutchinson, P. und W.J. Walley: Calculation of areal Rainfall using finite element technique with altitudinal corrections. IASH Bull. H.17, 3, (10/1972), 259-272
- /20/ Singh, V.P. und Y.K. Birsoy: Studies on Rainfall-Runoff Modelling, 1. Estimation of Mean Areal Rainfall. WRI-Report No.061, 1975, 70 S.
- /21/ Huff, F.A. und J.C. Neill: Rainfall Relations on Small Areas in Illinois. III. State Water Surv. Bull. 44, 1957, 61 S.
- /22/ Edwards, K.A.: Estimating Areal Rainfall by Fitting Surfaces to Irregularly Spaced Data. WMO No.326, 1972, 565-587
- /23/ Kern, H.: Zur Frage der Zuverlässigkeit von Gebietsniederschlägen. Wasser und Boden 9, 1956, 312-313
- /24/ Toebes, C. und V. Ouryvaev, Unesco: Representative and Experimental Basins. Studies and Reports in Hydrology 4, 1970, 348 S.
- /25/ US Weather Bureau: Thunderstorm Rainfall. Hydrometeorological Report No.5, 1947, USWB, 331 S.
- /26/ Karbaum, H.: Der Niederschlag als Wasserhaushaltsgrösse. Abhandlungen des meteorologischen Dienstes der Deutschen Demokratischen Republik, Nr. 86, Band 11, 1969, S.7-66
- /27/ Linsley, R.K. und M.A. Kohler: Variations in Storm Rainfall over Small Areas. Trans. Am. Geophys. Union, Vol.32, 2, 1951, 245-250
- /28/ Huff, F.A.: Sampling Error in Measurement of Mean Precipitation. Journal of Applied Meteorology, Vol.9, 1970, S.35-49
- /29/ Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich: Kurzfristige Abflussprognosen für den Rhein bei Rheinfelden. Bericht Nr. 100.27 vom März 1978 (institutsinterne Arbeitsvorlage).

Adresse des Verfassers:

Dr. H.G. Mendel
Bundesanstalt für Gewässerkunde
Postfach 390
D-54 Koblenz

SCHNEEDECKENABLATION UND GRADTAGE IM
VERSUCHSFELD WEISSFLUHJOCH

M. de Quervain, Davos/Weissfluhjoch

Einleitung

Die Beziehung der Schneeablation zur Lufttemperatur ist in den letzten Jahrzehnten von verschiedenen Autoren behandelt worden, und hat unter der Bezeichnung "Gradtagverfahren" zu praktischen Rezepten für die Berechnung des Schneeabflusses geführt. Th. Zingg (1951) hat, von Lysimetermessungen im Versuchsfeld Weissfluhjoch ausgehend, die einfache Formel gewonnen:

$$(1) \quad A = 4.5 T$$

- A Schmelzwasserabfluss (mm) über eine längere Periode (Wochen, Monate)
- T Summe der positiven Tagesmitteltemperaturen der Luft über dieselbe Periode (°C).

Die Basisuntersuchung stammt von einem horizontalen Feld. Die Anwendung wird allgemein aber auch auf ein variables Relief bezogen, wobei alle Expositionen in ungefähr gleichem Ausmass vertreten sein sollen.

Die vorliegende Studie dient der Abklärung, inwieweit die seitherigen, jahrelangen Schneedeckenuntersuchungen von Weissfluhjoch diese Beziehung bestätigen, und im besonderen, ob der mit dem Zahlenwert 4.5 angegebene Gradtagfaktor, den wir fortan mit a bezeichnen, noch von einfach zu erfassenden äusseren Parametern abhängt. Martinec (1960, 1975) hat z. B. eine Abhängigkeit von der Schneedichte festgestellt, und Herrmann (1978), bei kleiner Schneemächtigkeit, eine solche von der Schneehöhe.

Bevor auf diese Fragen eingetreten wird, muss vorausgeschickt werden, dass die Gradtagbeziehung nicht immer in gleicher Weise definiert und abgeleitet wird. Die Grösse A wird entweder - wie durch Zingg - als Abfluss, d. h. als aus dem Wasserwert der Schneedecke ausgeschiedenes flüssiges Wasser, oder als oberflächliche Schmelzwasserproduktion betrachtet. Zwischen Abfluss und

Schmelzwasserproduktion steht die Wasserretentionsfähigkeit der Schneedecke. Nimmt sie während der betrachteten Periode zu, liegt die Abflussrate unter der Schmelzrate und umgekehrt. Ist die Schneedecke noch nicht, wie allgemein vorausgesetzt wird, isotherm, d. h. enthält sie noch Schichten negativer Temperatur, dann bleibt der Abfluss trotz aktiver Schmelzwasserproduktion praktisch aus. Wenn für A die gesamte thermisch bedingte Ablation angesetzt wird, geht auch der Wasserdampfaustausch mit der Atmosphäre in die Bilanz ein, und dies dürfte zumeist der Fall sein, da die Schmelzrate für sich allein kaum erfassbar ist. Schliesslich wird auch der "Gradtag" verschieden definiert, sei es als Mittelwert des Zeitintegrals der Temperatur über einen Tag oder als Tagesmittel von Terminwerten, wobei negative Temperaturen als solche eingesetzt oder durch 0° substituiert werden. Wir werden, schon aus Vergleichsgründen, wie Zingg den Gradtag als Dreiermittel der Terminbeobachtungen (einschliesslich negativer Werte) berechnen und Tage mit negativen Temperaturmitteln temperaturmässig aus der Gradtagsumme eliminieren.

Die tatsächlichen Prozesse, die bei der Ablation eine Rolle spielen, insbesondere die ganze Energiebilanz, sind durch zahlreiche Arbeiten verschiedener Autoren bis in Einzelheiten theoretisch und experimentell untersucht worden. Die Erfassung der komplexen Vorgänge fordert bekanntlich einen erheblichen instrumentellen und rechnerischen Aufwand, sodass Gesamtanalysen nur für ausgesuchte Standorte und Perioden zur Verfügung stehen. Hier sollen nur einige vereinfachte, theoretische Ueberlegungen angesetzt werden, um die Brücke zwischen der Gradtagbeziehung und den einzelnen effektiven Vorgängen zu schlagen.

Theoretische Ueberlegungen

Schmelzwasserproduktion und Dampfaustausch zusammen sind nach Erreichen der Isothermie proportional zur gesamten (positiven) Energiebilanz der Schneedecke. Diese setzt sich ihrerseits zusammen aus

- Uebergang fühlbarer Wärme zwischen Atmosphäre, Schnee und Boden
- Strahlungsbilanz (kruzwellig und langwellig)
- Bilanz der latenten Wärme (Verdunstung, Kondensation).

Dabei ist zu beachten, dass der Strom der latenten Wärme aus den Quellen der Advektions- und Strahlungswärme gespiesen und durch die Luftfeuchtigkeit gesteuert wird (Lang 1978).

Unter Vernachlässigung des geringen Bodenwärmestromes gilt für die für das Schmelzen verfügbare Energiebilanz E vereinfacht

$$(2) \quad E = f(u) \cdot T + S_g(1 - \alpha) + S_T + Q_L \quad (\text{J/m}^2\text{d})$$

$f(u) T$ Wärmeübergang Luft-Schnee bei der Temperaturdifferenz Luft-Schnee T und der Windgeschwindigkeit u. (Funktion f(u) abhängig u. a. von der Messhöhe für T und u) (Siehe Gl. 8)

S_g Globalstrahlung

α Albedo

S_T Langwellige Strahlungsbilanz (allg. negativ)

Q_L Bilanz der latenten Wärme (Verdunstung/Kondensation)

Es ist hier zweckmässig, Tageswerte gemittelt über längere Zeitabschnitte zu betrachten. Die mittlere tägliche Schmelzrate A_S in $\text{kg/m}^2\text{d}$ (= $\text{mm H}_2\text{O/d}$) ist dann $A_S = E/L$ (L Schmelzwärme von Eis). Sofern der Abfluss A mit der Schmelzrate gleichgesetzt und für T die positive Tagesmitteltemperatur als Temperaturdifferenz gegen schmelzendes Eis angesetzt werden darf, kann Gleichung (2) der Gradtagbeziehung (4) gegenübergestellt werden.

$$(3) \quad A = A_S = \frac{1}{L} \{ f(u) T + S_g (1 - \alpha) + S_T + Q_L \}$$

$$(4) \quad A = a T \quad a \text{ Gradtagfaktor } (\text{mm H}_2\text{O/d } ^\circ\text{C})$$

Damit wird der Gradtagfaktor:

$$(5) \quad a = \frac{f(u)}{L} + \frac{S_g (1 - \alpha) + S_T + Q_L}{L T} = a^* + \frac{B}{T}$$

Er ist also, wie zu erwarten, abhängig von den Komponenten der Energiebilanz und im besonderen von der Temperatur T. Die Gradtagbeziehung müsste also zunächst lauten:

$$(6) \quad A = a^* T + B \quad (\text{Fig. 1}),$$

und nur wenn sich B darstellen lässt als

$$(7) \quad B = C T,$$

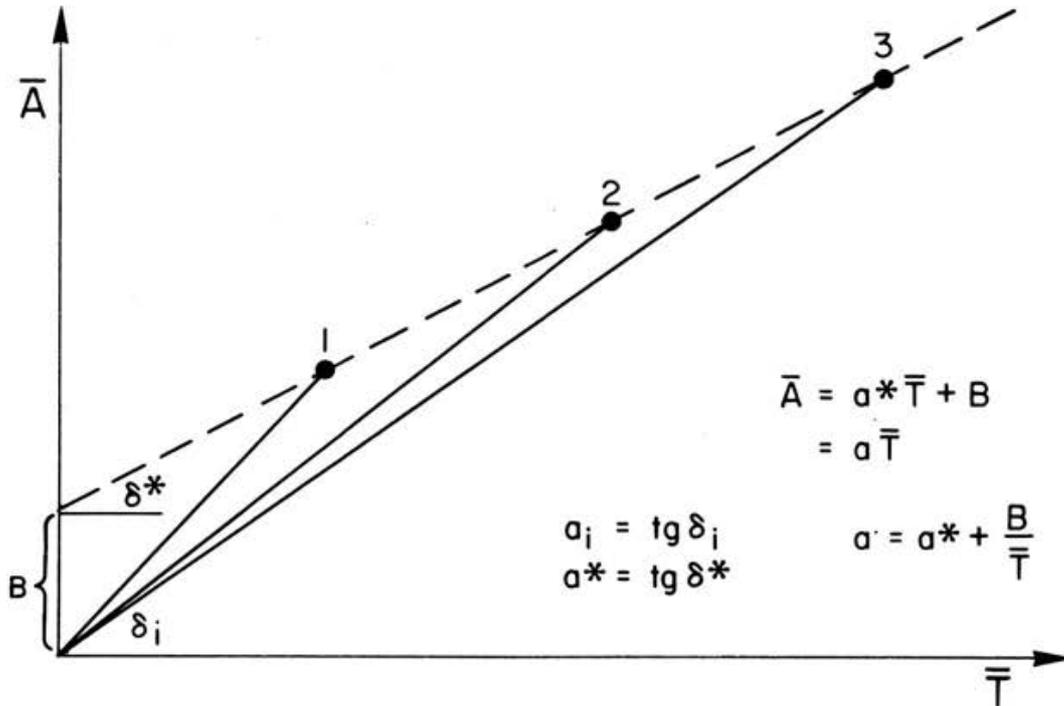


Fig. 1. Schematische Gradtagbeziehungen $\bar{A} = a \bar{T}$ und $\bar{A} = a^* \bar{T} + B$ (\bar{A} Abfluss bzw. Ablation, \bar{T} positive Lufttemperatur); Abnahme von a mit zunehmender Temperatur.

wäre die Beziehung (1) mit $a = a^* + C$ realisiert. Gleichung (7) bedeutet aber, dass Globalstrahlung, langwellige Strahlungsbilanz und latente Wärme proportional zu T sein müssten und die Albedo gemäss $\alpha = 1 - \text{const} \cdot T$ mit der positiven Lufttemperatur abnimmt. Tendenzen in dieser Richtung können für die kurzwellige Globalstrahlung und die Albedo geltend gemacht werden, nicht aber für die langwellige Bilanz.

Die Gleichsetzung von Schmelzrate und Abfluss setzt voraus, dass jedes geschmolzene Eisquantum und nur dieses innerhalb der Messperiode als Wasser aus der Schneedecke ausscheidet. Abweichungen sind in zweifacher Hinsicht möglich: Wenn die Schneedecke noch nicht bis zur Gleichgewichtsfeuchte (allg. je nach Schneestruktur 5 - 25 %) mit Wasser angereichert ist, hält sie entsprechende Wassermengen zurück. Andererseits gibt jede geschmolzene Schneesicht zusätzlich zum Schmelzwasser den gespeicherten Flüssigwasserwert frei in den

Abfluss. Die Schmelzwärme von Nassschnee ("thermal quality" nach W. T. Wilson 1941) ist ja im Verhältnis des Wassergehaltes kleiner als diejenige von Eis. Diese Effekte führen je nachdem zu einer Verminderung oder Erhöhung des aus dem Abfluss bestimmten Gradtagfaktors.

In unseren Untersuchungen wird nun nicht der Abfluss eingesetzt, sondern die Differenz des Wasserwertes der Schneedecke zu fixen Terminen, und damit die gesamte Ablation der Zwischenzeit einschliesslich der Veränderung der Wasserretention und der Verdunstung. Diese werden also in die Gradtagbeziehung eingebaut. Niederschlag ist, wie im nächsten Abschnitt gezeigt, gesondert zu behandeln.

Beobachtungsmaterial

Das hier verwendete Material ist den seit Jahrzehnten getätigten laufenden Wetter- und Schneebeobachtungen von Weissfluhjoch entnommen und grösstenteils in den Winterberichten des Eidg. Institutes für Schnee- und Lawinenforschung publiziert (Th. Zingg, P. Föhn 1957-77). Für gewisse Daten musste auf die Originalprotokolle zurückgegriffen werden. Es zeigt sich hier wieder die grosse Bedeutung von sorgfältigen, umfassenden und kontinuierlichen Beobachtungen. Die zitierten Autoren und andere Mitarbeiter haben sich um dieses Material sehr verdient gemacht.

Es ging darum, im Versuchsfeld Weissfluhjoch (2540 m ü. M.) während einer Anzahl von Ablationsperioden der temperierten (isothermen) Schneedecke, die allgemein im Zeitraum von Anfang Mai bis Mitte Juli anzutreffen ist, in geeigneten durch die ca 14-tägigen Profilgrabungen begrenzten Zeitabschnitten die Wasserwertverluste festzustellen und mit den zugehörigen Gradtagsummen in Beziehung zu bringen. Daneben sind noch weitere für den Ablationsprozess wichtige Elemente berücksichtigt worden, von denen allerdings Albedo, Windprofil, langwellige Strahlungsbilanz und Dampfaustausch sowie Feuchtwerte des Schnees leider nicht laufend verfügbar sind.

Ausgezogen wurden folgende Daten:

Schneedecke:

- Gesamtschneehöhe H_S und zugehöriger Wasserwert H_W zu den Profilterminen von Mitte Mai bis Mitte Juli (ca 1. und 15. des Monats)
- Höhe und Wasserwert eines während des Ablationsabschnittes teilweise abge-

bauten, durch einen Faden markierten oberflächlichen Schichtpaketes.

- Mittlere Schneedichten, berechnet aus dem Wasserwert und der Schneehöhe. Da im Bereich benachbarter Profilgrabungen Schneehöhendifferenzen von einigen Zentimetern auftreten, wurden alle Wasserwerte (auch die Schichtwerte) auf die Schneehöhe am zentralen Standardschneepegel umgerechnet.

Niederschlag: Der Niederschlag aller Tage während der Ablationsperiode muss in der Wasserwertbilanz der Schneedecke berücksichtigt werden.

- Neuschnee H_N . Die täglichen Werte, gemessen auf dem Neuschneebrett (Versuchsfeld), sind in mm Wasserwert zur Wasserwertdifferenz hinzuzuzählen.
- Regen H_R . Tägliche Pluviographenwerte (abzüglich Neuschnee) sind mit der Regentemperatur in Schmelzwerte umzurechnen und von der Wasserwertdifferenz abzuzählen.

Lufttemperatur T: Da der Thermograph des Versuchsfeldes keine zuverlässigen Absolutwerte liefert (Aufheizung der Hütte), sind die Mittelwerte der 3 Terminbeobachtungen von Weissfluhjoch (2700 m ü.M., Schleuderpsychrometer) auf das Versuchsfeld (2540 m) übertragen worden. Als Basis diente eine Untersuchung von Th. Zingg (1948) über die Temperaturbeziehung zwischen Weissfluhjoch Gipfelgrat und Versuchsfeld. Der in Rechnung gestellte Temperaturzuschlag beträgt + 1.0 °C. In den Gradtagsummen und Mittelwerten sind nur Tage mit positiven Mitteltemperaturen enthalten.

Wind: Mittlere Tageswerte der Windgeschwindigkeit u von Weissfluhjoch (Gipfel), über die Ablationsabschnitte gemittelt (orientierungshalber beigelegt).

Strahlung S: Summen und Mittelwerte der Globalstrahlung S für die gewerteten Ablationstage (Index g im weiteren weggelassen). Messung auf Weissfluhjoch (Institutsdach) bis 1970 mit Aktinographen Robitzsch oder Casella, anschliessend mit einem Pyranometer Observatorium Davos. Da vor allem relative Beziehungen interessieren, wurde von einer Umrechnung auf das Versuchsfeld (mit reduziertem Tagbogen) abgesehen. Hingegen mussten wegen offensichtlicher Verschiebungen in den Eichfaktoren Eichkorrekturen vorgenommen werden.

Bei der Bearbeitung der Wasserwerte trat in den späten Juni- und Juliprofilen an der Basis der Schneedecke öfters ein wassergesättigter Schneesumpf von 10-20 cm Höhe störend in Erscheinung. Die oberen Schichtwerte dürften daher die

Ablationsverhältnisse besser wiedergeben als die Gesamtschneedecke.

Resultate

Tabelle 1 enthält das verarbeitete Zahlenmaterial mit den nach Gleichung (4) berechneten Gradtagfaktoren. Alle durch einen Querstrich gekennzeichneten Mittelwerte beziehen sich auf die n Tage jedes Ablationsabschnittes mit positiver Tagesmitteltemperatur. In den Doppelkolonnen der Zeilen g) bis l) gilt die linke Spalte für die aus der ganzen Schneehöhe berechneten Werte, die rechte Spalte für ein oberflächliches, durch einen Faden markiertes Schichtpaket.

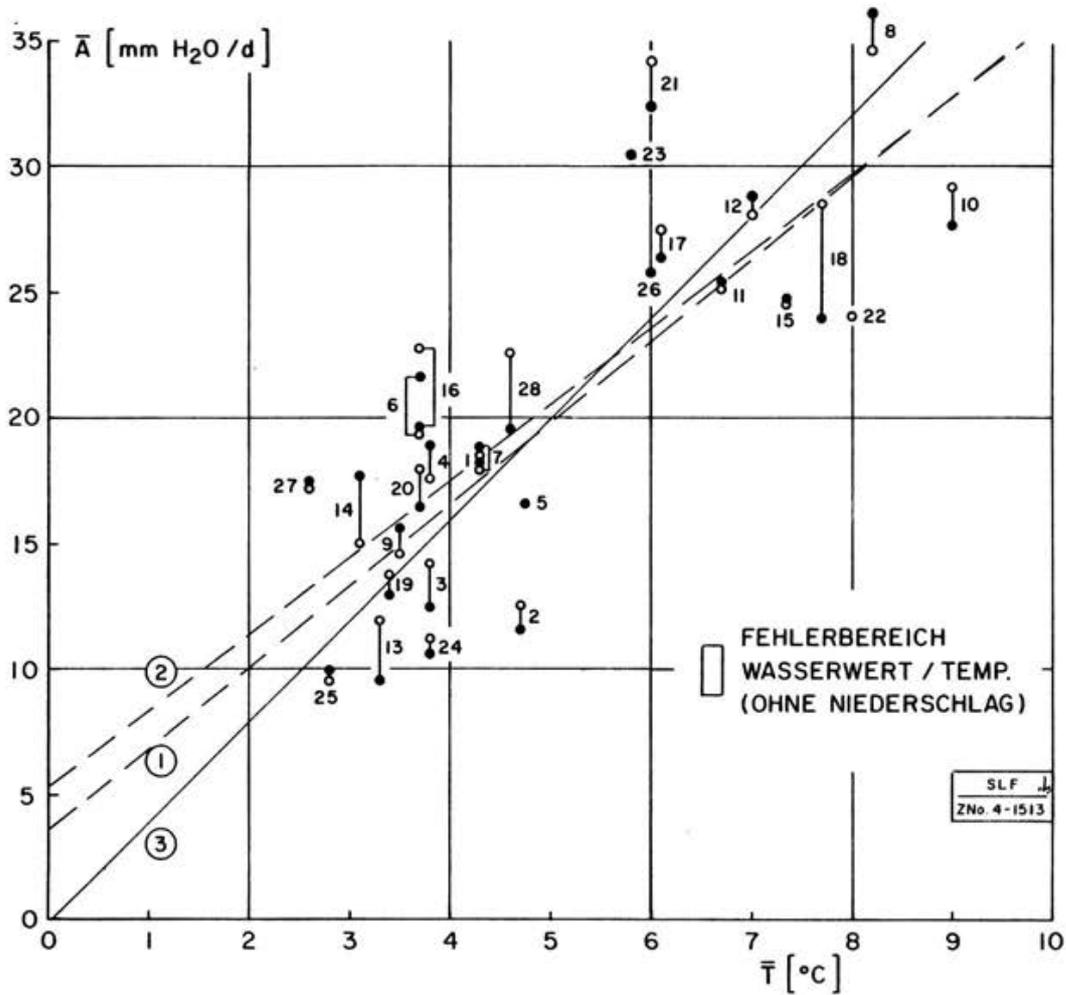


Fig. 2 Mittlere tägliche Ablation (Wasserwertverluste) \bar{A} der Gesamtschneedecke (Punkte) und der oberen Schichten (Kreise) in Abhängigkeit von der mittleren positiven Lufttemperatur \bar{T} . Ausgewählte Zeitabschnitte (Nr. gemäss Tabelle 1). Versuchsfeld Weissfluhjoch/Davos (2540 m). Regressionsgeraden 1 und 2 für Punkte, bzw. Kreise. Gerade 3 durch den Nullpunkt $\bar{A} = a \bar{T}$.

Tabelle 1 . Wetter- und Schneedaten
 für ausgewählte Ablationsperioden 1957-1977.
 Doppelkolonnen (g) bis 1): links: Gesamtschneedecke
 rechts: Oberes Schichtpaket

	①	②	③	④	⑤	⑥	⑦	⑧
a) Ablationsperiode	1957 31.5. - 17.6.	1958 5.5. - 19.5.	1958 19.5. - 2.6.	1958 2.6.-17.6.	1958 17.6.-2.7.	1960 2.5.-16.5.	1960 31.5.-17.6.	1961 16.6.-30.6.
b) Anzahl Tage n	16	12	14	12	13	7	17	14
c) Temperatur $\sum T$ n \bar{T} , (\bar{T}_n) (°C)	68,4 4,3 (3)	56,6 4,7 (-)	53,4 3,8 (1,5)	46,0 3,8(1,5)	61,7 4,7(3)	25,9 3,7(4,5)	73,0 4,3(4)	114,2 8,2(6,3)
d) Niederschlag Schnee $\sum H_N$ (mm) n Regen $\sum H_R$ (mm) n	49,6 23,9	22,6 1,5	2,2 25,2	26,4 34,5	32,9 52,0	8,1 7,0	21,7 92,1	0 57,1
e) Wind \bar{u} (m/s)	3,3	3,8	2,9	(2,4)	2,1	3,9	3,9	3,3
f) Globalstrahlung $\sum S$ (J/cm ²) n \bar{S} (J/(cm ² d))	32485 2030	25900 2158	32534 2324	29949 2496	25213 1939	17200 2457	37054 2180	37806 2700
g) Schnee- bzw. Schichthöhe Anfang H_{S1} (cm) Ende H_{S2} (cm)	149 85	82 14	200 152	64 17,5	152 98	80,5 33	98 74	59 36
h) Wasserwert Anfang H_{M1} (mm) Ende H_{M2} (mm)	630 387	326 79	794 678	211 82	678 504	361 163	504 379	303 194
i) Dichte $\bar{\rho}$ (kg/m ³)	439	482	421	400	480	471	514	525
k) Ablation (total) A (mm) \bar{A} (mm/d)	292 18,3	295 18,5	139 11,6	151 12,6	175 12,5	200 14,3	227 18,9	211 17,6
l) Gradtagfaktor a = \bar{A}/\bar{T} (mm/°Cd)	4,3	4,3	2,5	2,7	3,3	3,8	4,9	4,6

Tabelle 1. Fortsetzung

	(19)	(20)	(21)	(22)	(23)	(24)	(25)	(26)	(27)	(28)
	1971 1.5.-14.5.	1973 17.5.-5.6.	1974 1.7.-16.7.	1975 2.7.-16.7.	1975 16.7.-29.7.	1976 30.4.-17.5.	1976 17.5.-2.6.	1976 2.6.-20.6.	1977 16.5.-1.6.	1977 1.6.-16.6.
a)	1971 9	19	15	14	13	11	12	14	14	12
b)	9	19	15	14	13	11	12	14	14	12
c)	30,4	70,8	90,6	111,5	74,9	42,1	33,7	84,4	36,6	55,7
	3,4(3)	3,7(3,5)	6,0(5)	8,0(5)	5,8(2,5)	3,8(1)	2,8(2)	6,0(5)	2,6(2)	4,6(3)
d)	34,3	17,7	2,9	0,2	16,5	41,2	56,1	13,0	15,4	29,1
	8,0	16,4	64,4	53,3	68,6	2,8	7,0	15,4	12,7	9,6
e)	2,4	3,2	2,9	1,8	4,3	2,1	3,0	3,8	3,1	3,2
f)	18715	43725	31942	27483	23943	24103	21514	30966	30420	25271
	2079	2301	2129	1963	1842	2191	1793	2212	2173	2106
g)	155	176	154	153	68	139	100	88	238	173
	40,5	124	134	122	0	49	47	0	100	81
	122	97	59	68	0	23	36	-	173	34
	14,2	46	39	33	-	100	88	-	173	42
h)	641	741	521	498	382	498	203	357	1024	795
	153	521	696	498	0	169	203	357	421	374
	558	445	195	157	0	86	144	(9)	795	589
	63	195	184	157	0	86	144	(9)	194	131
i)	436	440	422	442	390	359	413	(406)	445	424
	410	422	496	442	390	359	416	(406)	441	424
k)	117	124	313	343	486	511	396	338	244	272
	13,0	13,8	16,5	18,0	32,4	34,1	30,5	24,1	17,5	22,6
	13,8	18,0	32,4	34,1	30,5	34,1	30,5	25,8	17,3	19,6
l)	3,8	4,1	4,4	4,8	5,4	5,6	5,3	3,0	6,7(·)	4,2
	4,1	4,8	5,4	5,6	5,3	2,9	3,4	-	6,6(·)	4,9

Fig. 2 zeigt die Beziehung der mittleren Tageswerte von Ablation (\bar{A}) und Temperatur \bar{T} . Punkte beziehen sich auf die ganze Schneedecke, Kreise auf die Oberschicht; wenn verbunden, gehören sie zum gleichen Zeitabschnitt. Der eingezeichnete Fehlerbereich betrifft zufällige Fehler in der Bestimmung der Wasserwertdifferenz und der Temperatur (ca 2/3 des max. Fehlers). Nicht einbezogen sind von Fall zu Fall sich verschieden auswirkende Fehler des störenden Niederschlages. Ablationsabschnitte mit Schneefall von ähnlichem Ausmass wie der Ablationsbetrag wurden gar nicht in Betracht gezogen.

Die Regressionsgeraden 1 - 3 bedeuten:

- | | | |
|---|-----------------------------|---|
| 1 | $\bar{A} = a^* \bar{T} + b$ | (mm H ₂ O/d) Gesamtschneedecke (Punkte)
$a^* = 3.21, b = 3.74, r = +0.79$ |
| 2 | $\bar{A} = a^* \bar{T} + b$ | Oberschichten (Kreise)
$a^* = 3.02, b = 5.40, r = +0.82$ |
| 3 | $\bar{A} = a \bar{T}$ | Gerade durch den Nullpunkt (kleinste Quadrate bez. Messpunkte)
Schneedecke: $a = 4.01$, Oberschichten: $a = 3.97$. |

Fig. 3 veranschaulicht die Beziehung zwischen Ablation \bar{A} der Oberschichten und Globalstrahlung \bar{S} . Die Regressionsgerade lautet $\bar{A} = 0.0073 \bar{S} + 4.11$ (mm/d), $r = +0.26$.

Fig. 4 zeigt die Beziehung zwischen Temperatur \bar{T} und Globalstrahlung \bar{S} mit der Regressionsgeraden $\bar{T} = 0.0022 \bar{S} + 0.22$, $r = +0.30$. Ueber den Messpunkten sind die Ablationswerte (Tagesmittel in mm/d) der zugehörigen Zeitabschnitte eingetragen.

Diskussion

Das allgemeine Bild aller Messpunkte (Fig. 2) bestätigt mit der Geraden 3 die Gradtagbeziehung von Zingg mit einem etwas kleineren Gradtagfaktor ($a = 4.0$ statt 4.5). Die Streuung ist allerdings wesentlich grösser als bei den Zingg'schen Lysimetermessungen und enthält zweifellos systematische Einflüsse.

Die echten Regressionsgeraden 1 und 2 schneiden die Ordinate im Bereich $\bar{A} = 4 \div 5$ mm/d, theoretisch zu deuten als strahlungs- und verdunstungsbedingte Ablationsrate bei der Temperatur 0 °C (Die für die Oberschichten gültige Gera-

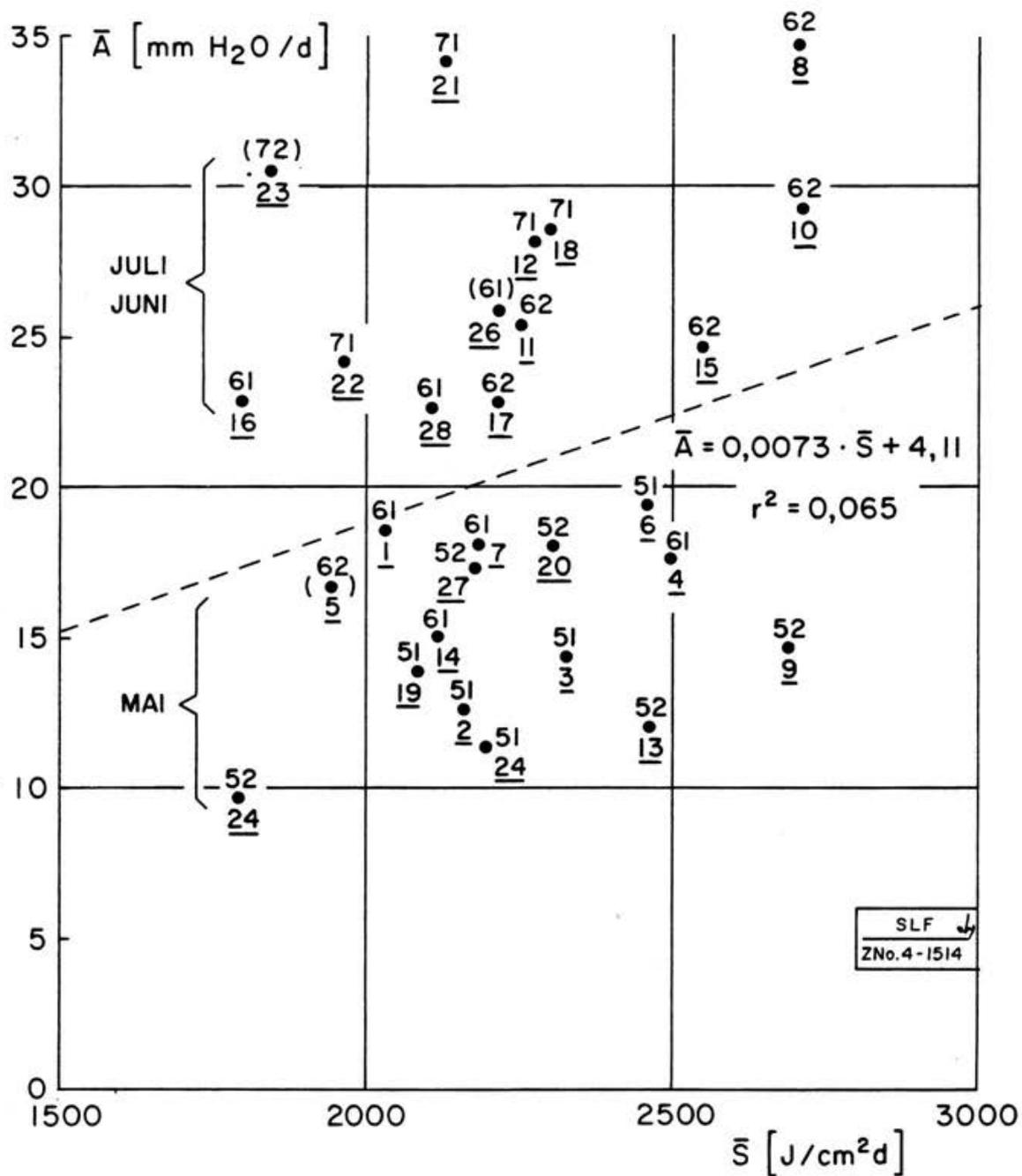


Fig. 3. Beziehung Ablation \bar{A} (Oberschichten) - Globalstrahlung \bar{S} . Unterstrichen: Nr. der Zeitabschnitte (Tabelle 1), Zahlen oberhalb Punkten: Monat und Monatshälfte (z. B. 62 = Juni, 2. Hälfte).

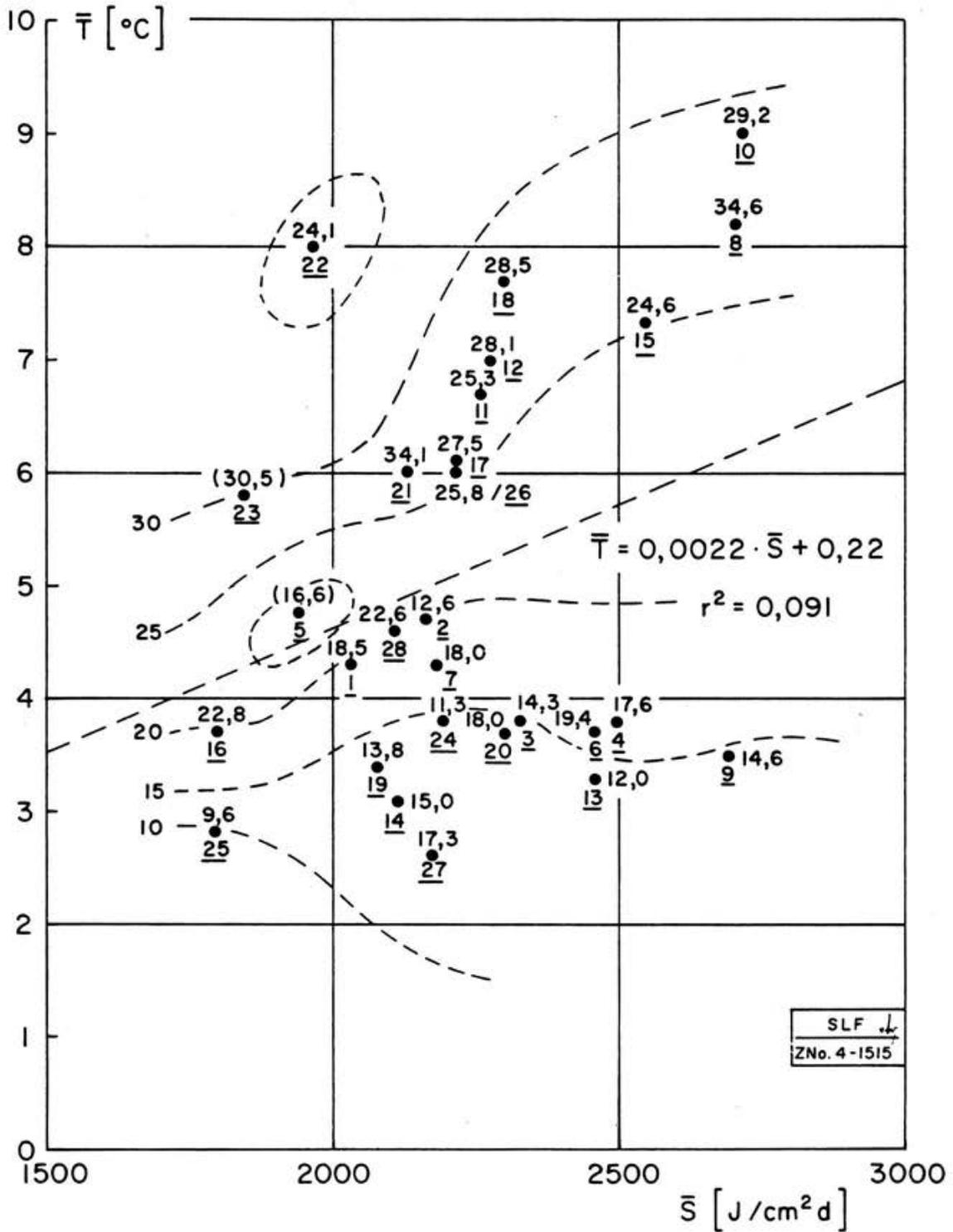


Fig. 4 Beziehung Gradtagtemperatur - Globalstrahlung. (Mittel über Ablationsabschnitte). Unterstrichen: Nummer der Zeitabschnitte (Tabelle 1). Zahlen oberhalb Punkten: mittlere tägliche Ablation \bar{A} (mm/d). Andeutungsweise: Linien gleicher Ablation.

de 2 ist als etwas zuverlässiger zu werten). Inbezug auf diese Regressionsgeraden mit der Neigung $a^* = 3.02$ nehmen die a -Werte mit wachsender Temperatur ab (schematische Fig. 1). Mit $r = +0.82$ ist die Korrelation noch recht deutlich. Herrmann (1978) findet im Lainbachtal mit $\bar{A} = 2.75 \bar{T} + 3.51$ eine sehr ähnliche Beziehung.

Bezieht man die Globalstrahlung in die Betrachtung ein, so ist kein unmittelbarer Zusammenhang mit der Ablation zu erkennen (Fig. 3). Die Korrelation zwischen \bar{A} und \bar{S} beträgt nur $+0.26$, desgleichen ist die Mitteltemperatur \bar{T} mit der mittleren Globalstrahlung \bar{S} mit $r = +0.30$ nur andeutungsweise positiv korreliert (Fig. 4). H. Lang (1976) macht dieselbe Feststellung auf dem Aletschgletscher.

Im Diagramm \bar{T}/\bar{S} sollte durch Linien gleicher Ablation der Einfluss von Temperatur und Globalstrahlung mindestens qualitativ separiert werden können. Die Isolinien zeigen im wesentlichen die dominierende Zunahme der Ablation mit der Temperatur und eine eher gegenläufige Beziehung zur Globalstrahlung, vor allem im höheren Temperaturbereich.

Der Schlüssel zu diesem, auf den ersten Blick befremdlichen Verhalten muss u. a. in den nicht verfügbaren Parametern (Albedo, langwellige Strahlungsbilanz, latente Wärme) und eventuell beim Wind liegen. Spürt man einzelnen, stark abweichenden Messpunkten nach, dann lassen sich zwanglos einige qualitative Begründungen ableiten.

In den Ablationsabschnitten Nr. 25 und 27 beispielsweise, beide von Mitte Mai bis Anfang Juni dauernd, ist bei nahezu gleicher Mitteltemperatur ein enormer Unterschied in der Ablationsrate festzustellen. Die mittleren Windgeschwindigkeiten sind fast gleich. In der Globalstrahlung liegt Nr. 25 um ca 20% niedriger als Nr. 27. Es zeigt sich sodann, dass praktisch an allen Ablationstagen im Abschnitt 25 frischer, höchstens 3 Tage alter Schnee lag. Die Albedo war also durchwegs hoch. Das Rückhaltevermögen dieses Neuschnees für Schmelzwasser war ebenfalls gross, sodass ein unterdurchschnittlicher Abfluss resultierte. Im Abschnitt Nr. 27 hingegen war der Neuschnee meist spurenhalt, zudem nass und schnell abgebaut, die Albedo also niedrig. Die Bewölkung betrug im Mittel 7/10 und die Feuchtigkeit 85%. Die langwellige Ausstrahlung war somit reduziert während die kurzwellige Globalstrahlung überdurchschnittlich anfiel. Damit erscheint die hohe Ablation begründet.

Ein weiteres Paar mit divergierenden Resultaten bilden die Abschnitte Nr. 8 mit hohem und Nr. 10 mit niedrigem Ablationswert. Beide Perioden verzeichnen die gleiche Globalstrahlung. Im Abschnitt Nr. 8 fiel gar kein Schnee, im Abschnitt Nr. 10 einmal 4 cm und in beiden öfters Regen. Unterschiedlich waren hier vor allem Luftfeuchte, Bewölkung und Wind (Abschnitt Nr. 8: 75%, 8.5/10, 3.3 m/s; Abschnitt Nr. 10: 67%, 5/10, 2.6 m/s). Langwellige Ausstrahlung und Wind dürften also wesentlich an der unterschiedlichen Ablation beteiligt sein.

Um die Grössenordnung der an der Ablation wesentlich beteiligten Komponenten abzuschätzen, soll ein Beispiel synthetisch behandelt werden unter Einführung von plausiblen Annahmen für die fehlenden Parameter.

Ablationsabschnitt Nr. 20 (17.5. -5.6.1973)

Messungen:

Temperatur	$\bar{T} = 3.7^{\circ}$ (red. Wert)
Wind	$\bar{u} = 3.2$ m/s (Institutsgipfel)
Globalstrahlung	$\bar{S} = 2347$ J/cm ² d (Weissfluhjoch)
Ablation	$\bar{A} = 18.0$ mm/d.

Berechnete Komponenten des Energieflusses (siehe Gleichung (2)):

Fühlbare Wärme

$$(8) \quad Q_S = f(u) T = \rho_L c_p k^2 \bar{u} \Delta \bar{T} \left(\ln \frac{z_a - z_o}{z_o} \right)^{-2} \quad (\text{W/m}^2)$$

c_p spez. Wärme der Luft (~ 1 kJ/kg °K)

ρ_L Luftdichte (~ 1 kg/m³)

k Karman'sche Konstante (0.4)

z_a Messhöhe für \bar{u} und \bar{T} über Schneeoberfläche (Annahme 1 m)

z_o Rauigkeitsparameter für Schneeoberfläche (Annahme 10^{-3} m)

$\Delta \bar{T} = \bar{T} - T_S = \bar{T} \quad (T_S = 0^{\circ}\text{C})$

$$Q_S = 1 \cdot 1000 (0.4)^2 \cdot 2 \cdot 3.7 (\ln 10^3)^{-2} \sim 25 \text{ W/m}^2$$

Kurzwellige Strahlungsbilanz

$$S_k = \bar{S} (1 - \alpha) / 8.64 = 2347 \cdot 0.3 / 8.64 \sim 81 \text{ W/m}^2$$

α Albedo (Annahme 0.7)

Langwellige Strahlungsbilanz

$$S_T = - \epsilon \sigma (T_S^4 - T_A^4) = -0.9 \cdot 6.67 \cdot 10^{-8} (273^4 - 263^4) \sim -39 \text{ W/m}^2$$

ϵ Emissionvermögen (Annahme 0.9)

σ Stefan-Boltzmann-Faktor

T absolute Temperatur $T_S = 273 \text{ }^\circ\text{K}$, Schneeoberfläche

$T_A = 263 \text{ }^\circ\text{K}$, Gegenstrahlung (Annahme)

Verdunstungs(Kondensations)wärme

$$Q_L = \frac{V L_V}{86400} = -0.2 \cdot 2834 / 86.4 \sim -7 \text{ W/m}^2$$

V Dampfaustausch (Verdunstung) $-0.2 \text{ kg/m}^2\text{d}$, gerechnet aus Dampfdruckwerten der Ablationsspanne gemäss

$$V = k^2 \bar{u} (E_S - e) (R_D T_K)^{-1} \left(\ln \frac{z_a - z_0}{z_0} \right)^{-2} \quad \text{analog Gl. (8)}$$

L_V Verdampfungswärme von Eis 2834 kJ/kg

Energiebilanz (Mittelwerte über Ablationsabschnitte)

positiv:	Fühlbare Wärme	+ 25 W/m ²
	Kurzw. Strahlung	+ 81 W/m ²
negativ:	Langw. Strahlung	- 39 W/m ²
	Dampfaustausch	- 7 W/m ²
	Bilanz Q	+ 60 W/m ²

$$\text{Schmelzwasserproduktion } W = \frac{Q}{L_S} = \frac{60 \cdot 86.4}{334} \sim 16 \text{ kg/m}^2\text{d} \quad (= \text{mm H}_2\text{O/d})$$

L_S Schmelzwärme von Eis 334 kJ/kg .

Die überschlagsmässig berechnete Schmelzwasserproduktion von 16 mm/d korrespondiert mit dem gemessenen Ablationswert von 18 mm/d, sodass die wenigen zusätzlich getroffenen Annahmen als realistisch erscheinen.

Der Austausch fühlbarer Wärme liefert im Beispiel weniger als die Hälfte der gesamten Energiebilanz. Die langwellige Strahlungsbilanz, die im Bereich von ca -10 bis -80 W/m² variieren dürfte (siehe Ambach 1977) und im Beispiel mit einem mittleren Wert verbucht ist, spielt eine massgebende Rolle. Sie ist mit der kurzwelligem Strahlung insofern gekoppelt, als bei klarem Wetter beide allgemein

gegenläufigen Komponenten in ihren Absolutwerten gross und an trüben Tagen klein sind. So gelangt die Lufttemperatur gleichsam als "Minderheitspartei" zu einer tonangebenden Rolle.

Es wurde versucht, den Dichteinfluss auf den Gradtagfaktor nachzuweisen. In den untersuchten Ablationsabschnitten war allgemein eine verhältnismässig geringe Variation der mittleren Schneedichte festzustellen. Sie bewegte sich meist im Bereich von 400 bis 500 kg/m³ (Extreme: 359 und 751). Die mittleren Dichten der Oberschichten korrelierten gar nicht mit den Ablationsraten der entsprechenden Zeitspannen ($r = -0.04$), was bei den gegebenen Verhältnissen verständlich ist.

Der Dampfaustausch (Verdunstung/Kondensation) ist mengenmässig von untergeordneter Bedeutung und dürfte im Mittel 0.6 mm/d nicht überschreiten (3% des mittleren Tagesabflusses). Die in Lysimetermessungen festgestellten Abflusswerte deuten eher etwas höhere Verdunstungsverluste an (Martinec 1975).

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass die aus dem Wasserwert der Schneedecke ermittelte Ablation im Versuchsfeld Weissfluhjoch gesamthaft einer Gradtagbeziehung folgt, wobei aber für die rund zweiwöchigen Ablationsabschnitte Abweichungen von der Geraden $\bar{A} = a \bar{T}$ von bis zu 30% eintreten können. Sie sind grösstenteils durch die Variation der in der Gradtagformel nicht enthaltenen Ablationsparameter bedingt.

Für wertvolle Diskussionshinweise danke ich meinen Mitarbeitern, insbesondere P. Föhn und J. Martinec.

Literatur

- Ambach W. (1977) Untersuchungen zum Energieumsatz in der Ablationszone des Grönländischen Inlandeises. Nachtrag. Meddelelser om Grønland Bd.187, Nr. 5 (Expédition Glaciologique International au Groenland. EGIG 1957-60, Vol. 4, No. 5)
- Herrmann A. (1978) Schmelzhydrologische Untersuchungen in einem randalpinen Niederschlagsgebiet (Lainbachtal bei Benediktbeuren/Oberbayern). Münchner Geographische Abhandlungen, Inst. für Geographie Univ. München, Bd. 22
- Lang H. (1978) Ueber die Bedeutung der Lufttemperatur als hydro-meteorologischer Informationsträger. Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien Heft 31. 14. Int. Tagung für Alpine Meteorologie, 1976, Rauris.

- Martinec J. (1960) The degree-day factor for snow melt-runoff forecasting.
IUGG Gen. Ass. Helsinki. IAHS Publ. No. 51.
Surface Waters pp. 468-477
- (1975) Snowmelt-runoff model for stream flow forecasts.
Nordic Hydrology, 6, pp.145-154
- Wilson W. T. (1941) An outline of the thermodynamic of snow melt.
U.S. National Research Council. Am. Geophys.
Union. Transactions 1941, Part I.
- Zingg Th. (1948) Temperaturmessungen mit aspir. Psychrometer und
Stationsthermometer in englischer Hütte auf Weiss-
fluhjoch.
Int. Bericht Nr. '64. Eidg. Institut für Schnee- und
Lawinenforschung Davos/Weissfluhjoch.
- (1951) Beziehung zwischen Temperatur und Schmelzwasser
und ihre Bedeutung für Niederschlags- und Abfluss-
fragen.
IUGG Gen. Ass. Brussels. IAHS Publ. Bd. I,
pp 267-269
- Zingg Th. , Föhn P.
Beck E. (1957-77) In "Schnee und Lawinen in den Schweizeralpen"
Winterberichte des Eidg. Institutes für Schnee- und
Lawinenforschung Weissfluhjoch/Davos.

Adresse des Verfassers:

Prof. Dr. M. de Quervain
Eidg. Institut für Schnee- und
Lawinenforschung

CH-7260 Weissfluhjoch-Davos

GLAZIOLOGISCHE ARBEITEN IM ZUSAMMENHANG MIT DEN
SEEAUSBRUECHEN AM GRUBENGLETSCHER,
GEMEINDE SAAS BALEN (WALLIS)

H. Röthlisberger, Zürich

1. Einleitung

Im vorausgehenden Artikel hat Herr Prof. Lichtenhahn den grossen Rahmen der Arbeiten am Grubengletscher gegeben. Hier wird versucht, die spezifisch glaziologischen Aspekte dieser Arbeiten hervorzuheben und einige Einzelheiten festzuhalten aus der unvergesslichen Zeit, als Gemeindebehörde, kantonale und eidgenössische Aemter, unsere Versuchsanstalt und eine Reihe von Privatunternehmungen sich gemeinsam bemühten, einen Wildbach an seinem Ursprungsort im Gletscher unter Kontrolle zu bringen. Es war mir dabei vergönnt, als Sachbearbeiter der VAW, häufig mit anderen Mitarbeitern, in allen wichtigen Phasen dabei zu sein. Bei den Arbeiten waren viele beteiligt, die nicht alle namentlich genannt werden können. Ich möchte es nicht versäumen, ihnen allen an dieser Stelle für die gute Zusammenarbeit zu danken. Insbesondere danke ich meinem Chef, Herrn Prof. Peter Kasser, für die stetige Unterstützung und für seinen persönlichen Einsatz, wenn es darum ging, bei mehreren sich bietenden Lösungen die beste anzustreben.

Ueber die Arbeiten im einzelnen liegen reichlich Unterlagen vor, vor allem in Form von Protokollen und Aktennotizen der Arbeitsgruppe Fällbach/Grubengletscher, letztere mehrheitlich von den Herren Prof. Lichtenhahn und Prof. Kasser verfasst. Sie haben zur Verfolgung der jeweils gesteckten Ziele vorzügliche Dienste geleistet und stellen heute ein äusserst wertvolles Quellenmaterial dar. Besonders erwähnt sei auch das kantonale Amt für Wildbäche und Wasserwirtschaft, das unter der Leitung von Herrn dipl. Ing. J. de Wolff Projektierung und Bauführung (A. Bregy) besorgte.

Im folgenden ist bewusst auf eine chronologische Gliederung verzichtet worden, da es selbst den direkt Beteiligten oft schwer fällt, die Einzelereignisse in zeitlich richtiger Abfolge zu rekapitulieren. Statt dessen ist versucht worden, die

Materie thematisch zu unterteilen. Nach der Einleitung wird im zweiten Kapitel den glaziologischen Hintergründen der Seeausbrüche nachgegangen. Im dritten Kapitel sind die glaziologischen Aspekte bei den baulichen Massnahmen in grösserem Rahmen und im vierten Kapitel glaziologische Einzelprobleme im Verlauf der sich überstürzenden Ereignisse behandelt, wobei zugegeben sei, dass die Zuteilung zum einen oder anderen Kapitel z. T. recht willkürlich erfolgt ist. Im fünften Kapitel wird die mutmassliche Entwicklung des Problems Fällbach diskutiert, gefolgt von den Schlussfolgerungen.

2. Ursachen der Hochwasser des Fällbaches

Wie viele andere Bergdörfer wurde Saas Balen nicht zufällig auf einem Schuttkegel erbaut. Hier war man sicher vor den häufigen Ueberschwemmungen des Talflusses Vispa (siehe z. B. Lütschg, 1926). Doch hat auch der lokale Fällbach immer wieder Verwüstungen im Dorf und auf den Feldern angerichtet. Auch das ist kein Zufall, wirken doch dieselben Prozesse, die primär während Jahrtausenden zur Bildung des Schuttkegels geführt haben, noch heute. Dabei hat im Fall Saas Balen wie bei den jüngsten Ereignissen wohl schon von jeher der Grubengletscher eine besondere Rolle gespielt.

Dieser Gletscher fällt durch eine grosse Anzahl von Tümpeln und kleinen Gletscherseen im Zungengebiet auf, von denen auf der Karte nur die grössten eingetragen sind. Für unsere Belange haben wir die vom Fällbach durchflossenen Seen von unten nach oben nummeriert (Fig. 1). Für den Seenreichtum lassen sich mehrere Gründe angeben. Der wichtigste liegt bei den topographischen Verhältnissen. Sowohl die Gletscherzunge wie ihre Umgebung sind flach, weisen aber ein unruhiges Kleinrelief auf. In den eisbedeckten Gebieten ist dies durch unterschiedliche Schuttbedeckung begründet, ausserhalb in der Unregelmässigkeit der Moränenablagerungen. Von entscheidender Bedeutung für das mehr oder weniger lange Verweilen des Wassers in den Depressionen ist das thermische Regime. Der Grubengletscher liegt im inneralpinen Trockengebiet des Wallis, was u. a. in der sehr hohen Lage des Zungenendes auf 2770 m zum Ausdruck kommt: Entsprechend der grossen Meereshöhe und wegen verstärkten Eindringens der Winterkälte bei geringer Schneebedeckung kommt verbreitet Permafrost vor mit Temperaturen sowohl im Schutt wie im Eis von wenigen Graden unter dem Gefrierpunkt (Haeberli, 1976); auch der unmittelbar nördlich der Zunge gelegene aktive Blockglet-

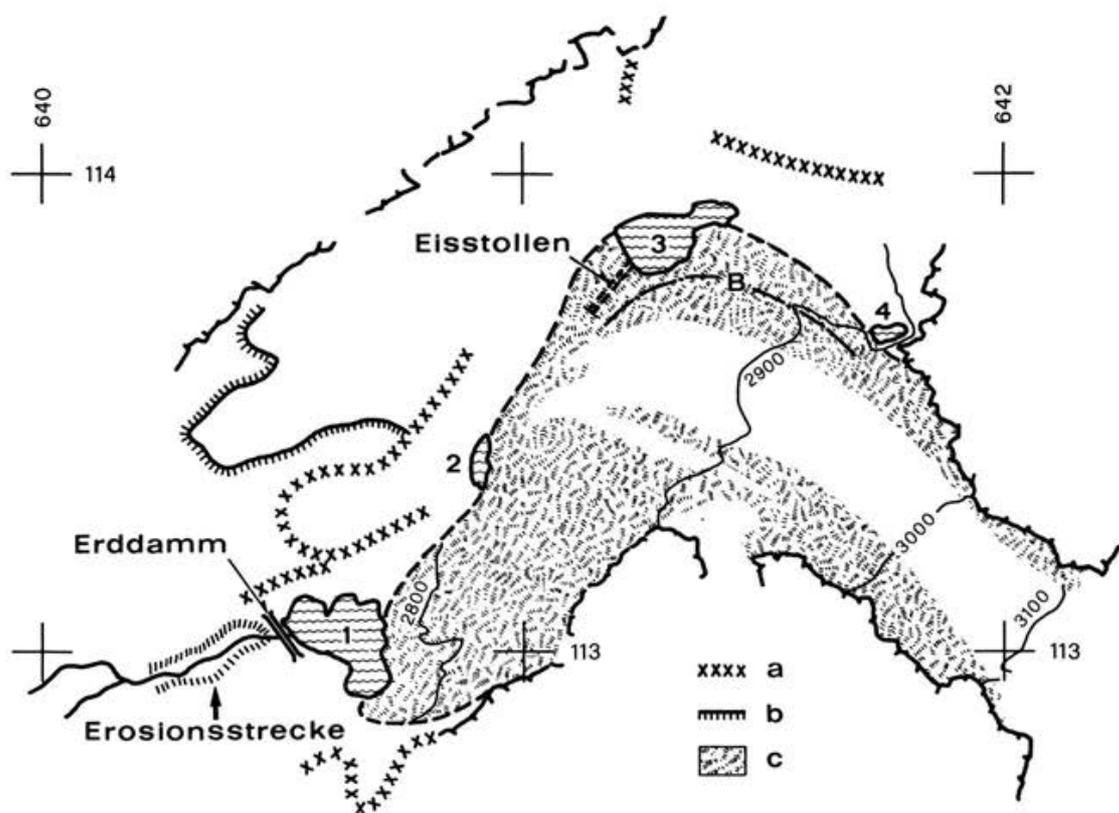


Fig. 1. Zungengebiet des Grubengletschers mit den Seen 1 bis 4.
Legende: a Moränenwall, b Blockgletscherstirn, c Gletscher mit Schuttbedeckung, B bogenförmige Obermoräne.

scher weist auf das Vorhandensein von Permafrost hin (Haeberli, 1975).

Obschon beim Hochwasser von 1968 die Herkunft des Wassers aus See 3 anfangs klar auf der Hand zu liegen schien (interne Notiz von Aellen und Kasser, 1969), tauchten später Zweifel darüber auf, da ein Feriengast wenige Stunden vor dem Hochwasser beobachtet zu haben glaubte, dass der Seespiegel noch auf seiner normalen Höhe gestanden hätte. Den Umstand, dass nach dem Hochwasser eine deutliche Wasserlinie rund 7 m über dem normalen Seestand sichtbar war, erklärte er durch den Ausbruch einer subglazialen Wassertasche ins Becken von See 3, für den allerdings kaum direkte Anzeichen vorhanden waren. Dass sich der Beobachter mit grösster Wahrscheinlichkeit getäuscht haben muss, zeigte sich bei der Wiederholung des Hochwassers zwei Jahre später, wo die Füllung des Beckens von See 3 im Detail beobachtet wurde, doch sprachen schon vorher wichtige Gründe gegen die Hypothese der Wassertasche. In Saas Balen war beobachtet worden, dass trotz sehr hoher Temperaturen der Fällbach vor dem Hochwasser auffallend wenig Wasser führte.

Beim ersten Auslaufen von See 3 vom 9.-12. August 1958¹⁾ hatte sich der Fällbach längs einer vorwiegend geraden Strecke schräg durch einen moränenartigen schuttbedeckten Eiswall am Zungenrand des Grubengletschers ins Eis eingefressen. Bis Ende der 60er Jahre schloss sich die ursprüngliche Schlucht von 8 bis 10 m Tiefe durch nachgerutschtes Geröll, Schnee und Eis wieder, doch war der ursprüngliche Verlauf auf Luftaufnahmen noch deutlich zu erkennen. Nach dem Seeausbruch von 1968 trat der Fällbach talseits der Eisbarriere aus einem kleinen Gletschertor ungefähr an derselben Stelle ans Tageslicht, wo er sich 10 Jahre früher ins Eis eingeschnitten hatte (Kasser, 1969, Foto 105). Es wies nichts darauf hin, dass er sich im subglazialen Abschnitt seitlich stark verschoben haben könnte. Es war daher auch nicht ersichtlich, wie sich eine Verstopfung des Seeauslaufes überhaupt ergeben konnte. Unsere Vermutung ging dahin, dass ein Verschluss entweder am Seeufer selber durch mächtige Schneeverwehungen (möglicherweise mit interner Vereisung) oder durch abrutschenden Schutt, oder dann durch eine Eisbarriere im subglazialen Bachabschnitt, z. B. in Form einer zusammenwachsenden Reihe von Eisstalagtiten und -stalagmiten, zustande kommen könnte. Das Eindringen oberflächlichen Schmelzwassers konnte man sich längs einer bestehenden gebliebenen Oeffnung der ursprünglichen Schlucht, oder mit grösserer Wahrscheinlichkeit bei einer quer zum Bachtunnel verlaufenden Spalte vorstellen. Da entsprechende Spalten nur in Seenähe verliefen, lag die Vermutung nahe, dass die Verstopfung eher im oberen Teil des subglazialen Bachabschnittes als in der Nähe des Gletschertores zu erwarten war. Auf jeden Fall rechneten wir wegen der geringen Ueberdeckung nicht mit einem Verschluss des Bachtunnels infolge viskosen Fliessens des Eises. Unsere Vorstellungen über den mutmasslichen Verstopfungsmechanismus des Bachtunnels waren nicht ohne Einfluss auf die 1970 zuerst getroffenen Massnahmen, die unten beschrieben werden.

Erst in den nachfolgenden Jahren hat sich gezeigt, dass nicht nur die Annahme über den unveränderten Verlauf des Baches falsch war -- er hat sich nämlich im Verlauf der Jahre ganz erheblich seitwärts verschoben (vgl. Fig. 5) -- sondern dass auch der Verstopfungsmechanismus nicht den Vermutungen entsprach. Wir haben festgestellt, dass dort, wo das Wasser vom See her ansteigt, unerwartet grosse Hohlräume von 20 m Breite und mehr entstehen (Fig. 2), die sich wegen der grossen Spannweite innert weniger Monate vollständig schliessen können. Dass gleichzeitig mit der Absenkung der Eisdecke der weiche Untergrund infolge der Gletscherbewegung zusammengeschoben wird, und mit der Dickenabnahme des

¹⁾ siehe Lichtenhahn 1979



Fig. 2. Subglaziale Abflusshöhle im ansteigenden Abschnitt zwischen See und Grundmoränenschwelle. (Foto Brügger, 11.11.1971)

Gletschers die 0°-Isotherme in die Grundmoräne vordringt, dürfte auch nicht ohne Bedeutung bei der Abriegelung des Gerinnes sein. Dadurch lässt sich möglicherweise erklären, warum die Verstopfung erstmals 10 Jahre nach der Existenz des subglazialen Bachlaufes, und dann gleich zweimal in drei Jahren, erfolgt ist.

Für den zeitlichen Verlauf des Hochwassers ist ausser der Art der Verstopfung der Mechanismus des Seeausbruches entscheidend. Damit es zum Durchbruch des Wassers nach dem Aufstau kommt, sind u. a. zwei Vorgänge denkbar. Einmal scheint es möglich, dass im Geröll des Bachbettes kein vollständiger Verschluss durch das Eis erfolgt ist. Es wird dann beim Anstieg des Wasserspiegels im Frühjahr ein zwar geringer, aber doch mit steigendem Druck wachsender Durchfluss erfolgen. Sobald sich der See etwas erwärmt, wird das durchströmende Wasser den Durchgang durch Schmelzung ausweiten, der Seeausbruch beginnt. Eine andere Möglichkeit besteht darin, dass sich infolge der Sickerströmung in der durchlässigen Grundmoräne sogar bei vollständiger Abdichtung des Bachbettes die Gletschersohle erwärmt, was zur Schmelzung von Eis und damit zum Durchbruch des Wassers führt (der Durchbruch braucht dann nicht unbedingt am alten Ort zu erfolgen!). Für den Zeitpunkt des Seeausbruches und damit das Ausmass des Hoch-

wassers dürfte ausser der Qualität und Breite des Eisriegels auch die Geschwindigkeit, mit der sich der See füllt, sowie die Erwärmung des Wassers ausschlaggebend sein.

Unsere Anwesenheit am Grubengletscher im Zusammenhang mit dem Versuch, die Verstopfung von See 3 zu beheben (s. unten) hat es 1970 erlaubt, die Füllung des Sees (Fig. 3) und den zeitlichen Verlauf des Seeausbruches vom 8. Juli zu

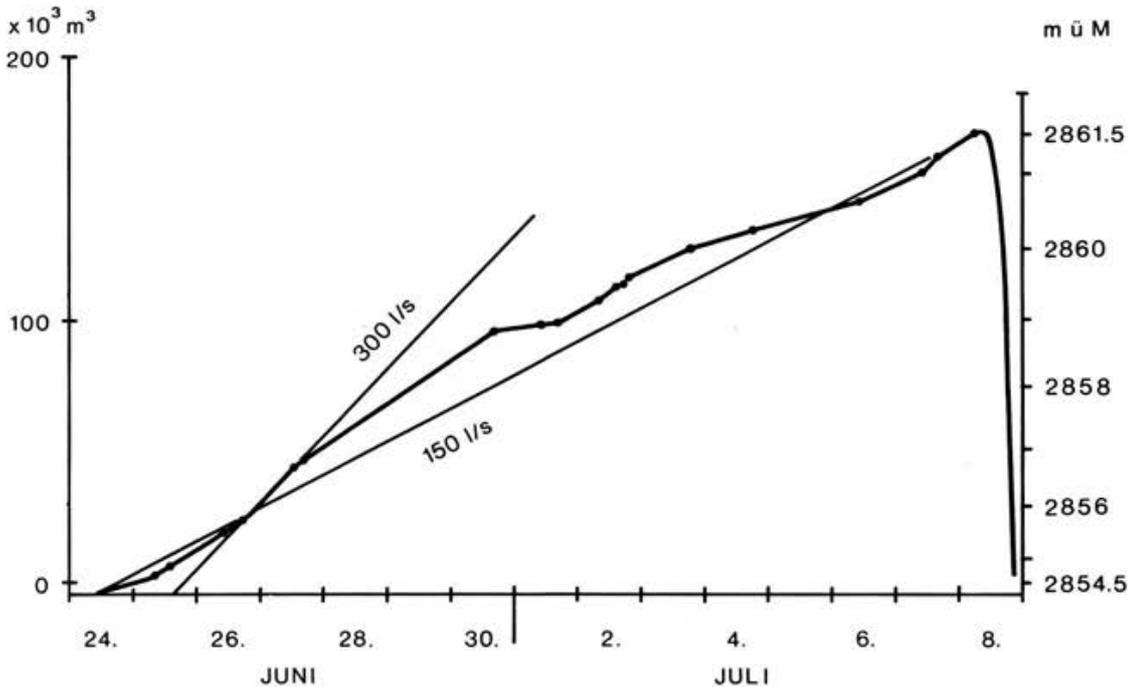


Fig. 3. Stauvolumen (links) resp. Spiegelkote (rechts) von See 3 während des Aufstaus und Seeausbruches von 1970 in Funktion der Zeit mit Linien der maximalen und mittleren Zuflussmenge.

beobachten. Bereits am Abend des 7. Juli liess sich eine geringe Bewegung des Wassers am Gletschertor erahnen, Gewissheit ergab sich aber erst am nächsten Morgen. Mit einfachen Messungen des Bachquerschnittes und der Fliessgeschwindigkeit wurde die Abflussmenge geschätzt: Um 5.45 Uhr floss $1/4 \text{ m}^3/\text{s}$, um 8.15 Uhr $1/2 \text{ m}^3/\text{s}$. Intuitiv wurde auf eine geometrische Progression des Abflusses mit der Zeit geschlossen (entsprechend einem Exponentialgesetz), mit Verdoppelung der Abflussmenge alle $2 \frac{1}{2}$ Stunden. Nach einer Ueberschlagsrechnung war ein beträchtliches Hochwasser im Fällbach am späteren Nachmittag zu erwarten mit einer Hochwasserspitze von über $10 \text{ m}^3/\text{s}$ zwischen 19 und 21 Uhr, um welche Zeit sich der See entleert haben müsste.

Aus wiederholten Spiegelmessungen und den luftphotogrammetrischen Plänen des

Seebeckens ist die Abflusskurve rekonstruiert worden (Fig. 4a). Auch die frühmorgens am Bach bestimmten Abflusswerte passen ins Diagramm, das einen exponentiellen Anstieg der Abflussmenge mit der Zeit (linear im semilogarithmischen Diagramm, Fig. 4b) erkennen lässt. Im Exponentialgesetz

$$Q = a e^{\alpha t}$$

sind für die Koeffizienten die Werte $a = 0.043 \text{ m}^3/\text{s}$ und für $\alpha = 0.3 \text{ h}^{-1}$ (für $t=0$ um 0.00 Uhr des 8. 7. 1970; t in Stunden) erhalten worden. Die Verdoppelung ist nach dieser Formel in 2 Stunden 19 Minuten erfolgt, also noch etwas rascher als am Morgen vermutet. Das ausgeflossene Volumen von der Zeit $t=0$ bis zur Zeit t ist durch die Formel

$$V = \frac{a}{\alpha} e^{\alpha t} = 520 e^{0.3 t} \quad (\text{m}^3)$$

gegeben. Laut Berechnung nach dieser Formel waren am 8. Juli um 0.00 Uhr erst 520 m^3 Wasser ausgeflossen, bis morgens 6.00 Uhr 3100 m^3 , bis 19.55 Uhr $194'000 \text{ m}^3$ (unter Berücksichtigung eines Zuflusses von 300 l/s am 8. Juli). Die maximale Abflussmenge hätte am Schluss $15.7 \text{ m}^3/\text{s}$ betragen. Es ist aber kaum anzunehmen, dass gegen Schluss zu die Formel noch Geltung hatte. Jedenfalls ist der maximale Stand in See 1 bereits früher, um 19.15 Uhr, beobachtet worden.

Die Kenntnis der Ursachen der Seeausbrüche und der hydraulischen Gesetzmäßigkeiten hat sich bei einzelnen Entscheidungen über Massnahmen und bei Dimensionierungsaufgaben als sehr wertvoll erwiesen.

3. Glaziologische Projektierungsgrundlagen

Nachdem 1968 auf eigene Initiative der VAW bereits eine Besichtigung durch einen Mitarbeiter stattgefunden hatte (interne Notiz Aellen), wobei sich eindeutig die Herkunft des Wassers vom Grubengletscher zeigte, wurde 1969 die VAW namens des Kantons Wallis durch die Arbeitsgruppe Fällbach/Grubengletscher beauftragt, bei der Projektierung allfälliger Massnahmen gegen weitere Schadenhochwasser die glaziologischen Fragen zu behandeln.

Aus glaziologischen Gründen bestand am Anfang kaum ein Zweifel darüber, dass bauliche Massnahmen in unmittelbarer Nähe des Gletschers besser vermieden würden, ist doch hier mit laufenden Veränderungen zu rechnen. Bauwerke bei See 3 standen daher vorerst gar nicht zur Diskussion. Vielmehr schien es gege-

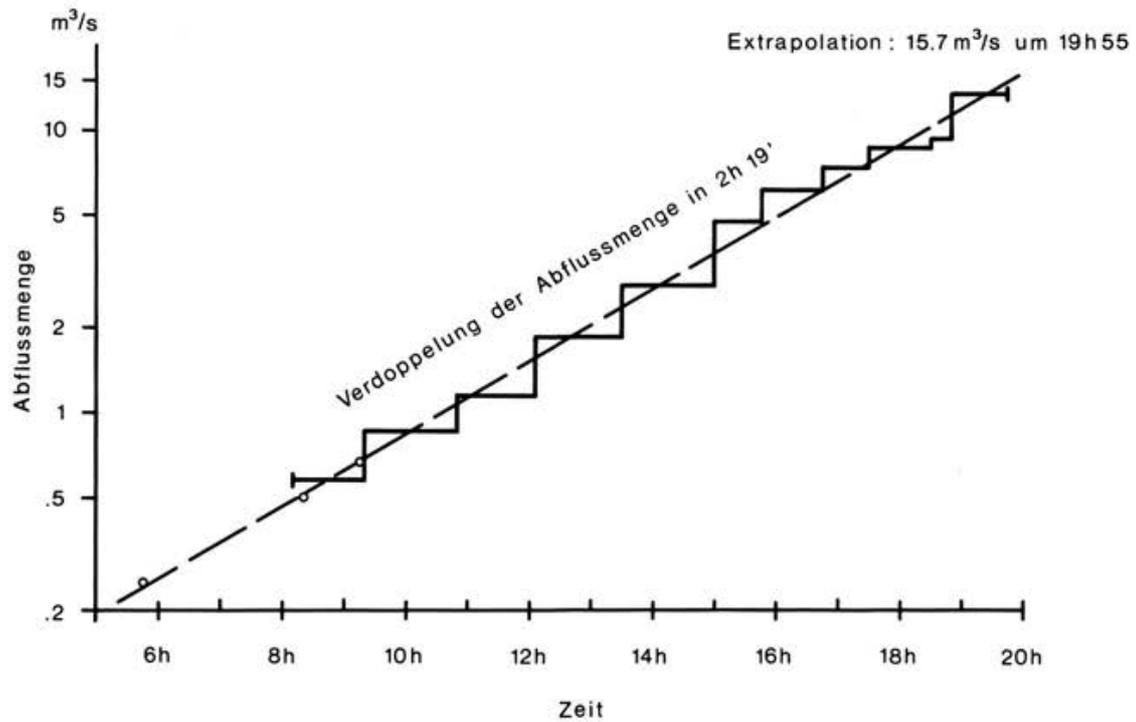
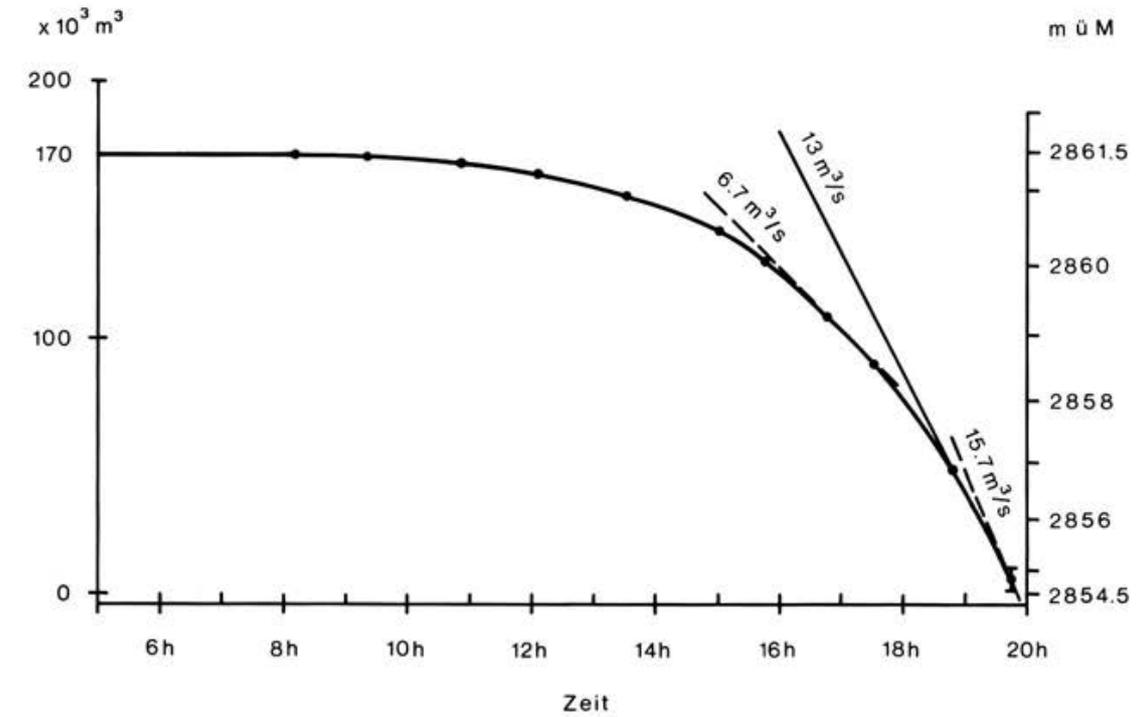


Fig 4 a. Volumen und Spiegelkote beim Ausbruch von See 3 am 8.7.1970 in Funktion der Zeit.
 b. Abflussmenge in Funktion der Zeit in einfach logarithmischer Darstellung. Ausgezogene Treppenkurve: aus Spiegelmessungen ermittelte Werte; Kreise: am Gletscher geschätzt; empirische Exponentialbeziehung.

ben, bei See 1 durch einen Erddamm einen für den Hochwasserschutz genügenden Stauraum zu schaffen. Allerdings war in diesem typischen Zungenbecken auch noch lokal mit Toteis zu rechnen, da sich der Gletscher noch nicht sehr lange daraus zurückgezogen hatte. Deshalb wurden ausser der topographisch-photogrammetrischen Grundlagenbeschaffung (Büro A. Flotron, Meiringen) im Herbst 1969 geoelektrische Sondierungen (Geotest AG, Zollikofen) durchgeführt. Im Vor- gelände des Sees erbrachten die Untersuchungen keinen Hinweis auf Toteis für einen Tiefenbereich von 0 bis 20 m. Die Auslotung von See 1 (Fläche 2 ha) ergab eine mittlere Tiefe von 2 bis 2.5 m bei Maximaltiefen von gut 3 m.

Obschon sowohl vom Gelände her wie vom Untergrund ein Erddamm in Frage kam (ein Vorprojekt für einen 6 bis 10 m hohen Damm, der ein Nutzvolumen des Sees von 150'00 bis 340'000 m³ ergeben hätte, war von Herrn Prof. J. Huder ausge- arbeitet worden), musste die Idee fallen gelassen werden. Einmal war es aus glaziologischer Sicht nicht möglich, ein Hochwasservolumen anzugeben, das bei künftigen Ausbrüchen von See 3 nie überschritten würde, und dann stellte sich die Frage der Wassertasche. Wenn auch 1968 eine solche kaum im Spiel gewesen war, kann grundsätzlich bei keinem Gletscher ausgeschlossen werden, dass unsicht- bares Wasser gespeichert sein könnte, das eines Tages ausbricht. Da also unge- wiss war, ob das bei See 1 realisierbare Puffervolumen für alle Eventualitäten genügen würde, eine sichere Hochwasserentlastung sich aber mit tragbarem Auf- wand nicht hätte realisieren lassen, genügte das Projekt der Devise von Herrn dipl.Ing. J. de Wolff nicht, dass künstliche Eingriffe nur dann vertretbar seien, wenn sie nicht neue, unter Umständen grössere Gefahren mit sich bringen. Genau das wäre aber mit einem Damm bei See 1 geschehen, indem bei einem Bruch des künstlichen Damms infolge Ueberspülung noch viel schlimmere Folgen zu erwar- ten gewesen wären als vom natürlichen Hochwasser selber.

Die frühe Wiederholung des Hochwassers schon nach zwei Jahren -- nach der kräftigen Durchspülung hätte man erwarten können, dass sich die Abflusshöhle mehr als ein Jahr offenhalten würde -- stellte die Verantwortlichen 1970 vor eine veränderte Situation. Es musste eine sofortige Lösung gefunden werden, und als solche blieb wohl oder übel nur das Eingreifen bei See 3 am Gletscher selber, so problematisch das den Glaziologen aus prinzipiellen Gründen auch erscheinen mochte. Zwar hätte die Bevölkerung hier lieber einen offenen Schlitz gesehen. Sowohl bautechnische wie glaziologische Ueberlegungen zeigten aber, dass ein Stollen durch das Eis vorzuziehen war (vgl. Lichtenhahn 1971).

Zur Projektierung des Stollens wurden durch die Firma Swissboring im Anschluss an die Suche nach der subglazialen Bachhöhle (s. unten) einige zusätzliche Rotationsbohrungen ausgeführt, ergänzt durch Bohrungen mit dem von P. Kasser (1960) entwickelten tragbaren Heisswasserbohrer der AHG. Obschon keine Kerne gezogen wurden, konnte der Bohrmeister bei den Rotationsbohrungen aus dem Vortrieb und dem sonstigen Verhalten des Gestänges, wie Vibration und Reibungswiderstand beim Hochziehen, zwischen Eis, Eis mit Einschlüssen, sowie gefrorener und ungefrorener Grundmoräne unterscheiden. Mit den thermischen Bohrungen wurde verständlicherweise nur die Tiefe bis zu allfälligen Einschlüssen erhalten, was Mindestwerte für die Eisdicke bedeutet. Uebereinstimmend zeigte sich mit beiden Methoden, dass die Bohrer im Bohrloch festfroren, wenn sie bei Unterbrüchen nicht herausgezogen wurden, dass also die Temperatur des Eises unter dem Gefrierpunkt lag ("kalter Gletscher").

Da bei der Planung einer der wichtigsten Faktoren die Bauzeit war, wurde der Stollen so gelegt, dass sich zwischen Seeufer und Luftseite die kürzeste Verbindung ergab. Wie sich zeigte, waren in diesem Fall die glaziologischen Voraussetzungen auch nicht schlecht:

- Die Ueberdeckung war mit maximal 13m (von der Sohle gemessen) gering, so dass die Eisverformung vernachlässigt werden konnte.
- Der Stollen kam in die Randzone des Gletschers zu liegen, wo nur mit geringer Bewegung zu rechnen war. Im Gebiet des Moränenbogens ("B" in Fig. 1), eines dem Eis als Obermoräne aufliegenden Schuttstreifens, wurden Oberflächengeschwindigkeiten unter 4 m/Jahr, im Gebiet des Stollens unter 1 m/Jahr beobachtet. Auf dem Gletscher zeigte sich ein Anstieg auf 20 m/Jahr im Abstand von 200 m vom Moränenbogen.
- Längs der Stollenachse enthielt das Eis nicht allzu viele Einschlüsse. Da ein Vortrieb vollständig im Eis viel einfacher und zeitsparender war, musste die Stollensohle schleifend über die Grundmoräne (Fig. 6, oben) geführt werden, so dass sie 2 m über dem regulären Seeniveau, d.h. 5 m unter die Hochwasserkote zu liegen kam. Dies erschien tragbar, denn bei einer ev. Verstopfung des natürlichen Gerinnes musste noch mit einem Rückstau von rund 40'000 m³ (1970: 170'000 m³) und - bei analogem Aufbrechen des natürlichen Gerinnes wie 1970 - mit einer entsprechend viel kleineren Abflussspitze gerechnet werden.

Wie sich erst bei der Ausführung zeigte, waren die Verhältnisse längs des gewählten Stollentrassesees doch nicht in jeder Hinsicht günstig. Schon durch eine der Sondierbohrungen war die subglaziale Bachhöhle angefahren worden, aber dass der Stollen den Bach gleich zweimal kreuzen sollte (Fig. 5) und dieser in Gängen von gewaltigem Ausmass floss, hatten wir nicht erwartet.

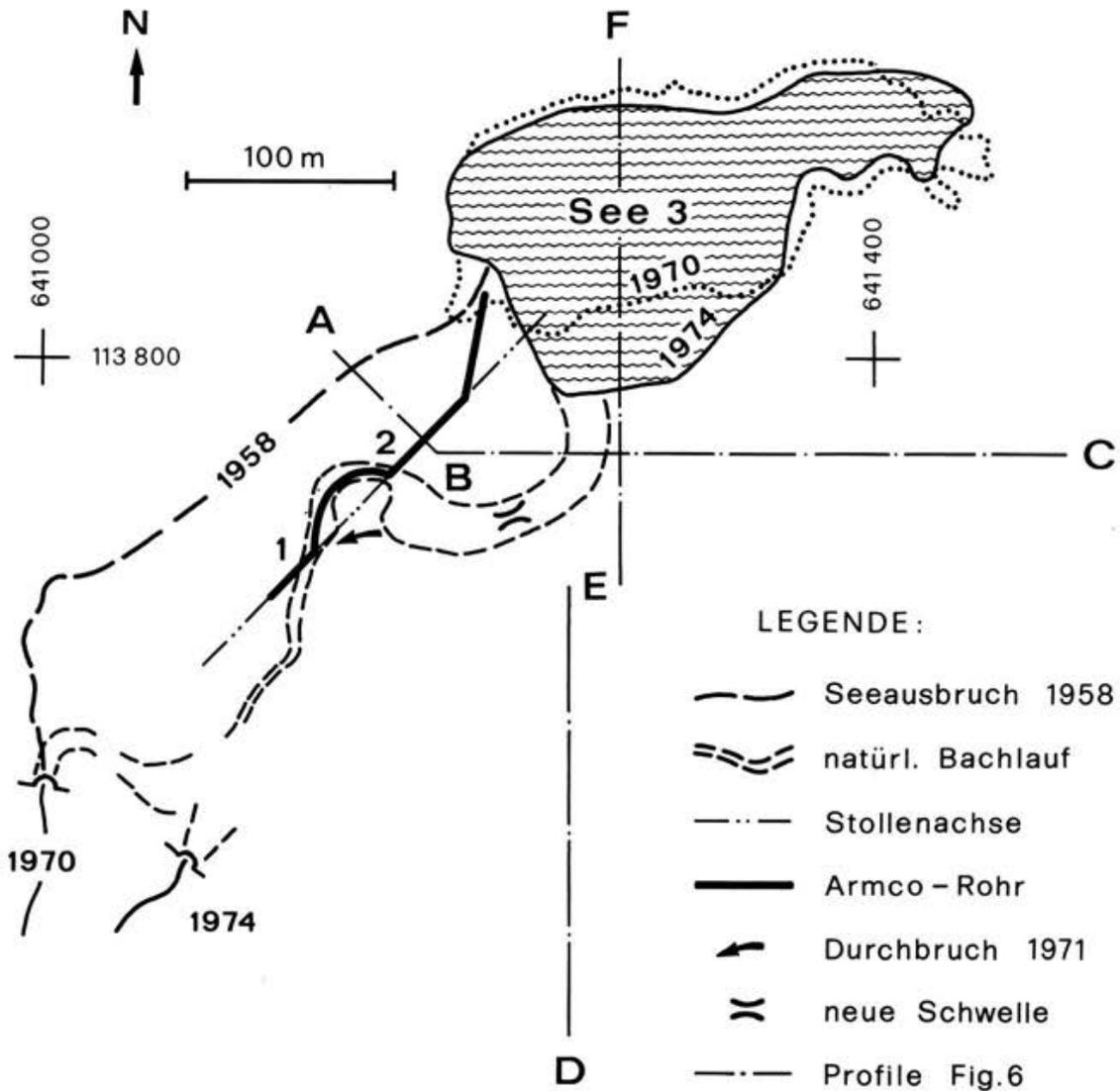


Fig. 5. Planskizze von See 3, dem Eisstollen und den natürlichen und künstlichen Entwässerungsanlagen. 1, 2 = Kreuzungsstellen des Eisstollens mit der Bachhöhle; A-C = Längsprofil, D-F = Querprofil (s. Fig. 6).

Der Stollen wurde von Mitte September bis Mitte November in einer Länge von 180 m mit einem Profil von 1.60 m Breite und 2.00 m Höhe durch die Firma Losinger fertiggestellt. Um die schutführende Basiszone des Eises zu vermeiden,

wurde die Sohle noch etwas angehoben, so dass sie nun um volle 2.75 m über dem Normalniveau des Sees lag. Im Frühjahr 1971 wurde sie daher am oberen Stollenende rechtzeitig noch um 1 m tiefer gelegt, wobei die Grundmoräne an einer Stelle leicht angeschnitten wurde. Am 8. Juli 1971 floss das Wasser durch den Tunnel, genau ein Jahr nach dem letzten Hochwasser. (Röthlisberger, 1971). Mit 0.3 m Wassertiefe am Einlauf lag der Seespiegel rund 2 m über dem Normalstand.

Die getroffenen Massnahmen hatten sich bewährt, was aber nicht den Abschluss der Arbeiten bedeutete. Der Stollen war unter grossem Zeitdruck entstanden, und noch galt es, die Sicherheit in bezug auf neue Seeausbrüche zu überprüfen. Im Gebiet, wo der Grubengletscher den See 3 abdämmt, wurden in mehreren Etappen Sondierungen durchgeführt. Die Resultate von Rotationsbohrungen der Swissboring aus den Jahren 1971 und 1972 und von hydrothermischen Sondierungen der VAW, 1975 mit der unterdessen entwickelten Heisswassertechnik ausgeführt (die einen Vortrieb von über 100 m pro Stunde erlaubt), sind in einem Längs- und einem Querprofil in Fig. 6 dargestellt. Allgemein senkt sich die Grundmoräne gegen E, also gletscheraufwärts, so dass der See mindestens teilweise durch Eis gestaut ist. Dass es in dieser Situation zu neuen Wasserausbrüchen kommen kann, hatte sich schon in der Nacht vom 22. auf den 23. September 1971 gezeigt, als die Abflussmenge vorübergehend auf 4 - 5 m³/s anstieg und sich der Seespiegel um 1.80 m senkte. Im Anschluss an dieses Ereignis war es möglich, einen wichtigen Abschnitt des subglazialen Gerinnes zwischen den Kreuzungen mit dem Eisstollen und dem See zu erkunden (Fig. 5). Der Durchbruch war vom Oberlauf des Baches direkt zur Kreuzung erfolgt, wobei sich die Schwelle in der Grundmoräne, durch welche die Seekote bestimmt wird, die früher bei Kreuzung 2 gelegen hatte, um etwa 50 m gletscherwärts verlagerte.

Aus der Absenkung des Seespiegels ergab sich dringend die Notwendigkeit, auch die Sohle des Eisstollens tiefer zu legen, da es nicht ratsam schien, einen Ueberstau von 4 m im Frühjahr in Kauf zu nehmen. Entweder musste ein neuer Eisstollen näher am aktiven, stärker bewegten Gletscher angelegt werden, was nicht ratsam schien, oder die Sohle des bestehenden Stollens musste in die Grundmoräne abgesenkt werden. Diese zweite Lösung, die dann auch gewählt wurde, bot eine Reihe von Vorteilen:

- In der Grundmoräne konnte ein Armcorohr (Wellblechrohr) verlegt werden, Durchmesser 1.25 m, das von einer allfälligen Eisdeformation, z. B. bei einem Gletschervorstoss, kaum beeinflusst werden dürfte.

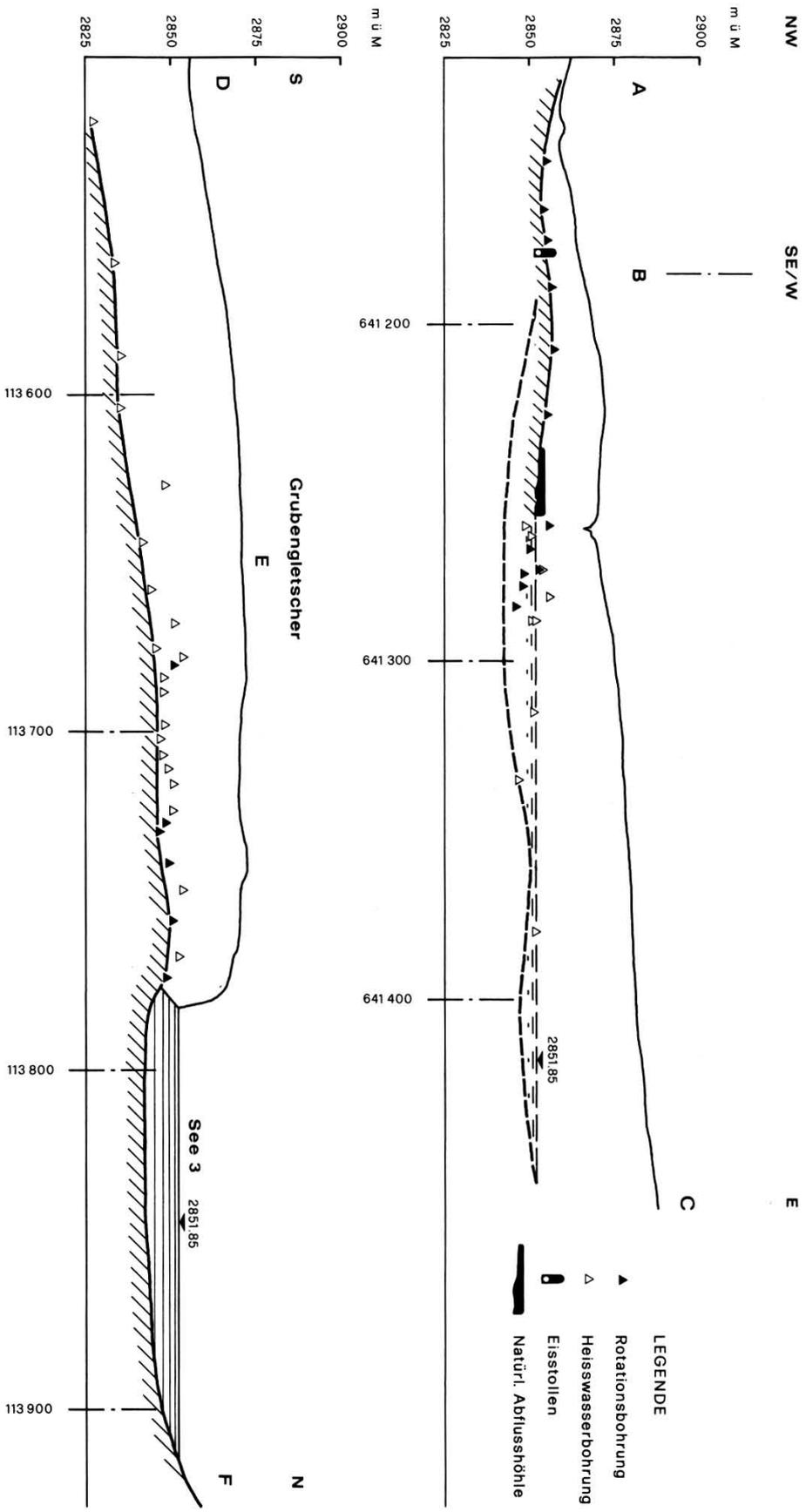


Fig. 6. Längs- und Querprofil durch den Eisriegel, hinter dem See 3 gestaut wird.

- Durch Verlängerung des Rohres über die Stolleneingänge hinaus ist seeseits die Störung des Einlaufes durch Schneeverwehungen gemildert worden, während im luftseitigen Voreinschnitt der übers Eis abrutschende Schutt keinen Rückstau mehr verursachen kann.

Die Kote des Einlaufes wurde auf der Höhe der neuen natürlichen Schwelle gewählt, das Rohr erhielt ein Gefälle von 5 ‰. Eine stärkere Absenkung wäre vielleicht wünschbar gewesen, hätte aber einen erheblichen Mehraufwand bedeutet, musste doch der ganze Abbau in gefrorenem Material vorgenommen werden. Schon nach dem ersten Winter erfolgte übrigens der gesamte Abfluss durchs Rohr. Das natürliche Gerinne über die Moränenschwelle öffnete sich nicht mehr, da wie erwartet der durch die Abflusshöhe am Einlauf gegebene Ueberdruck dafür zu gering war.

Neben den Bau- und Sondierarbeiten bei See 3 wickelten sich die Sanierungsarbeiten bei See 1 und im Fällbach ab. Bei den baulichen Problemen, die durch Kanton und Amt für Strassen- und Flussbau gelöst wurden, waren die Glaziologen nicht beteiligt, mit einer Ausnahme. Bei See 1 war auf Grund rezenter Veränderungen beim Seeausfluss zu erwarten, dass Einlagerungen von Toteis vorhanden sein könnten, die bei der grossräumigeren geoelektrischen Sondierung nicht zu erkennen gewesen wäre. Es wurden daher im Anschluss an die Sondierbohrungen bei See 3 von 1971 vier Bohrungen bei See 1 von je 12 bis 13 m Tiefe durchgeführt. Zwei Bohrungen lagen an der Aussenseite des Blockwalls, hinter dem See 1 liegt. Sie zeigten kein Eis. Auf der Innenseite des Walls wurde dagegen in rund 6 m Tiefe eine Eislinse durchfahren (s. Tabelle), die im Bereich des Walls auskeilte.

Tabelle

Bohrung	Tiefe unter der Oberfläche m	Dicke der Eislinse m	Abstand von der mittleren Achse des Blockwalls m
1	5.50	1.60	7
2	6.10	1.10	4

Im Gebiet der wasserseitigen Böschung des später erstellten Erddammes war also mit Eis zu rechnen. Hier haben sich denn erwartungsgemäss auch geringfügige Absenkungen ergeben, denen mit nachträglicher Auffüllung begegnet werden konnte.

4. Laufende Beratung

4.1. Seeausbruch vom 8. 7. 1970

Vom Frühjahr 1970 an haben die Sachbearbeiter der VAW vorwiegend in beratender Stellung am Grubengletscher mitgewirkt und dabei gelegentlich auch aktiv an Operationen teilgenommen. Letzteres war vor allem beim Seeausbruch der Fall. Anhand eines Kurvenplanes im Massstab 1:1000 und einer Luftaufnahme war der Fällbach beim Gletschertor lokalisiert und frühzeitig in Zusammenarbeit mit der Gemeinde im Schnee ein Kontrollschacht gegraben worden. So gelang es, die abermalige Verstopfung am 24. Juni 1970 frühzeitig zu erkennen. Für die Beteiligten folgten aufregende Tage, aus denen hier einige Ereignisse erwähnt seien.

In einer ersten Phase wurde versucht, den Abfluss durch Sprengungen wieder in Gang zu bringen. Vorerst wurde eine Wächte am Ufer gelöst, dann in einer Kluft im Eis, die bei einer Handbohrung in Ufernähe zufällig angefahren worden war, eine grosse Ladung unter Wasser gezündet. Als dies zu nichts führte, kam die Swissboring mit einer Rotationsbohrmaschine zu Hilfe.

Da die Sprengungen ohne Erfolg blieben, wurde nun systematisch in noch grösserem Abstand vom See nach dem subglazialen Gerinne gesucht in der Hoffnung, dieses luftseits der Verstopfung zu finden. Die Bohrlöcher wurden in Abständen von 1.50 m auf Profilen angeordnet, die ungefähr senkrecht zur Achse der Eintalung verliefen, längs der sich der Fällbach bei der See-Entleerung von 1958 ins Eis eingefressen hatte. Weil sich die ursprüngliche schluchtartige Rinne mit grobblockigem Oberflächenschutt gefüllt hatte, fiel der Vortrieb viel geringer aus, als dies im ungestörten Gletscher der Fall gewesen wäre. Dabei stieg der Seespiegel im Durchschnitt um 0.5 m/Tag, an einem einzelnen Tag sogar um das Doppelte. Der Erfolg schien nahe, als am 4. Juli das Wasser aus einem oberflächlichen Schmelzwassertümpel in einem Bohrloch zu verschwinden begann. Es schien nun möglich, eine grosskalibrige Bohrung nicht allzu weit vom See auszuführen und das Wasser durch einen Graben zuleiten zu können. Leider war der Abfluss nicht von langer Dauer. Offenbar war eine Kaverne in der ehemaligen Schlucht angebohrt worden, die nicht mehr mit dem Hauptgerinne in Verbindung stand. Wie sich später gezeigt hat, war wegen der grossen seitlichen Verschiebung des natürlichen Gerinnes ein Erfolg der Bohrungen gar nicht möglich (Fig. 5).

Mit dem weiteren Anstieg des Seespiegels musste die Stabilität der Eisbarriere als solche in Frage gestellt werden. In Anbetracht der grossen Breite des Sattels

war nicht auszuschliessen, dass sich infolge des Auftriebs das Eis plötzlich heben könnte. Am 7. Juli wurde deshalb mit den Grabarbeiten an einem Scheitelkanal begonnen, um den Seestand unter einer kritischen Höhe zu halten, d.h. um rund 1/10 der Eisdicke unter dem Sattel. Am folgenden Tag brach das Wasser auf andere Weise aus.

Die Anwesenheit am Grubengletscher brachte den Sachbearbeitern neben den wissenschaftlich wertvollen Ergebnissen auch die einmalige Gelegenheit, das Hochwasser photographisch festzuhalten. Dies alles war allerdings mit erheblicher Aufregung verbunden, mussten doch u. a. oft Entscheidungen getroffen werden, die über die Kompetenz des glaziologischen Beraters hinausgingen, so u. a. bei den in letzter Minute vorgenommenen baulichen Eingriffen am Ausfluss von See 1. Hier wurde auf grösstmögliche Verstärkung des Gerinnes mit Gabions und Blöcken geschaut, möglichst ohne Behinderung des Abflusses (mit entsprechendem Höherstau von See 1). Ob die Massnahmen geholfen haben, eine grössere Katastrophe infolge Ausbruchs auch von See 1 zu verhindern, lässt sich nicht sagen. Tatsache ist, dass sich die rückschreitende Erosion im steilen Moränenabschnitt unterhalb von See 1 genügend langsam abwickelte, so dass der Fuss des beim See vorhandenen natürlichen Walls gerade nicht erreicht wurde. Dabei war von entscheidender Bedeutung, dass in der Moräne genügend grosse Blöcke in genügender Anzahl vorhanden waren, die das Bachbett stabilisieren konnten, und dass die Moräne orographisch links noch gefroren war, so dass bei der Unterspülung grosse Pakete gefrorenen Materials abstürzten, die zumindest temporär ebenfalls eine Stabilisierung brachten (Fig. 7).

Besonders aufreibend war bei den Arbeiten am Grubengletscher die Ungewissheit über den Verlauf des Hochwassers, insbesondere über die Aussichten, rechtzeitig warnen zu können. Dies galt vor allem für den Fall, dass sich der Seeausbruch nachts ereignen sollte. Es zeigte sich bald, dass bei starkem Wind das Anschwellen des Baches im Zelt bei See 2 nicht, oder doch nicht rechtzeitig zu hören gewesen wäre. Deshalb wurde eine elektrische Warnanlage improvisiert. Sie bestand aus einem Holzstab als Schwimmer, der in einem Rohr montiert war und beim Steigen des Wassers angehoben wurde. An der Spitze war ihm ein Konus aus Metall aufgesetzt, der in einer bestimmten Höhe einen Stromkreis schloss, was im Zelt einen Summer in Betrieb setzte. Damit die Anlage bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt nicht einfrieren konnte, wurde das Rohr in eine mit Frostschutz gefüllte Konservenbüchse gestellt. Als am Nachmittag des 8. Juli das Wasser im See 2 stieg, funktionierte die Warnanlage wie vorgesehen.



Fig. 7. Der Fällbach am 8. 7. 1970 in der steilen Moränenstrecke unmittelbar unterhalb See 1. Das gefrorene Lockermaterial hilft das Bachbett zu stabilisieren, wodurch die rückschreitende Erosion kurzfristig verzögert wird.

Die frühzeitige Erkennung des Seeausbruches stellte nicht die einzige Schwierigkeit dar. Ebenso wichtig und wesentlich schwieriger zu lösen war das Problem der Meldung ins Tal. Verschiedene Versuche mit Funk brachten keine befriedigende Lösung, erst das am Tag vor dem Seeausbruch eingerichtete Feldtelefon gab eine rasche und einigermaßen sichere Verbindung ins Tal. Wie unsicher auch sie war, lehrte der 8. Juli, wo zwar die erste Meldung der Hochwasserprognose durchgegeben werden konnte, am frühen Nachmittag aber wegen eines aufziehenden Gewitters die Verbindung unterbrochen wurde.

4.2 Eistunnel

Nicht weniger reich an glaziologischen Problemen als der Seeausbruch war 1970 der Bau des Eistunnels. Zuerst galt es, die Vortriebsmethode zu wählen. Gegen den üblichen Abbau des Eises durch Sprengung sprach die Erfahrung der Amerikaner in Grönland, dass es bei dieser Art Vortrieb leicht zu Eisschlag von der Decke

kommen kann, jedenfalls bei Kavernen grossen Querschnitts. Fast schien es, dass der Eistunnel mit Spezialpickeln von Hand gegraben werden müsse, wie dies seit Jahrzehnten z. B. bei Eisgrotten für die Touristik geschieht, aber auch beim Eistunnel der PTT auf Jungfraujoch der Fall war. Nur zufällig wurde uns bekannt, dass bei einer militärischen Uebung in der Schweiz ein Tunnel mit kleinem Querschnitt erfolgreich ausgesprengt wurde, ferner dass mit Pressluft betriebene Spiralbohrer auf dem Markt erhältlich waren, die sich zum Bohren der Sprenglöcher im Eis eignen (da die im Fels verwendeten Schlagbohrer verklemmen und die entsprechenden Bohrmaschinen vereisen, sind sie beim Stollenbau im Eis nicht brauchbar). Die Wahl einer geeigneten Vortriebsmethode war entscheidend wegen der knappen vor dem Einwintern zur Verfügung stehenden Zeit.

Am 16. Sept. 1970 wurde mit dem Transport und den Vorarbeiten begonnen, am 21. September mit dem Voreinschnitt und am 28. September mit dem Stollen. Die Mineure kamen gut voran, bis am 6. Oktober bei ca 35 m vom Portal bei einer Sprengung die Stollensohle durchschlagen wurde. Man war bei der damals noch unbekanntem Kreuzung 1 der subglazialen Bachkaverne angelangt (Fig. 5), 50 m vor der Stelle, wo bei den Sondierbohrungen im Juli die Bachhöhle angebohrt worden war. Die Kreuzung lag ausgerechnet an der Stelle, wo die Kaverne mit über 10 m am breitesten war und der Scheitel 4 m über dem Bachbett lag. Zudem schnitt der Stollen die Höhle schleifend, bloss 1 bis 2 m über dem Gewölbescheitel. Schlimmer als das ausgesprengte Loch von etwa 2 x 2 m waren nahezu horizontale Spalten, die sich in den Stollenwänden geöffnet hatten. Es war offensichtlich, dass sich das Eisgewölbe aufzublättern begann. Da sich die Spalten rasch erweiterten, war zu befürchten, dass das Gewölbe mitsamt der Stollensohle auf eine grössere Strecke einstürzen könnte. Allerdings konnte man noch auf die erfahrungsgemäss sehr grosse Stabilität gewölbeartiger Strukturen im Eis vertrauen. Nachdem während einigen Tagen kein Einsturz erfolgt war, wurde die Arbeit am Stollen vorsichtig wieder aufgenommen. Dabei wurde die Entwicklung der Spalten aufmerksam verfolgt. Hierzu wurden Holzkeile verwendet, die sukzessive weiter in die sich langsam öffnenden Risse vorgeschoben wurden, eine Kontrolle, die von den Mineuren selber vorgenommen werden konnte. Der Umstand, dass das Öffnen der Spalten mit der Zeit abzuklingen begann, wurde im Sinne der Erholung des durch die Sprengungen gestörten Gewölbes gedeutet. Die Lage entschärfte sich dadurch weiter, dass der Hohlraum unter dem Stollen durch den Abraum aufgefüllt werden konnte. Durch die Schwierigkeiten bei Kreuzung 1 war fast eine Woche verloren gegangen.

Zwischen den beiden Kreuzungsstellen rissen die Stollenwände in einem weiteren Abschnitt auf. Rückblickend ist es klar, dass dies mit den weiträumigen Ausschmelzungen an der Gletschersohle zusammenhing, die ein Jahr später zum Wasserdurchbruch vom 22./23. September führte. Spalten mit grösseren Öffnungsbeträgen wurden dann erst wieder in den letzten 20 bis 30 m vor dem Seeufer angefahren, wo sich die Unterspülung durch den See weiträumig auswirkte (Haeberli und Röthlisberger, 1976). Schon vorher war eine wassergefüllte Spalte zu durchfahren, die anlässlich einer Begehung der Arbeitsgruppe von Herrn Prof. Lichtenhahn beim Durchtreten einer Schneebrücke an der Gletscheroberfläche entdeckt worden war. Dank der frühzeitigen Entdeckung konnte das Wasser durch ein Bohrloch (statt überraschend bei einer Sprengung!) entleert werden.

Auch nachdem der Stollen fertig war, fehlte es nicht an neuen Situationen, die einer glaziologischen Beurteilung bedurften - wir sprachen unter uns von Feuerwehrübungen. So ermöglichte die plötzliche Seespiegelsenkung vom 22./23. September 1971 nicht nur die Erkundung der Drainage- und Verstopfungsmechanismen des Grubensees, sondern brachte auch neue Probleme. Wieder mussten kurzfristig Massnahmen getroffen werden. Für die später ausgeführte Absenkung der Stollensohle (s. 3. Kapitel) fehlte die Zeit. Als Vorarbeit dazu wurde im Oktober 71 mit dem Trax eine Zufahrt zum alten Bachlauf bei Kreuzung 1 (Fig. 5) geöffnet und längs desselben über Kreuzung 2 bis zur neuen Schwelle die Sohle bis ungefähr zum neuen Seeniveau abgesenkt. In der im Bachbett ungefrorenen Grundmoräne liess sich diese Arbeit verhältnismässig rasch erledigen, es musste aber dabei bis in eine teilweise eingestürzte grosse Kaverne eingefahren werden (Lichtenhahn, 1979, Fig. 6). Das Gewölbe hatte hier eine Spannweite von rund 40 m, die Scheitelhöhe betrug 8 m; im Scheitel war das Eis bloss noch etwa 4 m mächtig. Bei der Arbeit musste man sich darauf verlassen, dass vor einem Einsturz des Gewölbes während längerer Zeit ein Knistern und Knacken im Eis zu hören gewesen wäre. Während der Dauer der Arbeit war nichts zu hören, und es sind auch keine Eisabbrüche erfolgt. Hingegen wurde eine rasche Senkung der Gewölbedecken beobachtet, was den Anlass zu zwei Vorkehrungen gab. Längs des neuen Bachlaufes wurde ein Eisenrohr verlegt, das im Verbindungsstück zwischen grosser Kaverne und See gelocht war. Dies hätte es erlaubt, im Bedarfsfall temperiertes Wasser einzupumpen und so den Durchgang auszuschmelzen. Ferner wurde eine Stahlkabelschlaufe verlegt, die notfalls hätte elektrisch geheizt werden können. Ein Eingriff im Frühjahr 1972 erwies sich indessen als unnötig, da das

Wasser von selber durchzusickern begann, wobei es sehr wohl möglich ist, dass dies längs des Rohres geschah, das vom Eis unvollständig umschlossen wurde, dass also die getroffenen Vorkehrungen nicht ganz überflüssig waren. Auf jeden Fall erlaubte der mit dem Trax geöffnete Zugang zur grossen Halle die Erkundung der Verhältnisse im Winter anlässlich einiger Kontrollgänge.

5. Künftige Entwicklung

5.1. See 3

In der Zeit von 1970 bis 1978 hat See 3 namhafte Veränderungen durchgemacht. Einerseits hat er sich durch die Kalbungen kräftig gegen den Gletscher ausgedehnt, andererseits hat er wegen einer ausgedehnten Hangbewegung auf der Gegenseite an Fläche verloren (Fig. 5). Ob es sich bei dieser Hangbewegung mehrheitlich um das Abrutschen von Schutt auf einer Toteisoberfläche handelt, oder ob sich das Toteis allenfalls mitsamt mobiler Grundmoräne mitbewegt, wäre nur schwer zu entscheiden. Tatsache ist, dass die Seefläche von 1970 bis 1976 um einige Prozente kleiner geworden ist.

Die Erfahrung der letzten Jahre zeigt, dass die Entwicklung des Sees ausserordentlich stark von der Witterung der Sommermonate geprägt ist, also von der klimatischen Entwicklung abhängt. Voraussichtlich ist eine weitere Ausdehnung des Sees gegen den Gletscher zu im Laufe der nächsten Jahre zu erwarten, wobei es dann durchaus möglich ist, dass sich der See gelegentlich wieder partiell entleeren wird. Vorderhand ist ein solches Ausbruchsrisiko als gering zu erachten, und überdies dürfte die Ausgleichskapazität von See 1 genügen, um ein weiteres Schadenhochwasser in Saas Balen zu verhindern. Die Entwicklung des Sees muss aber weiter verfolgt werden.

5.2. Gletscherveränderung

Nach Jahrzehnten intensiven Schwundes, der zur gegenwärtigen Situation geführt hat, verhielt sich der Grubengletscher während der Zeit der Arbeiten bei See 3 etwa stationär, abgesehen von geringen Veränderungen in positivem und negativem Sinn längs des Randes. Dieser Zustand des Gleichgewichtes dürfte kaum sehr lange andauern, und entsprechend der Tendenz anderer steiler Gletscher ist in nächster Zeit eher mit einem Vorstoss als mit einem erneuten Rückzug zu rechnen. Je nach Intensität eines solchen Vorstosses wird sich dieser auf die Eisbarriere aus-

wirken und eventuell zu einer Verkleinerung der Seefläche führen. Dabei könnte vielleicht das Risiko bestehen, dass das Wasser des Sees einen neuen Weg durch sich öffnende Spalten finden würde. Unmittelbar bedroht scheint uns aber die Mündung des Abflussrohres zu sein. Schon jetzt steigt in deren unmittelbarer Nähe der Gletscher steil an, so dass es keiner grossen Verschiebung bedarf, dass das Wasser nicht mehr frei abfliessen kann, oder gar das Rohr zugeedrückt wird.

5.3. Zukünftige Massnahmen

Als sich Mitte der 70-er Jahre See 3 durch Kalbung stark gegen den Gletscher auszuweiten begann, stand die Gefahr des unkontrollierten Wachstums und neuerlichen Ausbruches des Sees im Vordergrund. Als Massnahme, um das weitere Wachstum zu verhindern, wurde daher die Schüttung eines Dammes in den See hinein längs des Fusses der Eisfront diskutiert. Ein solcher Damm, obschon durchlässig, würde voraussichtlich die Wasserzirkulation genügend behindern, um eine Unterschmelzung der Eisfront zu verunmöglichen. Ob der Damm vom Gletschereis überfahren oder weggeschoben würde, lässt sich nicht voraussehen, doch wäre das gewünschte Ziel, dass sich der See nicht vergrössert, in beiden Fällen erreicht. Selbst wenn der Damm durch die Gletscherbewegung (gegenwärtig etwa 2 bis 4 m/Jahr) abgetragen werden sollte, dürfte er seinen Zweck mehrere Jahre erfüllen. Die bisherigen vorbereitenden Studien für das Projekt haben gezeigt, dass die Baukosten für den Damm tragbar wären, dass aber die Sicherheit der Arbeitenden am Fuss der Eisfront problematisch wäre. Voraussichtlich müsste der Böschungswinkel der Eisfront, die eine Höhe von etwa 25 m aufweist, und oft überhängend ist, durch Absprengung grosser Eiskubaturen reduziert werden, oder das Material vom Gletscher her über die Eisfront hinaus in den See geschüttet werden. In Anbetracht der letzten zwei kühlen Sommer war es vorderhand nicht dringend, das Projekt weiterzuverfolgen.

Wegen der vermuteten Tendenzwende des Gletschers dürfte in nächster Zeit das Problem der Freihaltung der Rohrmündung dringlicher sein als die Verhinderung des Seewachstums. Eine Verschiebung des Rohres in den Moränenhang und Verlängerung talwärts scheint eine naheliegende Lösung zu sein. Die unmittelbare Frage, die sich in diesem Zusammenhang stellt, lautet, ob die Verlegung des Rohres im fraglichen Abschnitt besser subglazial im Schutze des noch vorhandenen Toteises oder im Tagbau erfolgen soll. Um dies zu entscheiden, wird es kaum zu umgehen sein, neuerdings Sondierungen vorzunehmen.

6. Schlussfolgerungen

Bei Gletscherkatastrophen ist im allgemeinen mit Wiederholungen zu rechnen, da der Gletscher die Tendenz aufweist, sich zu regenerieren. Dies ist nicht nur ein Nachteil, weiss man doch in solchen Fällen, mit was man es zu tun hat; beim wiederholten Hochwasser des Fällbaches z. B. handelte es sich um einen eisgestauten Randsee des Grubengletschers. Man hat hier unter Zeitdruck das ungewöhnliche Vorgehen gewählt, am Gletscher selber einzugreifen. Die Abteilung für Hydrologie und Glaziologie der VAW, die sich unter der Leitung von Herrn Prof. Peter Kasser ganz entscheidend entwickelt hat, war prädestiniert dazu, bei dieser nicht alltäglichen Aufgabe mitzuwirken.

Kernstück der Sanierungsarbeiten - nebst verschiedener flussbaulicher Anlagen bei See 1 und im Fällbach -- war der Eisstollen bei See 3 mit dem in die Grundmoräne verlegten Armco-Rohr. Rückblickend beurteilt, handelt es sich für den gegenwärtigen Zustand des Gletschers um eine gute Lösung, was in Anbetracht des Notstandscharakters der Massnahmen nicht selbstverständlich ist. So ist zu bemerken, dass die von vielen befürchtete Vereisung nur deshalb nicht eintritt, weil schon vom Herbst an das Wasser des Sees zu versickern beginnt, dass also während der Zeit, wo Vereisung möglich wäre, im Rohr gar kein Wasser fliesst. Der Stollen selber ist im Gegensatz dazu während der letzten zwei Jahre kräftig vereist.

Ueber die Zukunft des Stollens gegenwärtig zu urteilen fällt nicht leicht. Bei Stillstand des Gletschers oder gar weiterem Rückzug wäre mit fortgesetztem Wachstum von See 3 zu rechnen und daher mit der Möglichkeit weiterer Seeausbrüche in einer ferneren Zukunft. Fast sieht es aber so aus, als könnte eine Aenderung des Regimes eintreten, die dann eher zu einer direkten Gefährdung der bestehenden Anlage durch den vorstossenden Gletscher führen müsste.

Die primär mit einem rein praktischen Ziel durchgeführten Untersuchungen haben zu wichtigen Erkenntnissen glaziologischer Natur geführt, so über die Mechanismen des Seeausbruches und der Verstopfung des Abflussgerinnes, dann auch über die Kalbungen (Haeberli 1975, 1977; Iken 1977). Die interessanten Verhältnisse am Grubengletscher haben auch zu unabhängig vom Hochwasserproblem finanzierten Untersuchungen geführt.

Im übrigen ist die Finanzierung für die Bauarbeiten und die damit zusammenhängenden Untersuchungen der VAW mit namhafter eidgenössischer Subvention vom

Kanton Wallis und der Gemeinde Saas Balen getragen worden. Die Arbeiten am Grubengletscher, mit der Bildung einer Arbeitsgruppe aus offiziellen Vertretern und Spezialisten, stellten einen Modellfall dar für das Vorgehen bei Problemen mit gefährlichen Gletschern. Nach diesem Schema ist eine vom Bundesrat eingesetzte "Arbeitsgruppe für gefährliche Gletscher" gebildet worden mit Herrn Prof. Kasser als Vorsitzendem.

Literatur

- Aellen M. , 1969: Interne Notiz über den Ausbruch eines Sees am Grubengletscher (Flletschhorn) ob Saas Balen, am 2. Juli 1968. VAW-ETHZ, 6. Jan.
- Haerberli W. , 1975: Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). Mitteilung der VAW Nr. 17.
- Haerberli W. , 1975: Ueberwachung von Kalbungswellen am Grubengletscher. Schweiz. Bauzeitung, 93. Jg. , H. 43, S. 694-696.
- Haerberli W. , 1976: Eistemperaturen in den Alpen. - Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. II, H. 2, S. 203-220.
- Haerberli W. , 1977: Experience with glacier calving and air-bubbling in high alpine water reservoirs. - J. of Glaciology, Vol. 19, No. 81, p. 589-594.
- Haerberli W. und Röthlisberger H. , 1976: Beobachtungen zum Mechanismus und zu den Auswirkungen von Kalbungen am Grubengletscher (Saastal, Schweiz). - Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. II, H. 2, S. 221-228.
- Iken A. , 1977: Movement of a large ice mass before breaking off. Journal of Glaciology, Vol. 19, No. 81, p. 595-605.
- Kasser P. , 1960: Ein leichter thermischer Eisbohrer als Hilfsgerät zur Installation von Ablationsstangen auf Gletschern. Geofisica Pura e Applicata, Vol-45, No. 1, p. 97-114.
- Kasser P. , 1969: Die Gletscher der Schweizer Alpen 1967-1968. 89. Bericht der Gletscherkommission der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft, ergänzter Sonderdruck aus der Zeitschr. "Die Alpen", 4. Quartal, 1969, S. 200-225.
- Lichtenhahn C. , 1971: Zwei Stollenbauten: Stollen im Eis zur Verhinderung von Ausbrüchen eines Sees im Grubengletscher (Wallis) und Stollen im Felsen zur unterirdischen Entwässerung des Rutschgebietes von Campo Vallemaggia (Tessin). - Interpraevent 1971, Bd. 3, Themenkreis V-VI, S. 465-475.
- Lichtenhahn C. , 1979: Die Verbauung des Fällbaches in der Gemeinde Saas Balen (Wallis). - Mitteilung der VAW Nr. 41
- Lütschg O. , 1926: Ueber Niederschlag und Abfluss im Hochgebirge. Schweiz. Wasserwirtschaftsverband, Verbandsschrift Nr. 14.
- Röthlisberger H. , 1971: Massnahmen gegen die Ausbrüche eines Gletschersees ob Saas Balen (Grubengletscher). - Schweiz. Bauzeitung, 89. Jg. , H. 40, S. 999-1003.

Röthlisberger H. , 1974: Möglichkeiten und Grenzen der Gletscherüberwachung.
Neue Zürcher Zeitung, 29. April 1974, Nr. 196.

Adresse des Verfassers:

Dr. Hans Röthlisberger
Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie
ETH-Zentrum
CH-8092 Zürich

DAS PROBLEM DER LANGFRISTIGEN KLIMASCHWANKUNGEN

M. Schüepp, Wallisellen

Die wachsenden oder schwindenden Gletscher mit ihren auffallenden Moränenkränzen, welche in den letzten hundert Jahren entstanden sind, haben in der Schweiz die Klimaschwankungen früh ins Blickfeld gerückt. Das Problem hatte aber in den vergangenen Jahrzehnten vorwiegend akademische Bedeutung. In der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts wurde es offenbar, dass die früher angenommene Konstanz des Klimas in unserem Jahrtausend nicht vorhanden ist, dass zwar von 1600 - 1850 keine bedeutenden Schwankungen auftraten, seither sich aber - mindestens vorübergehend - eine bedeutende Erwärmung von ungefähr einem Grad eingestellt hatte, welche ihren Höhepunkt in den 1940iger Jahren in unserem Raum erreichte. Die Auswirkungen dieser weltweiten Erwärmung sind an vielen Orten, welche in den klimatischen Grenzbereichen liegen, beträchtlich, z. B. für die Fischerei im Norden, für die Steppengebiete am Rande der subtropischen Wüsten, besonders im Sahelgebiet. Dort gesellen sich zu den natürlichen Klimaschwankungen noch die anthropogen bedingten Änderungen.

Wenn der Fragenkomplex der Klimaschwankungen heute eine viel grössere Beachtung findet als früher, und zu einem der Hauptstudiengebiete der Internationalen Meteorologischen Weltorganisation (WMO) aufgerückt ist, sind diese wirtschaftlichen Probleme massgeblich an dieser Aufwertung beteiligt (Symposium in Norwich 1975 und Konferenz in Genf 1979). Es besteht eine wachsende Einsicht in die Notwendigkeit der weltweiten gegenseitigen Hilfeleistung, bevor katastrophale Verhältnisse eintreten. Die Gefahren haben sich erhöht, seit zu den natürlichen Klimaschwankungen die anthropogen bedingten Schädigungen getreten sind, welche es womöglich zu vermeiden gilt.

Die Entwicklung der Forschung, speziell die Berechnung von Modellen, welche die atmosphärischen Vorgänge in ihren wesentlichen Zügen darstellen können, in Verbindung mit den heutigen Grosscomputern, hat neue Möglichkeiten eröffnet. Dabei wurde die Klimatologie wieder mehr beachtet, nachdem sie längere Zeit ein Stiefkind der Meteorologie war und international ihre Vertretung in den Kommissionen zu Gunsten der "special applications" verloren hat. Die grundlegende

allgemeine Verarbeitung, Prüfung und Zusammenstellung des Beobachtungsmaterials bildet einen wichtigen Baustein für die Erforschung der Klimaschwankungen, lassen sich doch nur mit einem homogenen Material richtige Schlüsse auf die Ursachen ziehen. In der Schweiz sind wir in dieser Beziehung mit unseren klimatologischen Beobachtungsreihen seit 1864 ohne Unterbrüche und Kriegswirren sowie einem guten, 1954 aufgebauten synoptischen Netz, in einer vorteilhaften Ausgangsposition. Ein zusätzlicher Vorteil besteht in der verschiedenen Höhenlage unserer Stationen zwischen 200 und 3500 m ü.M. Für einzelne Reihen, z.B. für das Paar Genf - Gr. St. Bernhard können wir zudem noch weiter zurückgehen, bis beinahe zum Wiener Kongress, bis 1818.

Was somit in der Schweiz einigermaßen ausreichend vorhanden ist, nämlich lange, gute Beobachtungsreihen, ist in vielen Teilen der Welt Mangelware. Seit dem erwähnten Höhepunkt der Wärme nach 1940 ist weltweit gesehen wahrscheinlich wieder eine leichte Abkühlung eingetreten mit Ausnahme auf der Südhalbkugel. Glücklicherweise werden in Zukunft die Satellitenmessungen eine globale genaue Kontrolle ermöglichen, bisher war das Ausmass der Aenderungen zum Teil unsicher, weil nicht überall durchgehende Beobachtungsreihen vorliegen, ein Trend somit eventuell durch die Stationsauswahl vorgetäuscht werden kann und die Ozeane zudem bisher zum grossen Teil "unerforschtes Gebiet" waren.

Auch wenn die leichte Abkühlung sich bei genauerer Betrachtung als eine Stagnation entpuppen sollte, der rasche Anstieg der Temperatur zu Beginn des Jahrhunderts ist sicher abgestoppt, die Frage ist nur, ob kurzfristig oder auf längere Sicht. Wenn wir diese Frage richtig beantworten wollen, müssen wir die Gründe des Anstiegs vor 1940 erforschen, das Zusammenwirken der verschiedenen Einflüsse. Es gibt ja viele mögliche Gründe. Einige Ursachen für Klimaschwankungen fallen allerdings bei den kurzfristigen Aenderungen im Laufe von wenigen Jahrzehnten ausser Betracht: Aenderung der Erdbahnelemente, der Rotationsgeschwindigkeit, der Land-Meerverteilung und der Luftzusammensetzung, ausser einem Anstieg des CO₂-Gehaltes und der Aerosolbeimischung.

Auch die menschlichen Eingriffe blieben bis jetzt bescheiden. Einem globalen Durchschnitt der Sonneneinstrahlung von 350 W/m² mit Reduktion auf 160 W/m² am Erdboden nach den Verlusten in der Atmosphäre steht nach Munn und Machta (5) eine Energieproduktion von etwa 16 Milliwatt/m² gegenüber, und wenn diese auch bis zum Jahr 2000 auf vielleicht das 5-fache ansteigen dürfte, bleibt sie im

globalen Durchschnitt doch noch bescheiden. Sie ist aber so konzentriert auf einzelne, verhältnismässig kleine Gebiete, dass doch eine Gefahr von ungewollten menschlichen Eingriffen besteht, namentlich, da es sich dabei nicht nur um Energieproduktions-, sondern auch zugleich um Luftverseuchungsgebiete handelt (in den grossen amerikanischen Städten im Sommer $20 - 40 \text{ W/m}^2$, im Winter $70 - 210 \text{ W/m}^2$!).

Gefährlich ist, dass sich die Erde offenbar nicht - wie z. B. im Mesozoikum vor 100 Millionen Jahren mit eisfreien Polen - in einem verhältnismässig stabilen atmosphärischen Gleichgewicht befindet, sondern gewissermassen auf des Messers Schneide balanciert. Sie pendelte in der letzten Million Jahre 10 mal im Intervall von 70'000 - 120'000 Jahren zwischen Eiszeit und Zwischeneiszeit hin und her. Die Untersuchung von Tiefsee- und Inlandeisbohrungen mit den modernen Zeitbestimmungsmethoden, wie z. B. dem C_{14} -Gehalt und der Bestimmung der Temperaturen mit Hilfe des Isotopenverhältnisses $^{18}_{16}O$, haben gezeigt, dass diese Wechsel von kalt zu warm und umgekehrt nicht etwa sinusförmigen Verlauf aufweisen, sondern mehr einem Umkippen im Verlauf von wenigen Jahrtausenden, ja z. Teil Jahrhunderten, von einem zum anderen Zustand gleichen. Es sieht so aus, als wäre irgendwo statt des Kaltlufthahnes der Warmlufthahn aufgedreht worden; einzig in den äquatornahen Zonen sind die Veränderungen gering. Manchmal sind es nur kurze Episoden, wie z. B. vor 90'000 Jahren, als mitten in einer Warmzeit, als Vorbote der Würmeiszeit, ein rascher, scharfer Temperaturrückgang von wärmer als heute zu eiszeitlichen Verhältnissen erfolgte.

Angesichts dieser Erkenntnisse erscheint es nicht verwunderlich, wenn sich viele Forscher die Frage stellen : steht uns ein solcher kürzerer oder längerer Umschlag bevor und wie könnte ein solches Ereignis ausgelöst werden ? Wir müssen bekennen, dass trotz grosser Fortschritte, speziell in der Technik der atmosphärischen Modelle, wir immer noch stark im Dunkeln tappen, wenn es sich um die Frage nach den Ursachen handelt, und manch weitere Abklärungen werden notwendig sein. Man ist sich über einzelne Punkte einig. So sagte z. B. Prof. Bolin in seinem Schlusswort in Norwich (2) : Dass eine CO_2 -Zunahme, wie sie zur Zeit im Gang ist, eine Erwärmung bringt, ist wohl unbestritten. Schwierig ist aber bereits die Untersuchung, wieviel CO_2 bei der von uns bewirkten Steigerung im Ozean und in der Vegetation gebunden bzw. umgewandelt wird. Dass eine ziemlich regelmässige Zunahme erfolgt, bestätigen die Messungen,

z. B. auf Hawaii. Auch unsere Energieproduktion, welche ja letzten Endes immer in Wärme umgesetzt wird, bewirkt ebenfalls eine Erwärmung. Für die vor dem Jahr 1940 aufgetretenen Temperaturerhöhungen fällt es daher nicht schwer, mögliche Ursachen zu finden und auch quantitativ einigermaßen befriedigende Resultate mit Computer-Modellrechnungen zu erhalten.

Viel schwieriger ist es bei den Abkühlungen, ja schon bei einer Stagnation. Wo finden wir die abkühlenden Faktoren? Ist die Solarkonstante doch keine Konstante? Bereits eine Schwankung von 1 ‰ in ihrem Wert, nicht feststellbar mit unseren heutigen Hilfsmitteln, kann eine Temperaturänderung von 0.1 Grad oder mehr bewirken.

Dazu als Kommentar ein kurzer Abschnitt aus einem Artikel von J. Mitchell in der GARP-Publikation (1) Seite 128 :

"Theory of solar behaviour.

The classical theory of stellar structure and behaviour admits of little, if any, opportunity for significant solar irradiance changes in solartype stars, on ever time scale whatever short of the evolutionary time scale (10^9 years). It should be noted, however, that classical theory has come under severe strain in last few years, following the stunning discovery that the sun is apparently emitting only a small fraction of the flux of neutrino particles that classical theory predicts".

Wir müssen wohl warten, bis längere, sichere Messreihen der Sonnenstrahlung von Satelliten aus, ausserhalb der störenden Erdatmosphäre, vorliegen und haben in der Durchführung solcher Messungen - inklusive spektraler Verteilung - eines der grossen Anliegen der Klimaforschung. Daneben gibt es allerdings auch einen anderen Weg zur Klärung der eventuellen Schwankungen der Strahlungsintensität im Laufe der Zeiten. Die C_{14} -Produktion ist ja durch die einfallende kosmische Strahlung bedingt, welche ihrerseits in ihrer Eindringtiefe durch das Magnetfeld der Erde gesteuert wird. Dieses wiederum hängt von der Sonnenstrahlung ab. Der C_{14} -Gehalt im CO_2 wird allerdings nicht nur durch die Intensität der kosmischen Strahlung gesteuert, sondern hängt auch vom Anteil von CO_2 ab, den der Vulkanismus und die Verbrennung fossiler, C_{14} -freier Brennstoffe liefern. Die beiden Quellen vermindern das Verhältnis C_{14}/C_{12} ; wir können zwar nicht mit einer Konstanz rechnen, die wechselnden Anteile aber abschätzen und damit auch den Einfluss der Strahlungsschwankungen bei Änderungen

ermitteln. Wenn wir absolute Altersbestimmungen besitzen, z. B. mit Hilfe der Baumringe, und daneben die mit Hilfe der C_{14} -Gehalte bestimmten Alter unter der Annahme konstanter Strahlungsintensität vergleichen, finden wir in der Zeit einige Jahrtausende vor Christus Unterschiede, welche wir nicht mit einer Aenderung der vulkanischen Tätigkeit erklären können und somit sehr wahrscheinlich einer Aenderung des Magnetfeldes mit schwankender Sonnenstrahlung zuzuschreiben sind. Auf diesem Gebiet bestehen noch viele Probleme.

Ausser der Verminderung der Sonnenstrahlung gibt es weitere Möglichkeiten zur Erniedrigung der Temperatur an der Erdoberfläche : Veränderung der Albedo, z. B. durch mehr Wolken oder eine grössere Verseuchung der hohen Atmosphäre mit feinen Partikeln, sei es durch Flugzeuge oder durch Vulkanausbrüche. Dass dieses Mittel nicht unter allen Umständen zu einer Abkühlung führt, sondern bei gewisser Korngrössenverteilung des Aerosols sogar der umgekehrte Effekt einer Erwärmung erzielt werden kann, zeigen neuere Untersuchungen, z. B. die Modellrechnungen von Mason in England (5), welche in Erdbodennähe keine Abkühlung ergaben.

Im wesentlichen scheinen die Vulkanausbrüche von der heutigen Grössenordnung aber doch abkühlend zu wirken, z. B. der grosse Ausbruch des Krakatau im Jahre 1883. Bei den grossen Gebirgsbildungen sind sicher immer wieder schwache Bruchstellen mit Vulkanismus aufgetreten, nach den Aschenschichten in den Tiefseesedimenten zu urteilen, in den letzten 2 Millionen Jahren in steigendem Masse, so dass sie für eine Erklärung der Abkühlung in der geologischen Neuzeit herangezogen werden können. Zwischen 1912 und 1946, in der Erwärmungsphase, gab es dagegen keine bedeutenden Ausbrüche. Alle Einflüsse kombiniert ergeben eine halbwegs befriedigende Uebereinstimmung zwischen dem berechneten und dem beobachteten Temperaturverlauf und lassen erwarten, dass es gelingt, durch entsprechend aufgebaute Modelle mehr Einblick in die verwickelten Zusammenhänge und die zu erwartenden Aenderungen bei zunehmendem anthropogenem Einfluss zu erhalten. Vielleicht lässt sich später auch eine gewisse Steuerung erzielen, nicht nur wie jetzt im mikroklimatischen Bereich, sondern auch grossräumig, wenn die erzeugten Energiemengen am richtigen Ort und zur richtigen Zeit eingesetzt werden.

Dass der Weg bis zu diesem Ziel lang und beschwerlich ist, muss kaum betont werden. Es gibt nicht nur direkte Erwärmung und Abkühlungen, sondern auch

Änderungen auf dem Umweg über eine Beeinflussung der Albedo, bei Vegetationsänderungen, wie es offenbar in der Sahelzone der Fall war : Weniger Vegetation, z. B. durch Ueberweidung, ergab eine höhere Albedo, daher mehr Ausstrahlung in den Weltraum, verstärktes Absinken der Luftmassen und Verstärkung der Trockenheit, also weitere Ausdehnung der Wüste. Diese Rückkoppelungseffekte sind in vielen Fällen vorhanden, z. B. auch bei einer Ausdehnung der Schneeflächen gegenüber dem aperen Boden oder dem eisfreien Meer in den Polarzonen. Auch dort gibt es eine grössere Albedo, Abkühlung, vermehrt Schnee statt Regen und dadurch wiederum Abkühlung. Die Rückkoppelungseffekte bewirken offenbar das rasche Umkippen zwischen Eis- und Zwischeneiszeiten. Alle diese Effekte müssen in die numerischen Modelle eingebaut werden, wenn diese realistisch sein sollen.

Das Charakteristische an den Klimasymposien ist der interdisziplinäre Charakter. Nicht nur Klimatologen, auch Geologen, Botaniker und Geographen sind notwendig, wenn es darum geht, die Klimageschichte über den durch Messungen belegten Zeitraum nach rückwärts zu verlängern. Dazu dienen die Sedimente, besonders, wenn sie durch einen Jahresgang der Sedimentation eine Zeitbestimmung gestatten. Aber auch die Jahresringe der Bäume und die Pollenanalyse können auf Jahrhunderte, zum Teil auf Jahrtausende zurück wertvolle Aufschlüsse geben, besonders wenn sie grossräumig betrieben werden wie in Amerika in den Rocky Mountains.

In Europa besteht die Schwierigkeit, dass es viele kleine Forschergruppen gibt, welche infolge der politischen Vorbedingungen und der sprachlichen Schwierigkeiten oft nur wenig Kontakt miteinander haben. Der Kontakt kann nur gelegentlich bei Konferenzen hergestellt werden, wie z. B. an der Weltklimakonferenz im Februar 1979 in Genf, wo ein allgemeiner Ueberblick seitens der UdSSR durch I. P. Gerasimow gegeben wurde (5). Bereits früher war in Norwich in England im Jahre 1975 ein internationales Symposium über langfristige Klimaschwankungen veranstaltet worden (2). Damals fehlten jedoch die Ostblockländer.

Die geologische Klimageschichte der Jahrtausende, welche sicher wichtig ist für die Erkenntnis, warum überhaupt Eiszeiten im Quartär und früher an der Wende zwischen Karbon und Perm aufgetreten sind, wurden in Norwich hauptsächlich von amerikanischer Seite gestreift. Bei geologischen Zeiträumen kommen nicht nur die bisher erwähnten Ursachen für Klimaänderungen in Betracht,

sondern auch Aenderungen der Erdbahnelemente, wie sie heute für die Erklärung des Wechsels Eiszeiten-Zwischeneiszeiten im Vordergrund stehen, aber auch eine starke Modifikation der Land-Meerverteilung durch die Plattentektonik, Umpolungen des Magnetfeldes usw.

Es ist interessant zu sehen, wie die alte Milankowitsch-Theorie der Klimaschwankungen infolge Aenderung der Erdbahnelemente eine Renaissance erlebt : Die Erklärung der Glazial- und Interglazialzeiten durch die Schwankungen in der Neigung der Ekliptik von etwa 2° , die Veränderung der Exzentrizität und die Präzession der Tag- und Nachtgleiche, d. h. die Verschiebung des Perihels. Die annähernd periodische Aufeinanderfolge von mindestens 10 Eis- und Zwischen-eiszeiten legt es natürlich nahe, nach periodischen Vorgängen zu suchen, welche für eine Erklärung in Frage kommen, aber bisher waren die Ergebnisse nicht befriedigend und das im Vergleich zum "Normalzustand" benötigte tiefe Temperaturniveau kann natürlich nicht damit begründet werden; die Abkühlung seit dem Mesozoikum muss anderen Ursachen entspringen, wobei heute als wesentliche Vorbedingung eine grosse Landfläche an einem der Pole im Vordergrund steht : das Gondwanaland in der Karbon/Perm-Vereisung, die Antarktis heute.

Der grösste Anstoss, die Schwankungen der Erdbahnelemente wieder in den Vordergrund zu rücken, dürfte vom Mars kommen. Am Symposium in Norwich wurde unser Nachbarplanet den Teilnehmern in einem äusserst eindrücklichen Abendvortrag vorgestellt. Die Qualität der von der Marsoberfläche erhaltenen Fernsehaufnahmen ist verblüffend. Es kam mir bei einem Bild die Erinnerung an den Flug über die Trockengebiete der Rocky Mountains, wo man das ganze Flussnetz wie auf einem Präsentierteller in gestochener Klarheit unter sich sah. Ein anderes Bild zeigte einen See, der offenbar mit einem Dammbbruch ausgelaufen war. Und das alles auf einem Planeten, der jetzt kein Wasser und fast keine Atmosphäre aufweist. Kein Wasser, weil die Temperatur sich fast überall unter dem Tripelpunkt befindet. Die Spezialisten, die sich bei der Auswertung der Bilder den Kopf über die möglichen Erklärungen zerbrochen haben, kommen zum Schluss, dass der Mars wahrscheinlich periodisch, etwa mit einer Periode von einer halben Million Jahren eine aus CO_2 mit H_2O - Beigabe bestehende Atmosphäre mit Wolken und Regen aufweist mit einer Dichte etwa in der Grössenordnung der Hälfte der Erdatmosphäre. Grund für die Veränderung: Schwankung der Achsenneigung von 15 bis 35° , Verstärkung der jahreszeitlichen Schwankung der Temperatur bei grosser Neigung, Verdunstung von CO_2 , höhere Atmosphä-

rendichte, mehr Zirkulation mit Wärmezufuhr zu den Polen zusammen mit dem Glashauseffekt der Atmosphäre, so dass H_2O nun flüssig vorhanden sein kann und ähnliche Erscheinungen wie auf der Erde möglich sind. Es gibt auch Vulkanismus. Der Mars hat also sehr viel mehr Berührungspunkte mit der Erde als die heute nach den dort geglückten weichen Landungen zwar aktuelle, aber andersartige Venus, auch wenn die Marskanäle sich als nicht reell erwiesen haben. Es gibt daneben zeitweise globale Staubstürme auf dem Mars und andere interessante, heute verständlicher Weise noch wenig verstandene Phänomene, z.B. ausgedehnte polare Sedimentplatten.

Wir können nun fragen, was hat das mit der Klimageschichte der Erde zu tun? Möglicherweise wird sich auch die Marsgeschichte mit direkter oder Fernerkundung genauer rekonstruieren lassen und damit ergibt sich die Möglichkeit zu sehen, ob die Entwicklungen auf beiden Planeten im Laufe der geologischen Zeitalter parallel oder verschieden verliefen, ob solare oder planetarische Ursachen für die festgestellten Veränderungen in Betracht zu ziehen sind. Ich habe in meiner Mittelschulzeit die alte Astronomie von Newcomb-Engelmann von 1921 studiert. Wenn man unsere heutigen Erkenntnisse damit vergleicht, ist der Fortschritt erstaunlich.

Wenn es auch nur kleine Schritte sind, welche die Klimaforschung von Jahrzehnt zu Jahrzehnt aufweisen kann, so ist doch speziell mit der Modellrechnung in Zukunft eine allmähliche Klärung der vielen offenen Fragen zu erwarten. Bis dahin sind allerdings - wie an der Genfer-Konferenz von 1979 betont wurde - noch ausgedehnte Forschungen notwendig, bevor ein umfassendes Bild aller Ursachen und Wirkungen entsteht.

Die bisherigen Ausführungen haben sich auf die meteorologischen Probleme bezogen. Daneben gibt es das grosse glaziologische Forschungsgebiet, welches an den Klimakonferenzen meist nur am Rande besprochen wird, etwa bei der Rolle des antarktischen oder des grönländischen Eisschildes. Durch die dort gewonnenen Bohrkernkerne bis in grosse Tiefen haben sich im Zusammenhang mit der modernen Isotopenforschung vielfältige neue Wege eröffnet. Daneben sind aber auch unsere Alpengletscher ein wertvoller Indikator bei der Erforschung der postglazialen Verhältnisse. Vielleicht gibt uns die weitere intensive Erforschung der sogenannten "kleinen Eiszeit" (1600 - 1850), in welcher durch das grosse, von Altmeister H.H. Lamb in (6) zusammengetragene Material die Verhältnisse genauer

bekannt sind, wieder neue Einblicke. Die alpine Glaziologie kann durch die Kenntnis der Gletscherstände in dieser Zeitperiode wesentlich mithelfen bei der Klärung der komplizierten Rückkoppelungsverhältnisse bei den Klimaschwankungen. Genaue Massenhaushaltsberechnungen zusammen mit Modellrechnungen, in denen die meteorologischen und ozeanographischen Faktoren berücksichtigt werden, sind heute durchführbar. Die sorgfältige Bearbeitung des glaziologischen Materials, welche von P. Kasser in den Jahresberichten und anderen Publikationen in jahrzehntelanger Arbeit durchgeführt wurde, trägt somit sicher Früchte und wird mithelfen, sowohl die Glaziologie als auch die Klimatologie einen Schritt näher zu bringen zum Verständnis des verwickelten Spieles von Ursache und Wirkung.

Literatur

- (1) GARP Publications Series No 16. The Physical Basis of Climate and Climate Modelling, WMO Genf 1975
- (2) Proceedings of the WMO/IAMAP. Symposium on Long-term climatic fluctuations, WMO No. 421, Genf 1975
- (3) Recent climatic fluctuations in Canada by Morly k. Thomas Toronto 1975
- (4) Mapping the Atmospheric and Oceanic Circulations and other Climatic Parameters at the time of the Last Glacial Maximum about 17'000 years ago
Climatic Research Unit Research Publication No. 2, Norwich 1974
- (5) World Climatic Conference. Extended summaries of papers. Met. Organisation Geneva Febr. 1979
- (6) Lamb, H.H. Climate, present, past and future. Vol. 2 Methuen London 1977
- (7) Angell, J.K. and Korshover, J. Global temperature variation, surface to 100 mb. Monthly Weather Review 106, 1978

Adresse des Verfassers:

Prof. Dr. Max Schüepp
Bürglistrasse 16
CH-8304 Wallisellen

Mitteilung Nr. 41, 1979

Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich

CORRECTION OF POINT PRECIPITATION MEASUREMENT

Proposal for the Guide to Hydrological Practices of the World Meteorological Organization (WMO)

Boris Sevruk*, Zürich

Abstract

One aspect of the wide spectrum of works carried out in the Department of Hydrology and Glaciology of the VAW are the activities in international organizations. This paper shows one example. Its goals are to bring together all important formulae and diagrams existing for the correction of the systematic error of precipitation measurement and thus to show that there is a general solution to the problem. This material has been submitted by the author to the CHy-WMO as proposed additions and amendments to the Guide to Hydrological Practices of the WMO.

Introduction

The paradox of the commonly accepted method of precipitation measurement is that it cannot be accurate. This is due to instrumental technique using can-type gauges with horizontal orifice elevated above the ground, as a standard. Since this is generally known and accepted, it seems to be more paradox in the history of precipitation measurement that today only two countries, the U.S.S.R. (Bochkov and Struzer, 1970) and Finland (Lemmelä and Solantie, 1978), acted accordingly and corrected the precipitation measurements of a great part of the national precipitation network. In spite of many world water balances published in the last time it is remarkable that only one has been based on the fully corrected precipitation values (World Water Balance, 1978). The differences in the magnitudes of water balance components calculated with or without the corrections of precipitation values can be considerable (Sevruk, 1978) and depend on the latitude of the region and the gauge type used (World Water Balance, 1978).

However, the investigations on the problem of corrections, first of all in the U.S.S.R. during 1962-1975, resulted in the establishment of quantitative laws, which enable to estimate each correction using its relationship to determining

* Rapporteur on Accuracy of Point Precipitation Measurement.
Commission for Hydrology (CHy) WMO.

meteorological factors. In this connection the question arises, why other countries hesitate to apply such corrections. One of the many reasons might be the fact that till now there are no international regulations to the problem and the relevant material is missing in the Guide to Hydrological Practices of WMO. As shown further this gap can be partially closed.

The report is based on all adequate results available, mostly from Denmark, England, Finland, Germany, New Zealand, Sweden, Switzerland, U.S.A., U.S.S.R. and WMO. More than 100 references are included but not all are cited. The following studies (in English) should be consulted for more references and details : Struzer (1965); Struzer et al. (1965); Uryvaev et al. (1965); Bochkov and Struzer (1970); Dahlström (1970); Rodda (1971); Hamon (1972); Sevruc (1975); Struzer and Golubev (1976); World Water Balance (1978) and Golubev (1979). Important contributions have also been made by Poncelet (1955) (in French), by Bogdanova (1966, 69, 71, 75), Fedorova (1966); Gorbunova (1972); Nechayev (1965, 66, 68) (in Russian) and by Karbaum (1969) (in German). For annotated bibliography see WMO (1973). Only gauges with horizontal orifices are dealt with further.

Errors and accuracy of point precipitation measurement

There are two kinds of errors involved in the precipitation measurement - systematic and random errors. The systematic error contains more components : First it is due to the wind field deformation above the gauge orifice which prevents the precipitation particles from entering the gauge. Thus the amount of precipitation caught by the gauge is already smaller than the amount of free falling, actual precipitation. However, the amount of precipitation measured by the gauge is even smaller because a certain part of precipitation caught by the gauge is lost

- a) due to wetting the internal walls of the gauge
- b) due to evaporation of the water accumulated in the container
- c) due to inability to empty the gauge container completely
- d) due to splashing of rain drops from the gauge
- e) due to blowing the snow from the gauge.

The random errors likely to arise are the use of inaccurate measures or dip rods, spilling of some water when transferring it to the measure, leakage,

observational errors, deformation or damage of the gauge or its rim, deviations of the orifice position from the horizontal, etc.

The random errors can be prevented by frequent control of the gauge and the measured values. In contrast, all components of the systematic error are inherent in the measurement of precipitation and their individual magnitudes vary in relation to instrumental and meteorological conditions from very small to significant values. Thus not all components must be taken into consideration for certain gauge types, seasons and regions. For example, the use of pit gauges prevents the loss due to wind field deformation in the case of liquid precipitation. Evaporation losses can be reduced by placing oil in the receiver or by designing the gauge so that (a) only a small water surface is exposed, (b) ventilation is poor, and (c) the internal temperature of the gauge is not allowed to become excessive. Also the wetting loss can be reduced using the smooth surface on internal walls of the receiver so that the raindrops do not adhere to it. The internal walls should never be painted because the scratches and increased wetting loss but the external walls can be painted white, which helps to reduce the evaporation loss. Splash in and out can be reduced by the proper design of the collector.

Because most of the components of systematic error cause losses, the precipitation measured by commonly used gauges is less than the actual precipitation reaching the ground and thus is usually unsuitable for further use in hydrologic calculations. It must be corrected for major error components.

Correction for systematic error

As the actual amount of precipitation reaching the ground is not known, the corrected amount of precipitation can be estimated by following general model :

$$P_K = k (P_g + \Delta P_1 + \Delta P_2 + \Delta P_3) \pm \Delta P_4 \pm \Delta P_5 \pm \Delta P_6 \quad (1)$$

where P_K = corrected amount of precipitation

k = conversion factor due to wind field deformation ($k \geq 1$)

P_g = measured amount of precipitation in the gauge

ΔP_1 = correction for the wetting loss on the internal walls of the collector

ΔP_2 = correction for the wetting loss in the container by its emptying

ΔP_3 = correction for the evaporation from the container

ΔP_4 = correction for the splashing in and out

ΔP_5 = correction for the blowing in and out of snow

ΔP_6 = correction for all random errors (observational and instrumental)

$\Delta P_1 \dots \Delta P_5$ are the components of the systematic error; ΔP_1 , ΔP_2 and ΔP_3 have definite positive sign, $\Delta P_4 = 0$ for most gauges, ΔP_5 is most difficult to estimate, but for liquid precipitation $\Delta P_5 = 0$. In some cases $\Delta P_6 = \pm 10\%$ but in the average $\Delta P_6 = 0$. Thus for the liquid precipitation and most gauges the above equation becomes the following form :

$$P_k = k P_c = k (P_g + \Delta P_1 + \Delta P_2 + \Delta P_3) \quad (2)$$

where P_c = amount of precipitation caught by the gauge.

Conversion factors k for monthly totals have been estimated experimentally for Tretyakov and Hellmann gauges (Figure 1), using paired pit and elevated gauges for liquid precipitation and paired protected and unprotected gauges for solid precipitation. It was shown, that k is a function of two variables; the wind speed at the gauge orifice during the rainfall and the parameter of precipitation structure (N). For liquid precipitation N equals the fraction (in %) of monthly totals of rain falling with an intensity $I_r \leq 0.03$ mm/min and it can be estimated from the records of rain recording gauges, by summing the precipitation with the above intensities over 10-minute intervals. N depends also on the monthly air temperature and the monthly rainfall intensity (equations (3) and (4), Table 1), which enables its indirect estimation although less accurate than above. The structure of mixed and solid precipitation is related to the air temperature during the precipitation.

Using the Figure 1 approximate values of k can be found for Tretyakov and Hellmann gauges. More accurate values of k for the Tretyakov gauge gives equation (5). In both cases, however, the wind speed during the precipitation at the level of the gauge orifice (u_{ph}) must be known. As the wind speed (u) in meteorological stations is commonly measured at the fixed times, 3 - 8 times per day and at a height of at least 10 m above the ground, u_{ph} must be derived from u . This can be done using equations (6) and (9).

All aforementioned equations are listed in Table 1. Here, the empirical coefficient L depends on the monthly number of precipitation days and for 1-5, 6-10, 11-15, and more than 16 days it is 1.30; 1.10; 1.14; and 1.13 respectively for the months

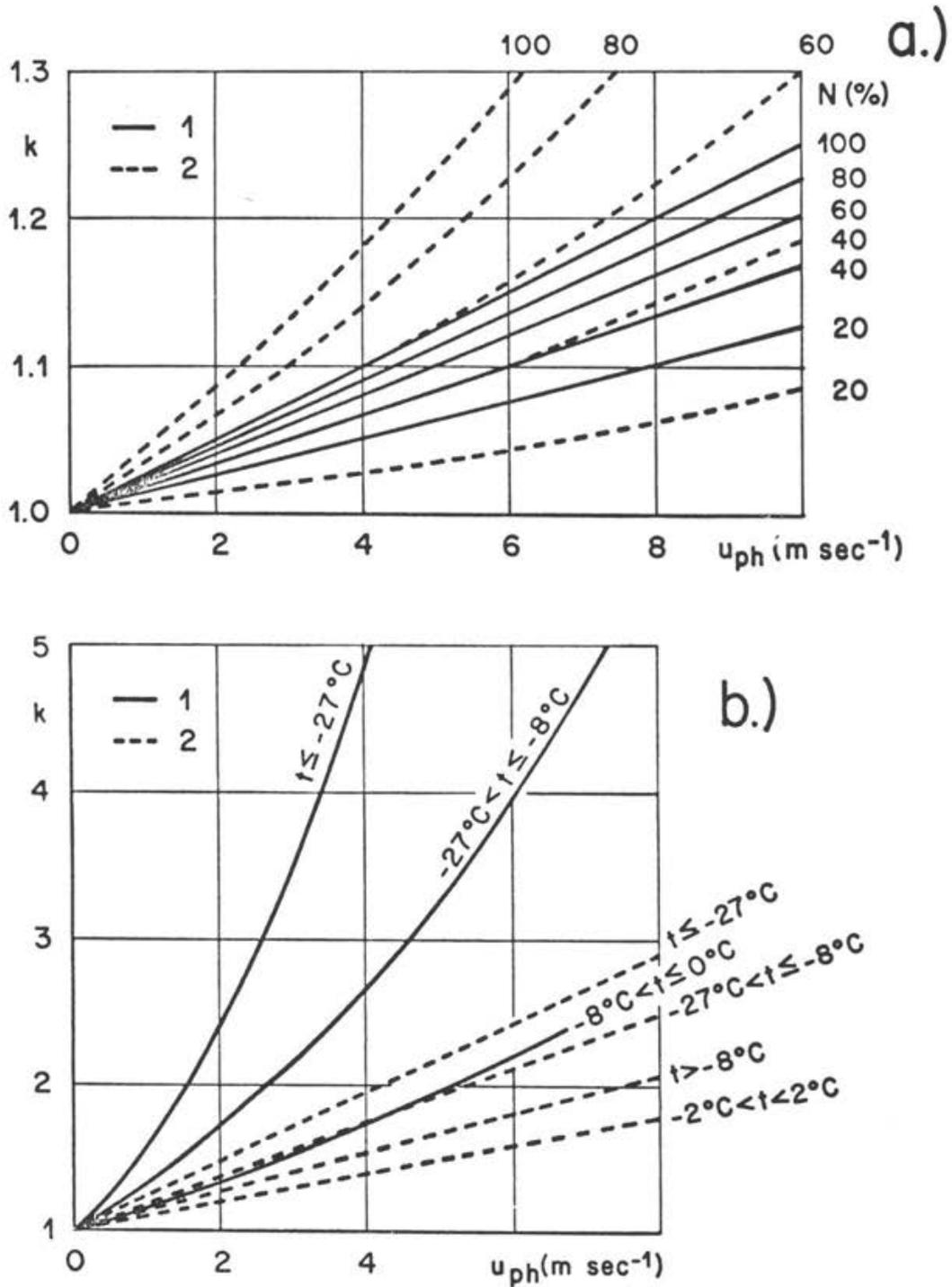


Fig. 1 Conversion factors (k) of monthly precipitation totals as a function of the average monthly wind speed (u_{ph}) and the parameter of precipitation structure (N), (t). N = fraction in per cent of monthly precipitation totals falling with an intensity $I_R \leq 0.03$ mm/min (see also equations (3), (4), Tab. 1); t = mean monthly air temperature in ($^\circ C$) and u_{ph} = wind speed during the precipitation at the level of the gauge rim. a) liquid precipitation b) - mixed and solid precipitation. 1 - Hellmann gauge, 2 - Tretyakov gauge. (According to World Water Balance, 1978).

Table 1 List of equations (3) - (9) and corresponding symbols used for the estimation of the conversion factor k .

Equation	No.	S y m b o l
$N = 95 - 3.4 t$	(3)	h = height of the gauge orifice above the ground in (m) H = height of the wind vane above the ground in (m)
$N = 45 - 75 \log I_r$	(4)	I_r = monthly rainfall intensity in (mm/h) k = conversion factor or monthly rainfall totals due to wind field deformation
$k = \frac{100}{100 - 0.038 N u_{ph}}$	(5)	K_L = logarithmic coefficient of the wind speed profile in (m) L = empirical coefficient m = coefficient related to the exposure of the gauge site (see equation (9))
$u_p = L \cdot u$	(6)	N = fraction in per cent of monthly precipitation totals falling with an intensity $I_r \leq 0.03$ mm/min. t = mean monthly air temperature in °C ($20 \geq t \geq 5$ °C)
$u_{ph} = K_L \cdot m \cdot u_{pH}$	(7)	u = average monthly wind speed based on at least 4 observations per day in (m/s) u_p = average monthly wind speed during the precipitation in (m/s)
$K_L = \frac{\log h/z_0}{\log H/z_0}$	(8)	u_{ph} = u_p at the level of the gauge orifice u_{pH} = u_p at the level of the wind vane z_0 = parameter of roughness (see Table 2) in (m)
$m = 1.0 - 0.024 \alpha$	(9)	α = average vertical angle of obstacles at the site in grades (360°)

with liquid precipitation and 1.33; 1.26; 1.25; and 1.16 respectively for the months with solid precipitation. z_0 is parameter of roughness, varying between 0.005 m and 0.03 m (Table 2). α is the average vertical angle of obstacles in a distance from the gauge no more than 300 m, measured in the 16 points of the wind rose. In cases of individual trees or other free standing obstructions whose horizontal extend is less than 1/10 of their distance from the gauge the angle must be reduced by half.

If α is not known m can be assessed at 1; 0.8 and 0.6 for open sites, partially sheltered sites and well protected sites, respectively.

Table 2 Parameter of roughness z_o for various quality of soil and snow cover
 h_s = snow depth

z_o (m)	Soil	Snow cover
0.005		uniform distributed, $h_s > 10$ cm
0.01	even, bare, compact soil or turf not heigher than 5cm	uniform distributed, $h_s < 10$ cm, non-uniform distributed, $h_s > 10$ cm
0.02	black fallow soil	non-uniform distributed with patches of exposed soil, $h_s < 10$ cm, friable snow
0.03	turf, height 5 - 20 cm	

The wetting loss depends on the geometry and material of the gauge collector and container, on the number of precipitation measurements and on the sum, form and frequency of precipitation. It can be estimated for the collector, as follows:

$$\Delta P_1 = a_1 \cdot n_1 \quad (10)$$

where a_1 = experimentally estimated average wetting loss per event for the particular collector and form of precipitation (Table 3).

n_1 = number of precipitation events with interval between them greater than the average time needed to dry-out the internal walls of the collector (drying time).

For the solid precipitation a_1 is usually smaller than for liquid precipitation, and in practice $n_1 = 1$ because in this case the collector is wetted mostly only once during the snow melting.

For the computation of monthly corrections some simplification can be done :

$$\Delta P_1 = \bar{a}_1 \cdot M \quad (11)$$

where \bar{a}_1 = average wetting loss for the collector per day (Table 3)

M = number of days with precipitation.

This method is less accurate than the aforementioned.

Analogically, the wetting for the gauge container can be calculated too. However, the drying time is much longer for the gauge container and in addition the wetting can occur at most only once between the measurements, by the emptying of the

container. In contrast the wetting of the collector may occur more times between the measurements, depending on the frequency of precipitation and on the drying time.

The total monthly wetting loss can be estimated using the equation :

$$\Delta P_1 + \Delta P_2 = \bar{a}_{1,2} \cdot M \quad (12)$$

where $\bar{a}_{1,2}$ = average wetting loss per day for the particular collector and container (Table 3)

M = as above

The evaporation loss depends on the construction, material and color of the gauge, on the saturation deficit and the wind speed during the evaporation and on the duration of evaporation. The latter depends on the number of precipitation observations per day. The monthly evaporation loss can be estimated as follows :

$$\Delta P_3 = I_e \tau_e \quad (13)$$

where I_e = intensity of evaporation in (mm/h)

τ_e = duration of evaporation in (h)

I_e depends on the precipitation form and the average monthly air saturation deficit and the average monthly wind speed at the level of the gauge orifice. It can be estimated for four types of gauges using the diagram in Figure 2. τ_e is the monthly total of time intervals elapsed between the end of precipitation and the measurement of precipitation. In the case of Tretyakov gauge and long-term averages the following equation can be also used :

$$\Delta P_3 = \bar{B} \cdot d \cdot u_h \cdot M \quad (14)$$

where \bar{B} is the coefficient of the mean daily specific intensity of precipitation evaporation; d is the average monthly air saturation deficit in (mb); u_h is the average monthly wind speed at the level of the gauge orifice in (m/sec) and M is the number of days with precipitation ≥ 0.1 mm. $\bar{B} = 0.004; 0.012$ and 0.020 for liquid, mixed and solid precipitation, respectively if the precipitation is measured twice per day.

The correction for the blowing of snow into the gauge should be considered during the snow storms with wind speed $u_{ph} \geq 5$ m/sec. It is very difficult to estimate such corrections and until now only in the U.S.S.R. it has been partially done on stations with visual observations of the duration of blowing snow.

Table 3 Average wetting loss for different gauge containers and collectors and liquid precipitation, * = approximate value ; ** = only one measurement of precipitation per day is considered.

Type of gauge	Country	Wetting loss per event greater than 1 mm		Wetting loss per day **)
		Container a_1	Collector a_2	Container + Collector $\bar{a}_{1,2}$
		(mm)	(mm)	(mm)
IRM	Belgium	0.05	0.15	0.25*
Wild	Bulgaria	0.10		0.20*
Mk 2	U.K.	0.10	0.06	0.20*
Association	France	0.10	0.04	0.20*
Weather Bureau (8 inch)	U.S.A.	0.10*		0.15*
$\varnothing 200 \text{ cm}^2$	Holland	0.10	0.08	0.25*
Hellmann	Denmark	0.15	0.10	0.30
	Germany			
	Switzerland			
SHMI	Sweden	0.20		0.30*
Tretyakov	USSR	0.20		0.30
Standard	CSSR	0.20		0.30*
Standard	Finland	0.20		0.30*
Standard	Hungary	0.20		0.30*
Mk 1	New Zealand			0.30*

The given values should be reduced by half for smaller precipitation sums than 1 mm, as well as for solid precipitation and by 1/3 for mixed precipitation.

Generally, the correction for the systematic error of precipitation sums of shorter time intervals than one month is only possible in stations where direct observations of all meteorological data needed are made.

For correction values of the continental, long-term annual precipitation see Figure 3.

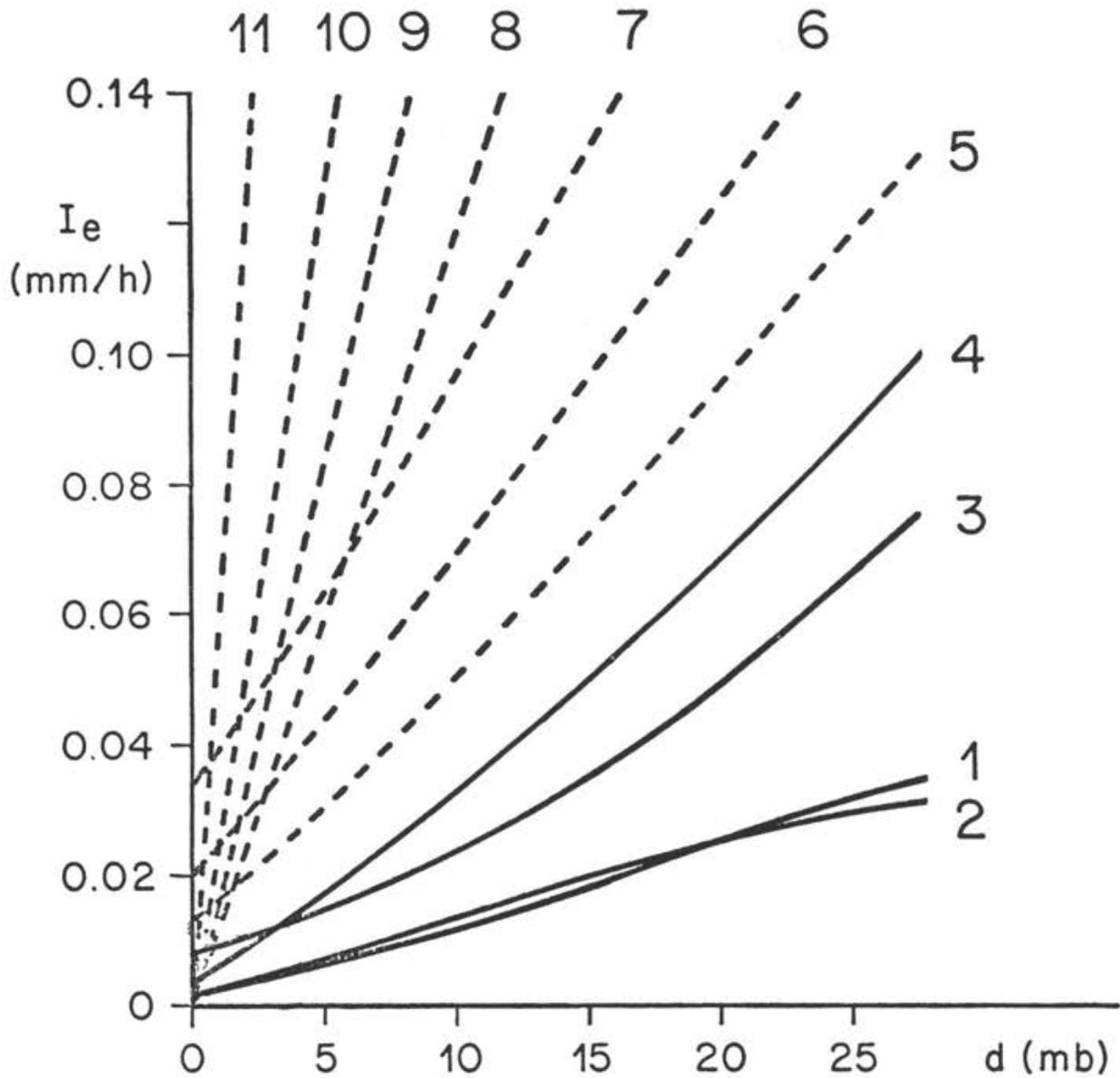
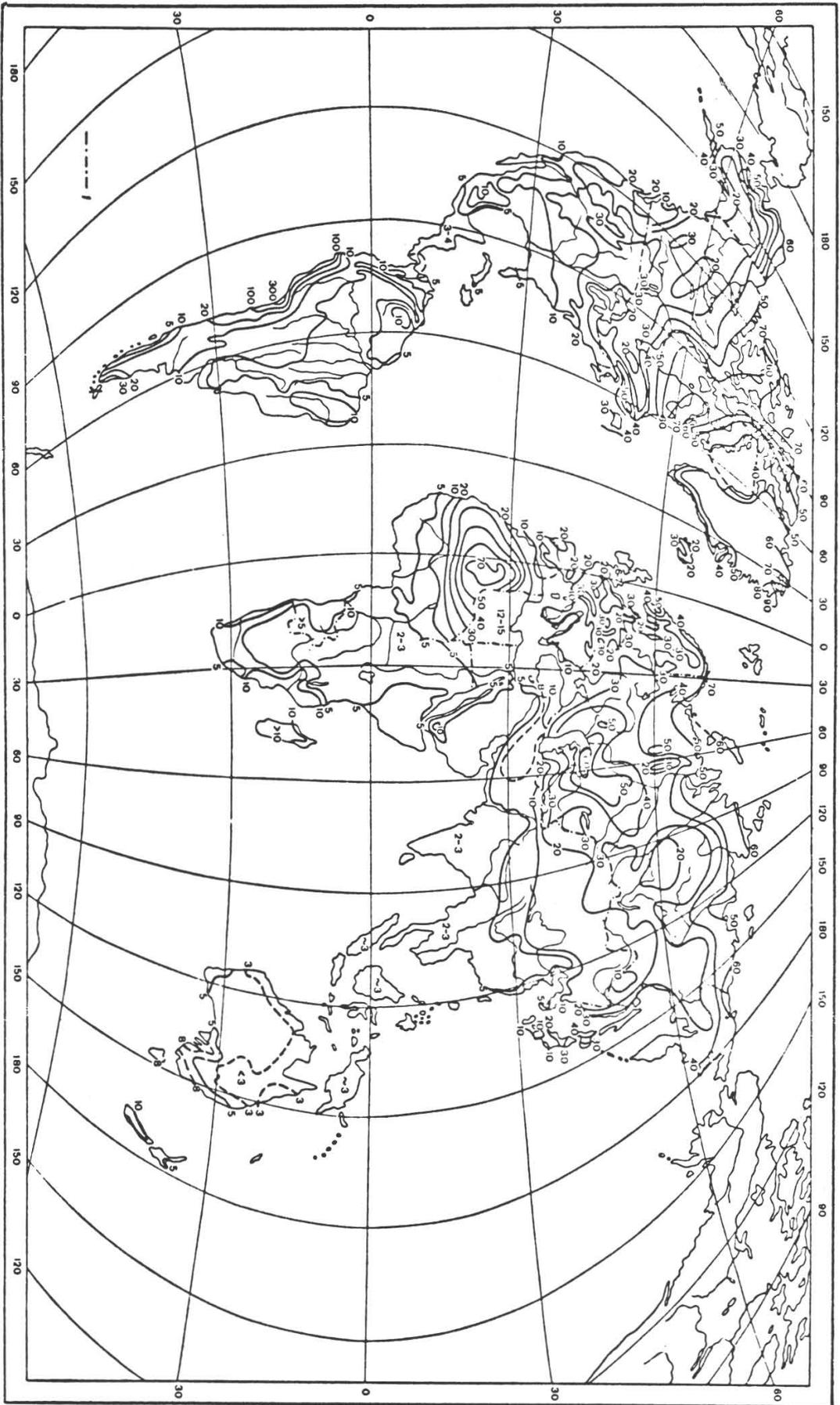


Fig. 2 Intensity of evaporation (I_e) as a function of the average monthly air saturation deficit (d) for various gauges and precipitation forms. Liquid precipitation : 1 - Polish standard gauge, 2 - Hellmann gauge, 3 - Hungarian standard gauge, 4 -, 5 -, 6 -, 7 - Tretyakov gauge and wind speed at the level of the gauge rim 0-2, 2-4, 4-6 and 6-8 m/sec, respectively. Solid precipitation : 8 -, 9 -, 10 -, 11 - Tretyakov gauge and wind speed 0-2, 2-4, 4-6 and 6-8 m/sec, respectively.
(According to Gorbunova, 1972 and Struzer and Golubev, 1976).

Fig. 3 Correction values (in %) of the continental long-term annual precipitation, according to World Water Balance (1978).



References

- Bochkov, A.P. and L.R. Struzer: Estimation of precipitation as water balance element. Symp. on World Water Balance, Int. Assoc. Sci. Hydrol., publ. 92 (1), 186-193, 1970.
- Bogdanova, E. G.: Investigation of precipitation measurement losses due to the wind (in Russian). Trans. Voyeykov Main Geophys. Observ., 195, 40-62, 1966.
- Bogdanova, E.G.: A computation method of wind speed averages during the rainfall (in Russian). Trans. Voyeykov Main Geophys. Observ., 244, 48-55, 1969.
- Bogdanova, E.G.: About the possibility of the determination of liquid precipitation measurement losses due to wind in current observations (in Russian). Trans. Voyeykov Main Geophys. Observ., 260, 2-23, 1971.
- Bogdanova, E.G.: About the relationship between the intensity of liquid precipitation and the air temperature and humidity (in Russian). Trans. Voyeykov Main Geophys. Observ., 341, 73-78, 1975.
- Dahlström, B.: A general classification of error sources at rain-gauging and some applications. Nord. Hydrol. Konferens, Vol. 2, 57-70, Stockholm 1970.
- Fedorova, E.G.: Calculation of wind velocity at the level of the precipitation gauge considering the degree of stations shelter (in Russian). Trans. Voyeykov Main Geophys. Observ., 195, 63-68, 1966.
- Golubev, V.S.: Correction of point precipitation measurement (U.S.S.R. experience). Techn. Note WMO (in press), 1979.
- Gorburnova, I.G.: About the precipitation measurement errors of the Hellmann precipitation gauges (in Russian). Trans. Voyeykov Main Geophys. Observ., 280, 102-114, 1972.
- Hamon, W.R.: Computing actual precipitation.
In: WMO-IAHS Symposium on Distribution of Precipitation in Mountainous Areas WMO publ. 326 (1), 159-174, 1972.
- Karbaum, H.: Precipitation as a water balance component (in German).
Abhandlungen des Meteorologischen Dienstes der Deutschen Demokratischen Republik 11 (86), 80 p. 1969.
- Lemmelä, R. and R. Solantie: Maps of Finlands water balance elements.
Nord. Hydrol., 8 (5), 281-288, 1977.
- Nechayev, I. N.: Precipitation losses due to wetting of precipitation gauges and a technique of correction of precipitation amounts (in Russian).
Trans. Voyeykov Main Geophys. Observ., 175, 75-86, 1965.
- Nechayev, I. N.: The correction of monthly and annual precipitation averages for the wetting of the precipitation gauge vessel (in Russian).
Trans. Voyeykov Main Geophys. Observ., 195: 5-32, 1966.
- Nechayev, I. N.: Investigation of the error in measurement of precipitation caused by its evaporation from the instrument (in Russian). Trans. Voyeykov Main Geophys. Observ., 215, 73-78, 1968.
- Poncelet, L.: Comparaison de pluviomètres. Int. Assoc. Sci. Hydrol. publ. No. 36 (1), 295-308, 1955.

- Rodda, J.C.: The precipitation measurement paradox - the instrument accuracy problem. Reports on WMO/IHD Projects No. 16, WMO publ. 316, 42 p. Geneva 1971.
- Sevruk, B.: Inaccuracy of precipitation measurement - a serious problem of water resources instrumentation. Second World Congress on Water Resources in New Delhi, IWRA, Vol. III, 429-440, 1975.
- Sevruk, B.: The effect of systematic precipitation measurement error on the accuracy of evaporation estimation from the water balance (in German). In: Die Verdunstung in der Schweiz. Beiträge zur Geologie der Schweiz - Hydrologie, p. 85-95, Verlag Kümmerly + Frey, Bern 1978.
- Struzer, L.R.: Principal shortcomings of methods of measuring atmospheric precipitation and means of improving them. Soviet Hydrol.: Select Pap., No. 1, 21-35, 1965.
- Struzer, L.R. and V.G. Golubev: Methods for the correction of the measured sums of precipitation for water balance computations. Report for the UNESCO/WMO International Workshop on Water Balance of Europe. Bulgaria, Zlatni Piassatsi, 27. Sept. - 2. Oct. 1976 (mimeographing).
- Uryvaev, V.A. et al.: Principal shortcomings of methods of observing snow cover and precipitation and proposals of the State Hydrologic Institute (GGI) for their improvement. Soviet Hydrol.: Select. Pap., No. 1, 35-58, 1965.
- WMO: Annotated bibliography on precipitation measurement instruments. WMO publ. 343, 278 S. Geneva, 1973.
- WMO: Guide to hydrological practices. Third edition, WMO publ. 168, 1974.
- World Water Balance and Water Resources of the Earth. UNESCO Ser. Studies and Reports in Hydrology, No. 25, 663 p., Paris, 1978.

Address of the author:

Dipl. Ing. Boris Sevruk
Laboratory of Hydraulics
Hydrology and Glaciology
ETH-Zentrum
CH-8092 Zürich

Mitteilung Nr. 41, 1979

Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich

DIE MASSENBILANZ DES FILLECKKEESES (HOHE TAUERN)
VON 1964 BIS 1978

Ein Beitrag zur Charakterisierung des Massenbilanz- und Umsatz-
verhaltens von sehr kleinen Gletschern

Heinz Slupetzky, Salzburg

Zusammenfassung

Es werden die Ergebnisse von Massenbilanzuntersuchungen an einem sehr kleinen Gletscher, dem Filleckkees im Stubachtal, Hohe Tauern (Oesterreich) für die Messerie 1964 bis 1979 vorgeführt. Von 15 Massenbilanzen waren 11 positiv und nur 4 negativ. Der Massengewinn betrug in diesem Zeitraum 0.590 Mio m³ Wasseräquivalent oder 3.29 m mittlere spezifische Nettobilanz, von 1965 bis 1978 0.728 Mio m³ oder 4.55 m. Das IHD-Mittel 1964/65 bis 1973/74 ist 26.1 g/cm². Zur Erklärung der Besonderheiten und Eigenschaften des kleinen Gletschers werden die jährlichen Haushaltskurven, das Flächenverhältnis S_c/S und der spezifische Nettoumsatz diskutiert. Der spezifische Nettoumsatz, der definiert wird als die Summe der Beträge der Nettoakkumulation und Nettoablation $B_c/S + |B_a/S|$ ist bei diesem kleinen Gletscher sehr grossen Schwankungen unterworfen, erreicht aber bei ausgeglichenem Haushalt den geringen Betrag von 25 g/cm²; das Flächenverhältnis S_c/S ist dann 0.5. Unter Verwendung eines Korrelationsdreieckes wird die jährlich wechselnde Ausdehnung der Eis-, Firn- und Altschnee areale an der Oberfläche des Filleckkeeses dargestellt und gezeigt, dass bei gleichem Flächenverhältnis S_c/S von 0.02 die Massenbilanz 1972/73 nur -86 g/cm² war, weil der Grossteil des Gletschers firnbedeckt blieb, während 1963/64 die Massenbilanz -126 g/cm² betrug, da fast nur Eis exponiert war. Massenbilanzuntersuchungen an sehr kleinen Gletschern tragen zum Verständnis der Klima-Gletscherbeziehung bei und helfen ihre Eigenschaften und ihr Verhalten im Unterschied zu grösseren Gletschern und anderen Gletschertypen zu charakterisieren.

The mass balance of the Filleckkees (Hohe Tauern) from 1964 to 1978. -

A contribution for characterizing the mass balance- and mass exchange behaviour of very small glaciers.

Abstract

The results of mass balance studies on a tiny glacier, the Filleckkees in the Stubach Valley, Hohe Tauern (Austria) for the measurement series 1964 through 1978 are given. Of the 15 mass balances 11 were positive and only 4 negative. The mass gain within this period was 0.590 m³ waterequivalent or 3.29 m mean specific net mass balance, and 0.728 Mio m³ or 4.55 m from 1965 to 1978. The IHD-average for 1964/65 to 1973/74 was 26.1 g/cm². To explain the peculiarities and properties of the small glacier the yearly mass balance curves, the AAR and the specific net mass exchange are discussed. The specific net mass

exchange which is defined as the sum of the two quantities net accumulation and net ablation $B_C/S + |B_A/S|$ shows very high variations for this tiny glacier but reaches a small quantity of 25 g/cm^2 for a balanced year; under this conditions the AAR is 0.5. Using a triangular correlation graph the yearly variations of the ice-, firn- and old snow areas of the surface of the Filleckkees are presented indicating that two years had the same AAR of 0.02 but the mass balance of 1972/73 was only -86 g/cm^2 when most of the glacier was covered by firn of the previous years while 1963/64 the mass balance gave -126 g/cm^2 for there was almost only ice exposed. Mass balance investigations on very small glaciers contribute to the understanding of the climate - glacier relations and help to characterize their properties and behaviour compared to large glaciers and other glacier types.

Einleitung

Das Filleckkees ist ein Gletscherfleck im Stubachtal in der Granatspitzgruppe in den Hohen Tauern. Es liegt zwischen 2775 und 2925 m, hat eine Fläche von nur 0.16 km^2 und ist süd- bis südostexponiert. Das Filleckkees (Abb. 1) ist der



Abb. 1 Das kleine Plateau um das Hochfilleck (2943 m, links des Windkolkes) zwischen dem Stubach- und dem Oedtal (Hintergrund). Links des Gipfels liegt das $160\,000 \text{ m}^2$ grosse, südsüdostexponierte Filleckkees, rechts davon das Rubinkees. (Foto H. Slupetzky vom 19.9.1975).

südliche Teil eines kleinen, vergletscherten Plateaus um das Hochfilleck (2943m); den Nordwestteil bildet das Rubinkees, der Ostteil besteht nur mehr aus einem sehr kleinen Eisfleck zwischen dem auslaufenden Nordgrat des Hochfillecks und dem Nordgipfel (2925 m) des Plateaus. Die Vergletscherung um das Hochfilleck ist als ein Rest eines früher grösseren Plateaugletschers anzusehen, der im vorigen Jahrhundert und bis in die Dreissigerjahre hier vorhanden war. Der allgemeine Gletscherrückgang seit den Zwanzigerjahren hat zu einer Abtrennung des Filleckkeeses vom eigentlichen Stubacher Sonnblickkees geführt. Heute besteht wieder eine schmale Verbindung zum Sonnblickkees in Form einer Firnzunge.

Am Stubacher Sonnblickkees (einschliesslich Filleckkees) werden seit 1963 Massenbilanzuntersuchungen durchgeführt. Diese Forschungen stehen im Rahmen des Projektes "Kombinierte Studien von Eis-, Wasser- und Wärmehaushalt vergletscherteter Einzugsgebiete" während der Internationalen Hydrologischen Dekade (IHD) von 1965 bis 1974 (P. Kasser, 1973; F. Müller, 1977) und des Nachfolgeprojektes des Internationalen Hydrologischen Programmes (IHP) von 1975 bis 1980.

Die jährlichen Massenbilanzen werden am Stubacher Sonnblickkees mit der direkten glaziologischen Methode unter Verwendung des "natürlichen" Haushaltsjahres (stratigraphic system) bestimmt. Bei der Berechnung der Bilanzen wurde das kleine Filleckkees zum Sonnblickkees gerechnet. Anlässlich der Bearbeitung der Ergebnisse aus den ersten acht Haushaltsjahren wurde der sogenannte spezifische Nettoumsatz des Stubacher Sonnblickkeeses untersucht (H. Slupetzky, 1974). Die dabei gefundenen systematischen Beziehungen warfen die Frage auf, welcher Art diese Zusammenhänge bei sehr kleinen Gletschern sind (H. Slupetzky, 1976), und welche Unterschiede sich zum Sonnblickkees und anderen, grösseren Gletschern ergeben. Es wurde daher nachträglich die Massenbilanz des kleinen Filleckkeeses gesondert berechnet, dazu standen ausreichend Messergebnisse und Kenntnisse über den Gletscher zur Verfügung.

Eine Darstellung der bei den Massenbilanzbestimmungen angewandten Methoden für die Feldarbeiten, Auswertungen und Berechnungen ist in H. Slupetzky, 1974 gegeben. Am Filleckkees wurde je nach Ausaperung während eines Haushaltsjahres die Ablation mit 1 bis 6 (1964) Pegeln und die Akkumulation durch Grabung von 1 bis 4 Schneeschächten, ergänzt durch zahlreiche Sondierungen (1965 ein

Schacht und 42 Sondierungen), gemessen. Eine Karte über den maximalen Stand der Ausaperung des Filleckkeeses und von einer Analyse des Haushaltes 1969/70 findet sich in H. Slupetzky, 1964. (S. 18 und S. 27). Die Genauigkeit einer jährlichen Massenbilanz wird auf etwa $\pm 5 \text{ g/cm}^2$ geschätzt.

Ergebnisse

a. Die Massenänderung des Filleckkeeses.

Von den 15 Massenbilanzen der Messreihe 1964 bis 1978 waren 11 positiv und nur 4 negativ (Tab. 1, Abb. 2). Der grösste jährliche Massenverlust wurde im Haushaltsjahr 1963/64 mit einer mittleren spezifischen Nettobilanz von -126 g/cm^2 , der grösste Massengewinn im Jahr 1964/65 mit 189 g/cm^2 gemessen; damit wurden zufälligerweise gleich zu Beginn der Haushaltsuntersuchungen die bisher aufgetretenen Extremwerte erfasst. (1963/64 wurde am Pegel Nr. 76 in einer Seehöhe von 2875.7 m der bisher grösste Abschmelzbetrag am Filleckkees von 237 cm = 213 g/cm^2 Wasseräquivalent festgestellt, und nahe dieser

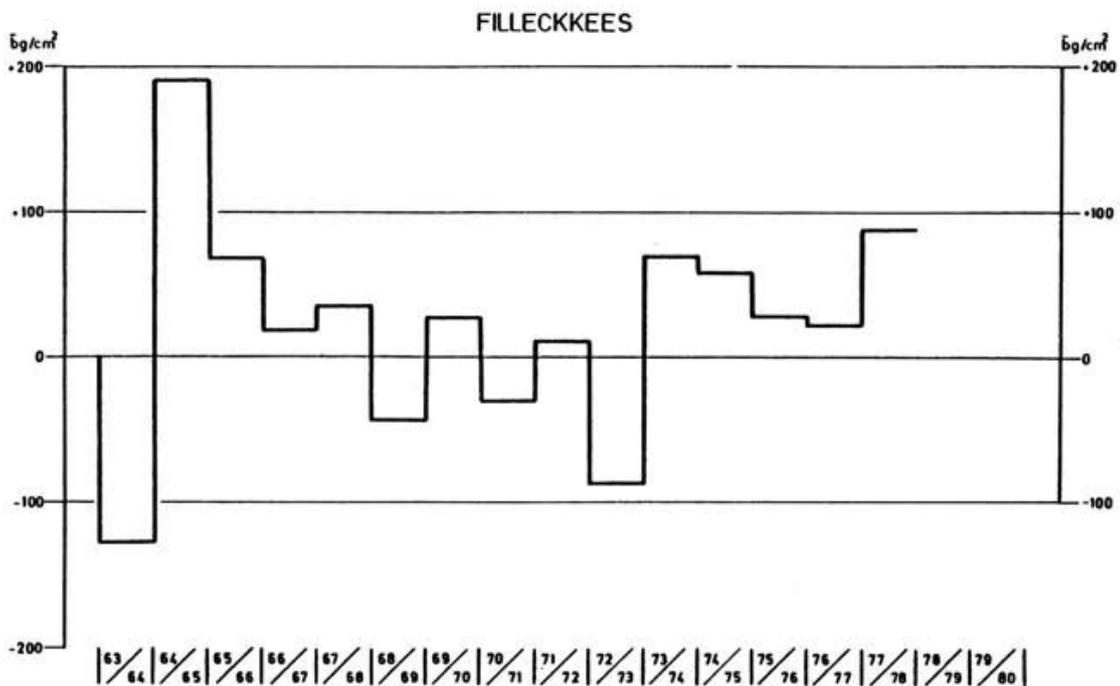


Abb. 2. Die Schwankungen der jährlichen mittleren spezifischen Netto-Massenbilanz

Tabelle 1. Massenbilanz des Filleckekeeses für die Messreihe 1963/64 bis 1977/78.

Jahr	S_c km ²	B_c 10 ⁶ m ³	S_a km ²	B_a 10 ⁶ m ³	S km ²	B 10 ⁶ m ³	\bar{b} g/cm ²	S_c/S	S_c/S_a	Dauer des natürlichen Haushaltsjahres
63/64	0.002	0.000	0.107	-0.138	0.109	-0.138	-126	0.02	0.02	26. 9. 63 - 16. 9. 64
64/65	0.160	0.302	0.000	0.000	0.160	0.302	+189	1.00	∞	17. 9. 64 - 25. 8. 65
65/66	0.155	0.110	0.005	-0.001	0.160	0.109	+ 68	0.97	33. 80	26. 8. 65 - 17. 10. 66
66/67	0.126	0.042	0.034	-0.011	0.160	0.030	+ 19	0.79	3. 73	18. 10. 66 - 2. 10. 67
67/68	0.150	0.060	0.010	-0.003	0.160	0.056	+ 35	0.94	15. 74	3. 10. 67 - 18. 9. 68
68/69	0.013	0.003	0.147	-0.072	0.160	-0.068	- 43	0.08	0.09	19. 9. 68 - 24. 10. 69
69/70	0.144	0.050	0.016	-0.005	0.160	0.044	+ 28	0.90	9. 13	25. 10. 69 - 25. 9. 70
70/71	0.021	0.004	0.113	-0.044	0.134	-0.040	- 30	0.16	0.18	26. 9. 70 - 27. 9. 71
71/72	0.086	0.027	0.046	-0.010	0.132	0.016	+ 12	0.65	1. 85	28. 9. 71 - 10. 9. 72
72/73	0.003	0.001	0.138	-0.121	0.141	-0.121	- 86	0.02	0.02	11. 9. 72 - 21. 9. 73
73/74	0.145	0.103	0.003	-0.001	0.148	0.102	+ 69	0.98	53. 80	22. 9. 73 - 20. 9. 74
74/75	0.148	0.083	0.000	0.000	0.148	0.083	+ 56	1.00	∞	21. 9. 74 - 4. 10. 75
75/76	0.132	0.042	0.016	-0.001	0.148	0.041	+ 28	0.89	8. 42	5. 10. 75 - 31. 8. 76
76/77	0.122	0.041	0.026	-0.008	0.148	0.034	+ 23	0.82	4. 69	1. 9. 76 - 28. 10. 77
77/78	0.160	0.140	0.000	0.000	0.160	0.140	+ 87	1.00	319. 00	29. 10. 77 - 31. 8. 78

Stelle im darauffolgenden Haushaltsjahr 1964/65 eine Schneehöhe von 306 cm mit einem Wasserwert von 171 g/cm^2 am Haushaltsende gemessen; die maximale Schneehöhe war am Filleckkees in diesem Jahr am Ende der Ablationsperiode über 4 m). Stark negativ war auch das Haushaltsjahr 1972/73 mit -86 g/cm^2 , beträchtlich positiv schlossen die Haushaltsjahre 1977/78 mit 87 g/cm^2 und 1965/66 mit 68 g/cm^2 ab.

Betrachtet man die jährlichen Schwankungen des mittleren spezifischen Nettohaushaltes (Abb. 2), so fällt neben dem Tiefst- und Höchstwert zu Beginn der Messreihe die Periode 1965 bis 1968 mit positiven Bilanzen, die Periode 1969 bis 1973 mit überwiegend negativen Haushalten und die Periode 1974 bis 1978 mit fünf positiven Bilanzen in ununterbrochener Reihenfolge auf. Die spezifische Bilanz für die Messreihe 1964-78 beträgt im Mittel 21.9 g/cm^2 . Das IHD-Mittel 1964/65 bis 1973/74 ist 26.1 g/cm^2 . Zum Vergleich dazu ist letzteres beim gesamten Stubacher Sonnblickkees 26.0 g/cm^2 , beim Kesselwandferner 28.0 g/cm^2 und beim Hintereisferner -12.0 g/cm^2 (G. Markl, 1976).

In Abb. 3 ist die Summenkurve der jährlichen mittleren spezifischen Massenbilanzen vom Filleckkees dargestellt. Nach der Periode mit überwiegend Massenverlust bis 1964 setzt mit dem extrem positiven Haushaltsjahr 1964/65 ein Abschnitt mit Massenzuwachs ein, der zwischen 1969 und 1973 unterbrochen wurde, ohne dass hier jedoch ähnlich stark negative Werte erreicht wurden, wie vor 1965. Nach 1973 setzt sich der Trend des Massengewinns verstärkt fort. Von 1964 bis 1978 hat das Filleckkees 0.590 Mio m^3 Wasseräquivalent an Masse zugenommen, in den Jahren 1965 bis 1978 betrug der Zuwachs 0.728 Mio m^3 . Der spezifische Nettomassenzuwachs belief sich auf 3.29 m Wasseräquivalent für den ersteren und 4.55 m für den letzteren Zeitraum. Während der IHD 1965-74 betrug der Massengewinn des Filleckkeeses 0.430 Mio m^3 (2.61 m) und der des gesamten Stubacher Sonnblickkeeses 4.659 Mio m^3 (2.60 m).

b. Die Haushaltskurven

Das Filleckkees erstreckt sich nur über eine Höhenzone von 150 m zwischen 2775 und 2925 m ü.M. Es wurden zunächst, wie oft üblich, Haushaltskurven für 50 m-Höhenstufen gezeichnet. Da jedoch in der Höhenstufe 2775 bis 2800 m nur $5\,400 \text{ m}^2$ oder 3.4% der Gletscherfläche liegen und in der Stufe zwischen 2900 m und 2925 m $9\,640 \text{ m}^2$ oder 6% ist das jährliche Ergebnis hier zu sehr

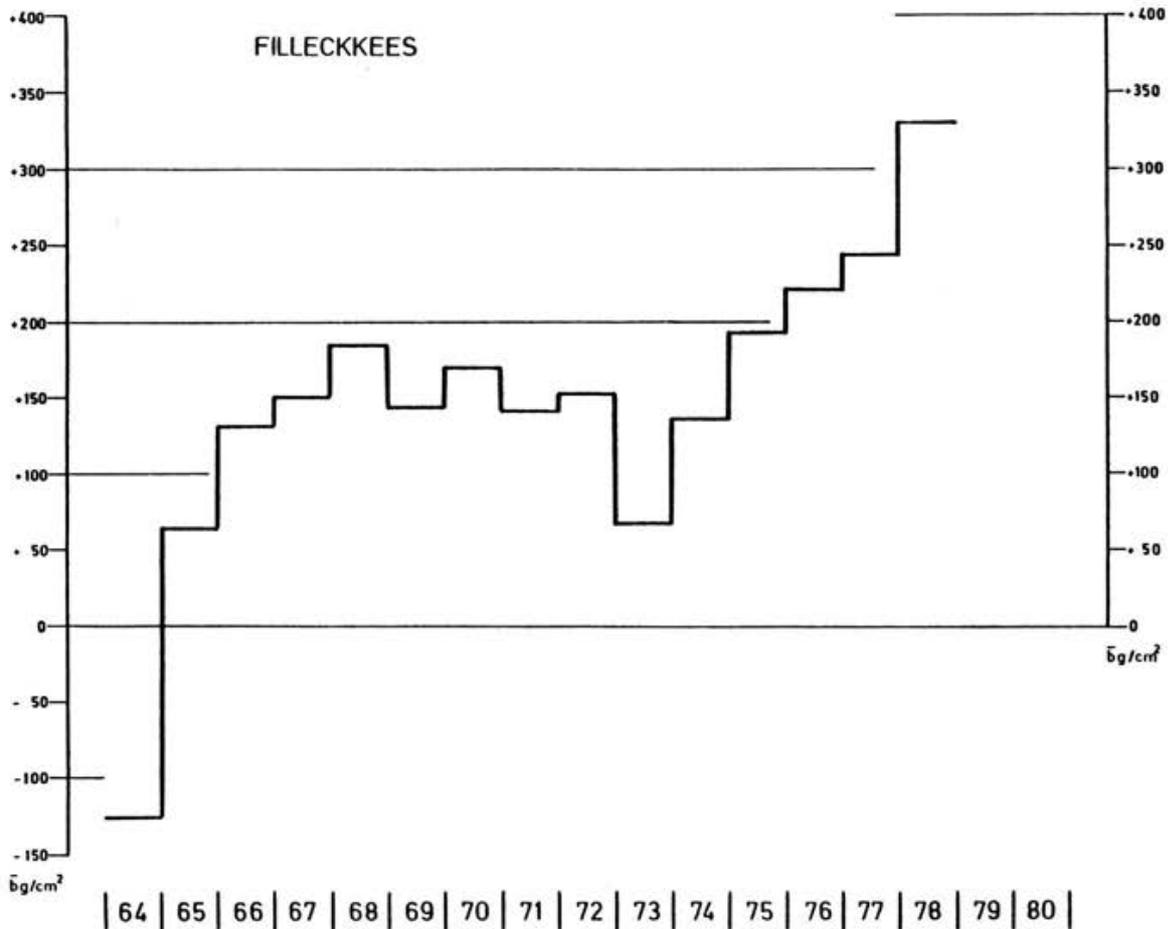


Abb. 3. Summenkurve der mittleren spezifischen Massenbilanz

von Zufälligkeiten abhängig. Es wurde daher in "100"-m-Höhenstufen von 2775 bis 2850 und 2950 bis 2925 m zusammengefasst. Es stellt sich in diesem Zusammenhang überhaupt die Frage, ob es sinnvoll ist, eine Funktion mit der Höhe bei so geringer Höhererstreckung des Gletschers zu verwenden.

In Abbildung 4 ist die spezifische Nettobilanz am Filleckkees und die Netto-Massenbilanz für Mittelwerte je 100 m-Höhenstufe dargestellt (Tab. 2). Der Gletscher ist zumeist zur Gänze Akkumulations- oder Ablationsgebiet. Die grossen Schwankungen im jährlichen Bilanzvolumen machen den exzessiven Charakter des Gletschers deutlich. Bisher traten in den beiden Höhenstufen im Mittel immer nur negative oder positive $b \Delta S$ -Werte auf. Positive Werte in der oberen und negative Werte in der unteren 100 m-Höhenstufe wären bei einem ausgeglichenen Haushalt, der bisher nicht vorkam, möglich. Aber auch wenn eine genau ausge-

Tabelle 2. Spezifische Massenbilanz b (g/cm^2) je "100" m-Höhenstufen für die Messreihe 1963/64 bis 1977/78.

Höhenstufe	ΔS 10^3m^2	$b \Delta S$ 10^3m^3	b g/cm^2	ΔS 10^3m^2	$b \Delta S$ 10^3m^3	b g/cm^2
	1963/64					
2920-2850	54.9	- 67.7	-123			
2850-2890	54.1	- 70.0	-129			
	109.0	-137.7	-126			
	1964/65			1971/72		
2925-2850	71.9	148.4	206	62.0	6.1	10
2850-2775	88.1	153.8	175	70.4	10.0	14
	160.0	302.2	189	132.4	16.1	12
	1965/66			1972/73		
2925-2850	71.9	42.4	59	66.8	-52.3	-78
2850-2775	88.1	66.7	76	73.8	-68.3	-93
	160.0	109.1	68	140.6	-120.6	-86
	1966/67			1973/74		
2925-2850	71.9	12.9	18	70.5	51.4	73
2850-2775	88.1	17.6	20	77.4	50.9	66
	160.0	30.5	19	147.9	102.3	69
	1967/68			1974/75		
2925-2850	71.9	22.0	31	70.5	44.1	63
2850-2775	88.1	34.4	39	77.4	39.1	51
	160.0	56.3	35	147.9	83.2	56
	1968/69			1975/76		
2925-2850	71.9	- 35.5	- 49	67.2	17.6	26
2850-2775	88.1	- 32.9	- 37	80.7	23.2	29
	160.0	- 68.4	- 43	147.9	40.8	28
	1969/70			1976/77		
2925-2850	71.9	20.5	29	76.5	9.6	14
2850-2775	88.1	23.6	27	81.4	24.0	30
	160.0	44.1	28	147.9	33.6	23
	1970/71			1977/78		
2925-2850	62.4	- 20.2	- 32	71.9	61.8	86
2850-2775	71.6	- 20.1	- 28	88.1	77.7	88
	134.0	- 40.3	- 30	160.0	139.5	87

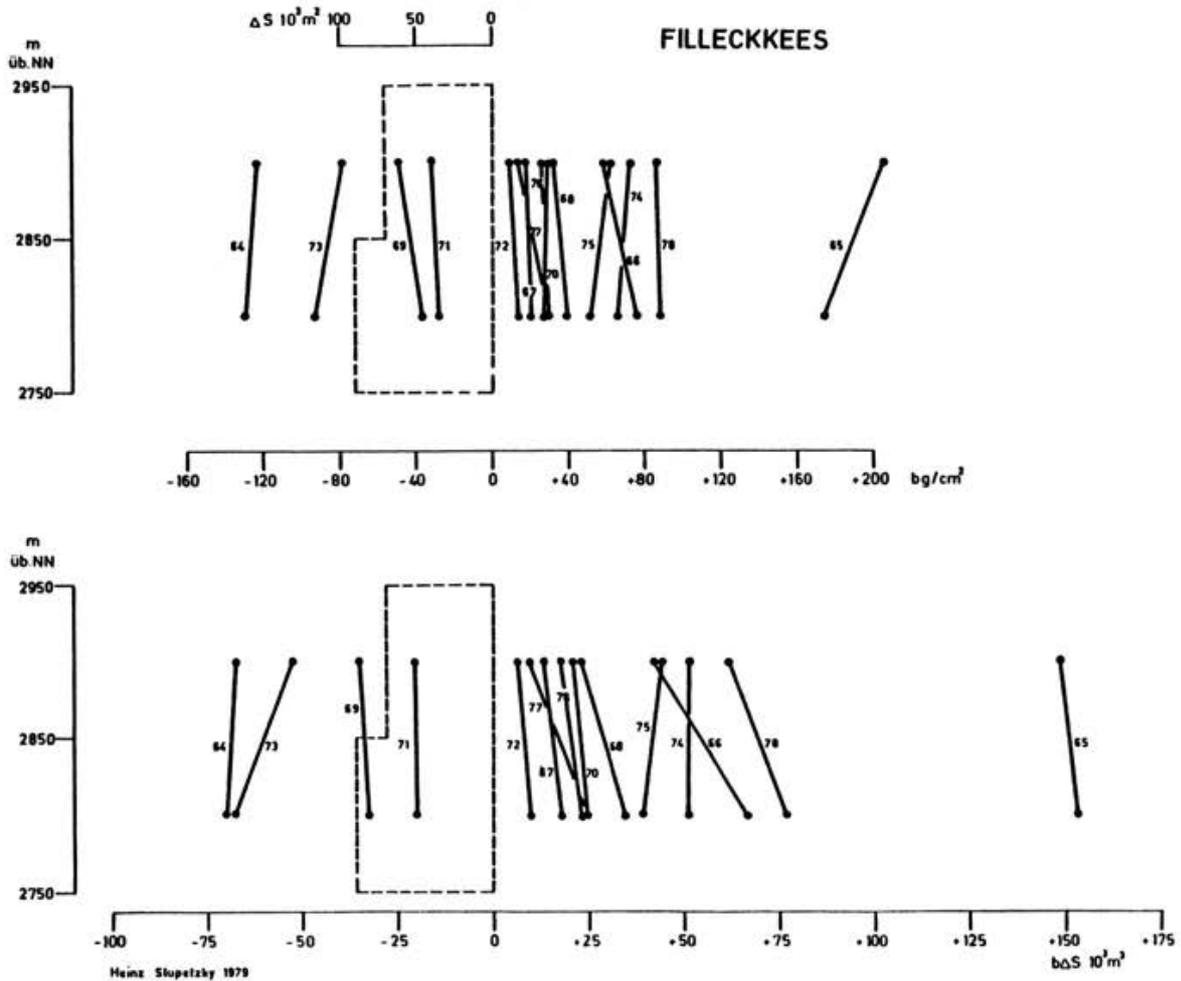


Abb. 4. Spezifische Nettobilanz des Filleckkeeses (in g/cm^2) und Netto-Massenbilanz (in 10^3m^3 Wasser) als Funktion der Höhe, jeweils Mittelwerte für 100 m-Höhenstufen für die Haushaltsjahre 1963/64 bis 1977/78. Flächenanteile in 10^3m^2 .

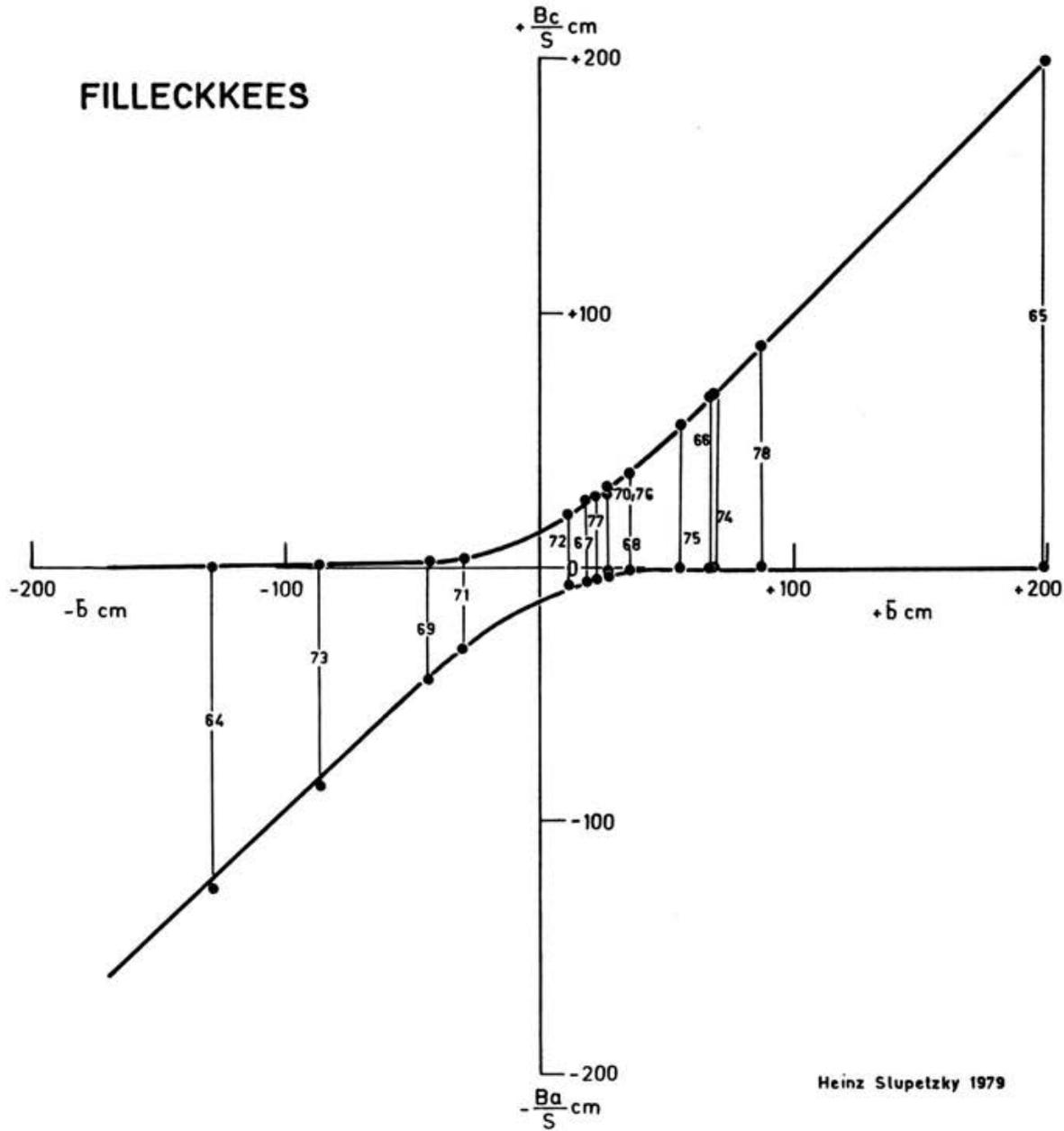
gliche Bilanz vorkommen sollte, wird der Gletscher in diesem Fall nicht durch eine höhenparallel verlaufende, regelmässige Gleichgewichtslinie (Altschneelinie) geteilt, sodass das Akkumulationsgebiet oberhalb vom Ablationsgebiet unterhalb scharf getrennt ist. Es entsteht vielmehr ein unregelmässiges Muster von Flecken mit Akkumulation oder Ablation, wie die bisherigen Ausaperungsstände nahe einem ausgeglichenen Haushalt gezeigt haben.

Aus der Darstellung der spezifischen Nettobilanz als Funktion der Höhe geht hervor, dass in den meisten der bisher beobachteten Fälle kaum ein Bilanzgradient vorhanden ist und wenn, so wechselt das Vorzeichen ständig. Im Mittel über 15 Jahre ist der Bilanzgradient praktisch Null ($0.3 \text{ cm}/100 \text{ m}$). Die Gründe, warum

in manchen Jahren ein - wenn auch relativ geringer- Gradient auftritt, wie 1964/65 mit 31 cm/100m und 1965/66 mit -17 cm/100m und warum dieser einmal negativ oder positiv sein kann, sind erstens auf die Genauigkeit der Massenbilanzbestimmung und zweitens auf die Akkumulationsbedingungen im Winter zurückzuführen. Die bei den Bilanzmessungen auftretenden, allgemein bekannten Schwierigkeiten führen jeweils zu einer jährlichen Massenbilanzzahl mit gewissen Fehlergrenzen, sodass (relativ) unterschiedliche Gradienten teilweise nicht reell sein können. Stärker gehen jedoch die Witterungsbedingungen während der Akkumulationsperiode ein. Die Lage des Filleckplateaus in der Gipfelregion in nahezu 3 000 m und das Kleinrelief bestimmen im Zusammenwirken mit dem Wind während und nach Schneefällen über die Art der Ablagerung des Schnees. Das Vorhandensein eines grossen Windkolkes mit einer Dauerwächte im Nordwesten des Filleckgipfels (Abb. 1) - innerhalb der sich der "Eissee" befand, der 1973 ausfloss - weist auf grosse Windgeschwindigkeiten aus nordwestlicher Richtung hin; im Lee entstehen im Anschluss an Felsinseln und Graten unmittelbar am Südostrand des kleinen Plateaugletschers, im "Nährgebiet" des Filleckkeeses, 3 bis 4 Wächten, wobei dazwischen fast schneefreie Windgassen auftreten. Während bei Winden aus dem Nordwestsektor das Filleckees im Lee liegt und nur im unmittelbaren Windschatten des Hochfillecks relativ weniger Schnee abgelagert wird, kommt es bei Winden aus südlichen Richtungen zu einem Verdriften des trockenen Schnees. Alle diese Faktoren führen im allgemeinen zu einer jährlich ähnlichen, nur relativ zueinander unterschiedlichen Ablagerung des Schnees bzw. zu einem charakteristischen Rücklagenmuster der Schneedecke. Abweichungen von den durchschnittlichen jährlichen Witterungsbedingungen und -abläufen, wie dies zum Beispiel 1965, 1966 und 1973 der Fall war, ergeben eine gewisse geänderte Schneeverteilung am Ende der Akkumulationsperiode. Diese Unterschiede werden auch nicht durch die sommerlichen Ablationsbedingungen verwischt und äussern sich in - wenn auch relativ geringen - unterschiedlichen Haushaltsgradienten.

c. Der spezifische Nettomassenumsatz.

Der spezifische Nettomassenumsatz eines Gletschers wird definiert als die Summe der Beträge $B_C/S + |B_a/S|$ (Slupetzky, 1974, S. 84). Das Umsatzdiagramm vom Filleckkees (Abb. 5) mit der Beziehung der mittleren spezifischen Massenbilanz \bar{b} (g/cm^2) zum spezifischen Nettomassenumsatz zeigt charakte-



Heinz Slupetzky 1979

Abb. 5. Beziehung zwischen der mittleren spezifischen Massenbilanz \bar{b} (g/cm²) und dem spezifischen Netto-Massenumsatz $\frac{B_c}{S} + \left| \frac{B_a}{S} \right|$.

ristische Merkmale und scheint typisch zu sein für sehr kleine Gletscher. Der Nettoumsatz ist im Bereich ausgeglichener Haushalte sehr gering, steigt rasch gegen die Extreme an und wird hier identisch mit dem negativen bzw. positiven Anteil am Massenumsatz. Das Filleckkees ist in der Mehrzahl der Fälle fast oder zur Gänze Nähr- oder Zehrgebiet. Der Umsatz erreicht ein Minimum, wenn der Gletscher einen ausgeglichenen Massenhaushalt hat. Das Minimum des Netto-

Tabelle 3. Zahlenwerte zum spezifischen Nettomassenumsatz des Filleckkeeses.

Jahr	B_c/S	B_a/S	$B_c/S + B_a/S $
1963/64	0	-126.3	126.3
1964/65	188.8	0	188.8
1965/66	68.8	- 0.6	69.4
1966/67	26.3	- 6.9	33.2
1967/68	37.5	- 1.9	39.4
1968/69	1.9	- 45.0	46.9
1969/70	31.3	- 3.1	34.4
1970/71	3.0	- 32.8	35.8
1971/72	20.5	- 7.6	28.1
1972/73	0.7	- 85.8	86.5
1973/74	69.6	- 0.7	70.3
1974/75	56.1	0	56.1
1975/76	28.4	- 0.8	29.2
1976/77	27.7	- 5.4	33.1
1977/78	87.2	0	87.2

Umsatzes beträgt beim ausgeglichenen Haushalt beim Filleckkees rund 25 g/cm^2 , beim Stubacher Sonnblickkees 50 g/cm^2 und beim Hintereisferner rund 100 g/cm^2 . Die Gestalt der beiden Kurven (Hyperbeläste) zeigen Unterschiede zu den Umsatzdiagrammen vom Stubacher Sonnblickkees und vom Hintereisferner (Slupetzky, 1974, S. 58).

d. Das Flächenverhältnis S_c/S (AAR)

Die Darstellung in Abbildung 6 zeigt den Zusammenhang zwischen dem Flächenverhältnis S_c/S und \bar{b} (g/cm^2) sowie die Beziehung zu den beiden Anteilen des Nettomassenumsatzes. Die mittlere Kurve ist gleichzeitig das Ergebnis aus der algebraischen Summe $B_c/S + B_a/S$. Es muss sich beim Filleckkees für den Zusammenhang zwischen S_c/S und \bar{b} (g/cm^2) eine doppelt gekrümmte Kurve mit einem Wendepunkt und mit Verflachungen der Kurvenenden gegen die Extreme ergeben. Darin spiegelt sich wieder der exzessive Charakter des kleinen, sich nur über eine geringe Höhenzone erstreckenden Gletschers wieder. Ein genau

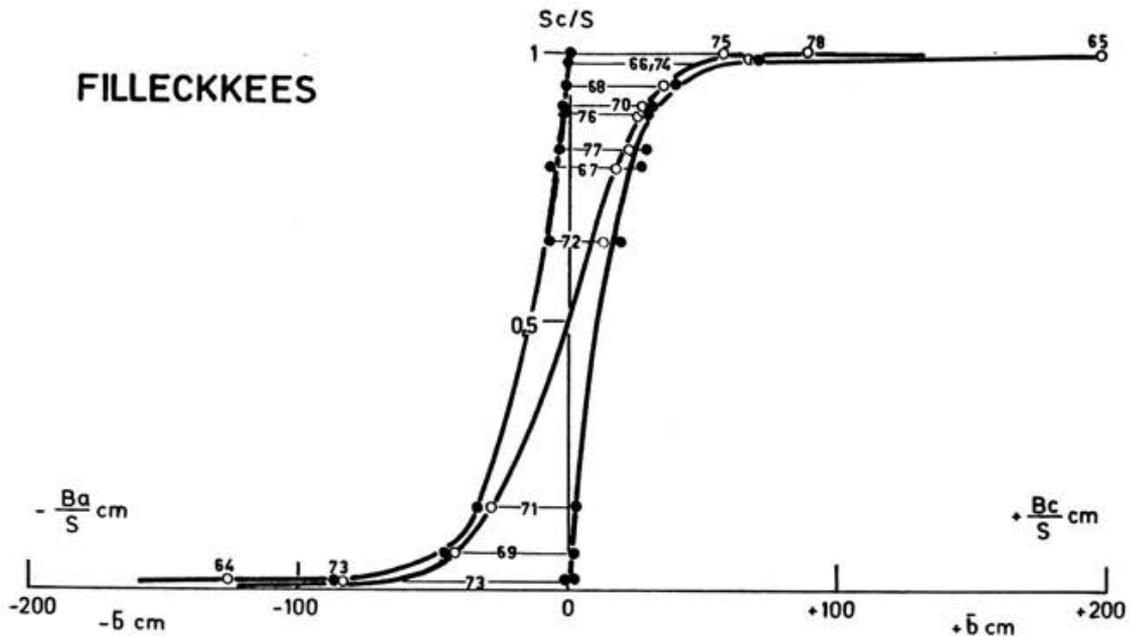


Abb. 6. Der Zusammenhang zwischen dem Flächenverhältnis S_c/S und der mittleren spezifischen Nettomassenbilanz \bar{b} (g/cm^2) und seine Abhängigkeit vom positiven und negativen Anteil am spezifischen Nettomassenumsatz $B_c/S + |B_a/S|$.

ausgeglichener Haushalt kommt selten vor, innerhalb der 15-jährigen Messreihe kein einziges Mal. Aus den Diagrammen geht eindeutig hervor, dass das Filleckkees ein Flächenverhältnis des ausgeglichenen Haushaltes nahe 0.5 haben muss. Beim Sonnblickkees ist es um 0.6.

Bei Verwendung des Flächenverhältnisses S_c/S (AAR = Accumulation Area Ratio) bleibt unberücksichtigt, wie das Ablationsgebiet beschaffen ist, das heisst, ob es (zum Teil) firnbedeckt ist. Bei detaillierteren Untersuchungen muss dies jedoch berücksichtigt werden, da die Beschaffenheit der Gletscheroberfläche (Altschnee, Eis oder Firn) über die unterschiedliche Albedo in den Wärmehaushalt eingeht. Beim Filleckkees wurden für die einzelnen Jahre die Ausaperungsverhältnisse am Ende des jeweiligen Haushaltsjahres kartiert und die Flächenanteile der einzelnen Areale berechnet (Tab. 4). Die Darstellung dieser in einem Dreiecksdiagramm (Abb. 7) lässt eine für einen Gletscherfleck charakteristische Verteilung der bisher vorgekommenen Flächenkombinationen erkennen. 1964 war die Oberfläche des Filleckkeeses fast zur Gänze Eis, 1965 zur Gänze altschneebedeckt. Diese Altschneedecke und diejenigen aus nachfolgenden Jahren waren Ursache

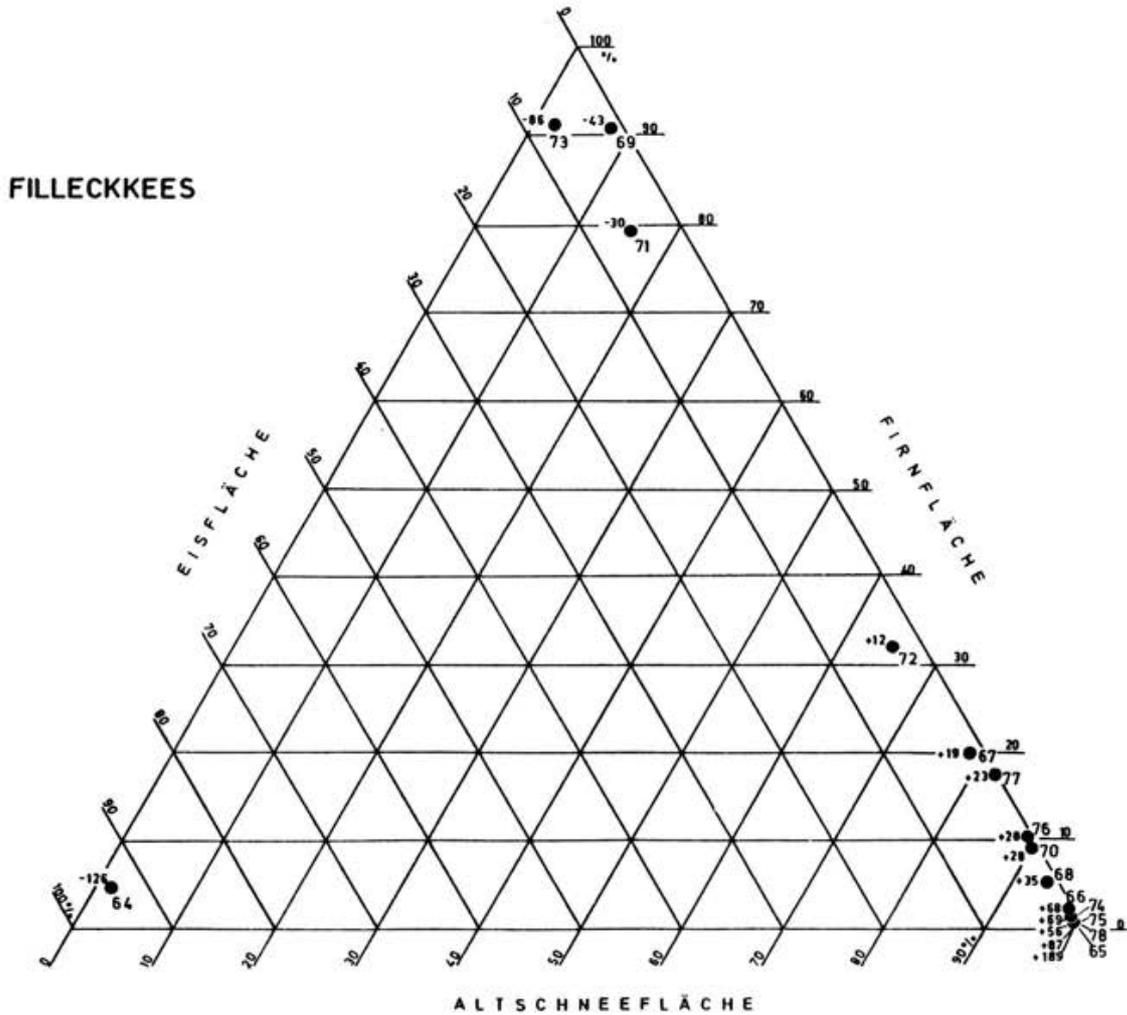


Abb. 7. Dreieckdiagramm der Prozentanteile von Arealen mit Altschnee, Firn und Eis der Gletscheroberfläche des Filleckkeeses am Ende der einzelnen Haushaltsjahre. Zuordnung der jährlichen mittleren spezifischen Massenbilanz \bar{b} (g/cm^2) zur jeweiligen Flächenkombination.

dafür, dass der Gletscher bei fortschreitender Ausaperung in manchen Jahren immer firnbedeckt blieb und kaum Eis an der Oberfläche war. Es liegen alle 14 Punkte mit Ausnahme von 1964 auf der Seite mit "Firnfläche", da die Altschnee-Firnflächen Kombination dominierte. Während 1972/73 und 1963/64 das Filleckkees das gleiche Flächenverhältnis S_C/S von 0.02 hatte, war die Bilanz im ersteren Jahr wegen der Firnbedeckung nur $-86 \text{ g}/\text{cm}^2$ gegenüber $-126 \text{ g}/\text{cm}^2$ im letzteren.

Es zeigen sich bezeichnende Unterschiede entsprechend der Gletschertypen zu den Dreiecksdiagrammen vom Stubacher Sonnblickkees und vom Hintereisferner

Tabelle 4. Flächen und Prozentanteile der Areale mit Altschnee, Firn und Eis der Gletscheroberfläche am Ende eines Haushaltsjahres für die Messreihe 1963/64 bis 1977/78 vom Filleckees.

	Gletscher- fläche: S 10 ³ m ²	%	Altschneefläche Sc 10 ³ m ²	%	Firnfläche 10 ³ m ²	%	Eisfläche 10 ³ m ²	%	Firn- und Eisfläche Sa 10 ³ m ²	%
16. 9.1964	109	100	1.9	1	4.9	5	102.2	94	107.1	99
25. 8.1965	160	100	160.0	100	0.0	0	0.0	0	0.0	0
17.10.1966	160	100	155.4	97	4.0	2.5	0.6	0.5	4.6	3
2.10.1967	160	100	126.1	79	32.0	20	1.8	1	33.9	21
18. 9.1968	160	100	150.4	94	7.9	5	1.7	1	9.6	6
24.10.1969	160	100	13.2	8	133.3	90	2.4	2	146.8	92
25. 9.1970	160	100	144.2	90	14.4	9	1.4	1	15.8	10
27. 9.1971	134	100	20.9	16	106.5	80	6.6	4	113.1	84
10. 9.1972	132	100	86.0	65	42.6	32	3.8	3	46.4	35
21. 9.1973	141	100	3.1	2	128.7	92	8.8	6	137.5	98
20. 9.1974	148	100	145.2	98	2.3	1.5	0.4	0.5	2.7	2
4.10.1975	148	100	147.9	100	0.0	0	0.0	0	0.0	0
31. 8.1976	148	100	132.2	89	15.7	11	0.0	0	15.7	11
28.10.1977	148	100	121.9	82	26.0	18	0.0	0	26.0	18
31. 8.1978	160	100	159.5	99.7	0.5	0.3	0.0	0	0.5	0.3

(Slupetzky, 1974, S. 47).

Schlussfolgerungen

Die geringe Grösse des Filleckkeeses und seine Oberflächentopographie bringen es mit sich, dass der Gletscher eine annähernd symmetrische Höhenverteilung der Fläche aufweist. Die geringe Höhererstreckung und die topographische Lage schaffen weitgehend ähnliche klimatische Verhältnisse über den ganzen Gletscher. Beim Filleckkees ist daher die Forderung nach symmetrischer Flächenverteilung und einer linearen Abnahme der Nettoablation bei gleichzeitiger Zunahme der Nettoakkumulation weitgehend erfüllt (Hoinkes, 1970, S. 62), sodass das Flächenverhältnis S_c/S bei ausgeglichenem Haushalt 0.5 ist bzw. die Akkumulations- zur Ablationsfläche sich wie 1:1 verhält. Bei zunehmender Gletscherfläche verschiebt sich der AAR langsam zu einem höheren Wert, zum Beispiel beim Stubbacher Sonnblickkees mit einer Fläche von 1.7 km² auf 0.6.

Starke Schwankungen der jährlichen Höhenlagen der Altschneelinie lassen das Filleckkees oft weitgehend Nährgebiet und dann wieder Zehrgebiet werden. Aufgrund der klimatischen Verhältnisse in den vergangenen 15 Jahren lag die Altschneelinie mehrmals tiefer als der Gletscher. Wenn der in der Höhenlage des Filleckkeeses gefallene Schnee gleich der am Gletscher schliesslich abgelagerten Menge gewesen wäre, also nicht zum Teil verdriftet oder umgelagert worden wäre, hätte das Filleckkees noch öfter zur Gänze Akkumulationsgebiet sein müssen, als dies aus den jährlichen Flächenverhältnissen hervorgeht.

Es kommt sehr selten vor, dass das Filleckkees eine ausgeglichene Massenbilanz hat und die entsprechende Altschneelinie auf dem Gletscher zu liegen kommt. (Es ist dies dann keine Linie, die den Gletscher ungefähr höhenparallel halbiert, sondern die Summe der Flecken mit Akkumulation und die mit Ablation sind gleich gross). Der Gletscher hat in diesem Fall einen sehr geringen spezifischen Netto-Massenumsatz, die Umsatzanteile sind nur sehr kleine Beträge. Es genügt für den ausgeglichenen Haushalt eine sehr geringe Akkumulation, um die ebenso geringe Ablation zu kompensieren. Jedoch könnte der kleine Gletscher nur theoretisch einen Gleichgewichtszustand erreichen, praktisch bleibt er immer (weit) davon entfernt.

Trotz des grossen möglichen Nettoumsatzes ist der Gletscherfleck inaktiv, was auch daraus zu ersehen ist, dass im langjährigen Mittel der Haushaltsgradient

null ist. Der Gletscher vermag grosse Netto-Massengewinne (zunächst) nicht in ein geändertes Fliessverhalten umzusetzen. Er kann gleichsam nicht eine dem Massenzuwachs entsprechende Gletscherzunge (ein diesem entsprechendes Ablationsgebiet) entwickeln. Insoferne sind sehr kleine Gletscher nicht als solche anzusehen, die insgesamt rasch auf klimatische Aenderungen reagieren. Sie zeigen nur in ihrem Massenbilanz- und Umsatzverhalten eine empfindliche, unmittelbare Reaktion, aber nicht so sehr in ihrer Fliessbewegung. Sie werden bei anhaltendem Massenzuwachs zunächst eher eine Vergrösserung der Gletscheroberfläche durch Ausgreifen des Akkumulationsgebietes (oft nach allen Seiten) erfahren als durch Ausdehnung infolge eines Vorstosses. Bei anhaltendem Massenverlust wird die Gletscherfläche ebenfalls weitgehend von allen Seiten her verkleinert und nicht so sehr durch Verkürzung der Gletscherlänge.

Der spezifische Nettoumsatz beträgt beim Filleckkees bei einem ausgeglichenen Haushalt 25 g/cm^2 . Der Umsatz erreicht - zumindest bei bestimmten Gletschertypen und bei bestimmten Ernährungsbedingungen - ein Minimum, wenn sich der Gletscher im Massengleichgewicht befindet (Slupetzky, 1974, S. 57 ff). Dies beschreibt offenbar eine maximale Anpassungsmöglichkeit an die gegebenen klimatischen Verhältnisse, der Gletscher hat bei diesem Zustand gleichsam den sparsamsten Netto-Massenumsatz. Je kleiner aber ein Gletscher ist, umso labiler ist dieser Zustand und umso weniger kann sich ein solcher einstellen. Bei noch kleineren Gletscherflecken als es das Filleckkees ist bis zu perennierenden Firnfeldern sollte der spezifische Nettoumsatz des ausgeglichenen Haushaltes immer kleiner werden und nahezu null erreichen.

Massenbilanzmessungen an kleinen Gletschern können zur Beantwortung der Frage herangezogen werden, welche Mindestgrösse ein Gletscher für Massenbilanzuntersuchungen haben sollte. Kleinere Gletscher haben den Vorzug, in ihrem Massenbilanzverhalten in direkter Beziehung zu den klimatischen Gegebenheiten und Aenderungen zu stehen, die Bezugsfläche wird nicht durch Aenderung der Gletscherfläche infolge Vorstosses oder Rückzuges "gestört". Bei der Untersuchung der Klima-Gletscherbeziehung ist daher die Verwendung eines kleinen - aber nicht zu kleinen und zu sehr von Besonderheiten geprägten - Gletschers insoferne günstig, als sich seine Gletscherfläche und damit die Bezugsfläche für die Massenbilanz über einen längeren Zeitraum relativ wenig ändert. Ein kleiner Gletscher kann daher dieselbe Funktion erfüllen wie die Auswahl einer Testfläche

auf einem grossen Gletscher mit dem Ziel, die Klima-Massenbilanzbeziehung am unmittelbarsten erfassen zu können und um von grossen Flächenänderungen während längerer Zeiträume unabhängig zu sein (Nye, 1963, S. 59).

Dank

Die vorliegenden Untersuchungen am Filleckkees wurden im Rahmen des Forschungsprojektes "Oberes Stubachtal - mittlere Hohe Tauern" vom Projektträger und einigen Mitarbeitern innerhalb der IHD und des IHP durchgeführt. Sie wurden vom Oesterreichischen Nationalkomitee für das IHP über den wissenschaftlichen Beirat bei der Oesterreichischen Akademie der Wissenschaften, dessen Vorsitzender Univ. Prof. Dr. F. Steinhauser ist, subventioniert. Für die Unterstützung des Forschungsprogrammes und die Mitarbeit von Kollegen und Studenten sei auch hier herzlich gedankt. Der Dank gilt auch Herrn Mag. J. Koschitz für die Mitarbeit bei der Berechnung der Massenbilanzen und für die Reinzeichnung der Abbildungen.

Literatur

- Kasser, P. 1973: Fluctuations of Glaciers 1965-1970.
Vol. II, IAHS (ICSI) - Unesco, 357 S., Paris
- Markl, G., 1976: Massenhaushaltswerte von Hintereisferner und Kesselwandferner 1968/69 - 1974/75.
Z. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. XI, H. 2, S. 271-272, Innsbruck
- Hoinkes, H. 1970: Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. Ergebnisse der Messreihe Hintereisferner (Oetztaler Alpen) 1953-1968.
Z. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. VI, S. 37-90
- Müller, F., 1977: Fluctuations of Glaciers 1970-1975.
Vol. III, IAHS (ICSI) - Unesco, 269 S., Paris
- Nye, J. F., 1963: Discussion to: H. Hoinkes and R. Rudolph: Variations in the Mass-balance of Hintereisferner 1952-1961, and their relations to variations of climatic elements.
Bulletin of the IAHS, VIII, No. 2.
- Slupetzky, H., 1974: Untersuchungen zur Massenbilanz eines Hanggletschers. Ergebnisse und Schlussfolgerungen aus der Messreihe 1963/64 - 1970/71 vom Stubacher Sonnblickkees (Hohe Tauern).
Z. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. X, S. 11-69
- Slupetzky, H., 1976: Der spezifische Netto-Massenumsatz von Gletschern - Aussagen und Anwendungsmöglichkeiten.
10. Int. Polartagung, Zürich 6.-8. April 1976.
(Programm und Kurzfassung der Vorträge). S. 36-37.

Adresse des Verfassers:

Univ. Doz. Dr. Heinz Slupetzky
Institut für Geographie
Universität Salzburg
Akademiestrasse 20

A-5020 Salzburg

TEMPERATURPROFILE IN BOHRLOECHERN
AM RANDE DES GROENLAENDISCHEN INLANDEISES

B. Stauffer und H. Oeschger, Bern

1. Einleitung

An der Westküste Mittelgrönlands, einige Kilometer südlich des Eisstromes Equip Sermia, liegt EGIG (Expedition Glaciologique Internationale au Groenland) Camp III ($69^{\circ}43'N$, $50^{\circ}8'W$). Diese Gegend am Rande des Inlandeises ist eng mit schweizerischen Beiträgen zur Erforschung des Grönländischen Eisschildes verbunden. Mercanton (1925), Bauer (1968), Kasser (1968) und Renaud (1969) haben die Struktur des Eises, die jährliche Ablation und die horizontale Oberflächengeschwindigkeit gemessen. Die jährliche Ablation beträgt rund 210 cm Eis, und die Oberflächengeschwindigkeit 250 m vom Moränenrand entfernt beträgt rund 18 m/Jahr. Mercanton sind die sehr unterschiedlichen und relativ kleinen Korngrößen aufgefallen und Renaud hat erstmals Dünnschliffe dieses Eises untersucht; er liess an Eisproben von Camp III Gasanalysen durchführen. Die Gaszusammensetzung dieser Proben, die aus Tiefen bis 100 cm unter der Eisoberfläche stammten, wiesen darauf hin, dass dieses Eis einmal temperiert war (Alder, 1969). Renaud findet diese Resultate sowie die von ihm gemessenen kleinen totalen Gasgehalte schwer erklärbar: In den Sommermonaten ist das Eis der obersten Schicht (ca. 50 cm) temperiert, mit zunehmender Tiefe sinkt jedoch die Temperatur rasch unter den Gefrierpunkt. Renaud vermutete dennoch, dass die Abweichungen von Gasgehalt und Gaszusammensetzung gegenüber Proben aus dem Zentrum des Eisschildes ein Effekt der oberen Schichten sei. Er machte den Vorschlag, Eisproben aus grösserer Tiefe zu entnehmen und zu analysieren.

Im Sommer 1967 und im Sommer 1968 wurden in Camp III wiederum Gasproben aus Eis entnommen. 1967 extrahierte ein Team des Physikalischen Instituts der Universität Bern (Oeschger, 1979) aus mehreren Tonnen Eis das CO_2 für ^{14}C -Altersbestimmungen. Die mittlere Tiefe dieses Eises war rund 250 cm. C. Lorius entnahm 1968 Eisbohrkerne bis 280 cm unter der Oberfläche. Kernbohrungen in grössere Tiefen erwiesen sich mit dem SIPRE-Bohrer als zu schwierig. Resultate von Gasanalysen dieser Proben bestätigten die Resultate von Alder, ohne

eine Erklärung für den veränderten Gasgehalt zu geben.

Für das Verständnis der Charakteristika des Eises von Camp III fehlten Proben aus grösseren Tiefen. Mit dem in unserem Institut entwickelten Firnbohrer (Rufli, 1974) glaubten wir die Möglichkeit zu haben, diese Lücke zu schliessen. Im Sommer 1978 wurden 2 Kernbohrungen in Camp III durchgeführt. Die Eiskerne wurden in gefrorenem Zustand nach Kopenhagen und Bern transportiert, um dort auf das Verhältnis der stabilen Isotope $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ und auf ihren Gasgehalt und ihre Gaszusammensetzung analysiert zu werden. Diese Resultate stehen noch aus. Ueberraschenderweise wurde aber die Erklärung für die Resultate der früheren Gasmessungen im Felde gefunden, indem sich herausstellte, dass das Eis unterhalb ca. 40 m temperiert ist. In dieser Arbeit soll das Temperaturprofil von Camp III diskutiert werden. Die Resultate der $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Messungen und der Gasanalysen werden in einer späteren Arbeit behandelt werden.

2. Arbeiten im Felde

Die Arbeiten im Sommer 1978 in Camp III wurden im Rahmen von GISP (Greenland Ice Sheet Program) durchgeführt. Vier Wissenschaftler und Techniker aus der Schweiz (B. Stauffer, W. Bernhard, H. Rufli und J. Schwander) und je ein Wissenschaftler aus Dänemark (H. Clausen) und den USA (E. Chiang) nahmen an den Feldarbeiten teil, die vom 16. Juli bis 6. August dauerten. Alle Transporte von Mannschaft und Material erfolgten mit kommerziellen Transportmitteln. Für den Transport von Jakobshavn nach Camp III und zurück wurde ein Helikopter der "Grønlandsfly" gechartert.

Bei einer ersten Kernbohrung, 200 m östlich des Moränenrandes, verursachte erwartungsgemäss das Schmelzwasser grosse Probleme. Um das Eindringen von Schmelzwasser in das Bohrloch möglichst gering zu halten, wurde ein Schacht von ca. 2 m Länge, 0.8 m Breite und 1.7 m Tiefe ausgehoben, in dem sich Wasser sammeln konnte. Die Bohrung wurde in einer schrägen Schachtwand ungefähr 30 cm unter der Eisoberfläche begonnen. In 13 Stunden Bohrzeit wurde eine Tiefe von 48.1 m erreicht. In dieser Tiefe stiess der Bohrer auf einen grossen Stein oder auf das Felsbett.

Eine zweite Kernbohrung wurde 400 m östlich des Moränenrandes durchgeführt. Die Bohrstelle liegt auf dem ersten kleinen Plateau rund 30 m höher als die erste. Rund 100 m weiter östlich befindet sich die erste aktive Gletschermühle. Diese

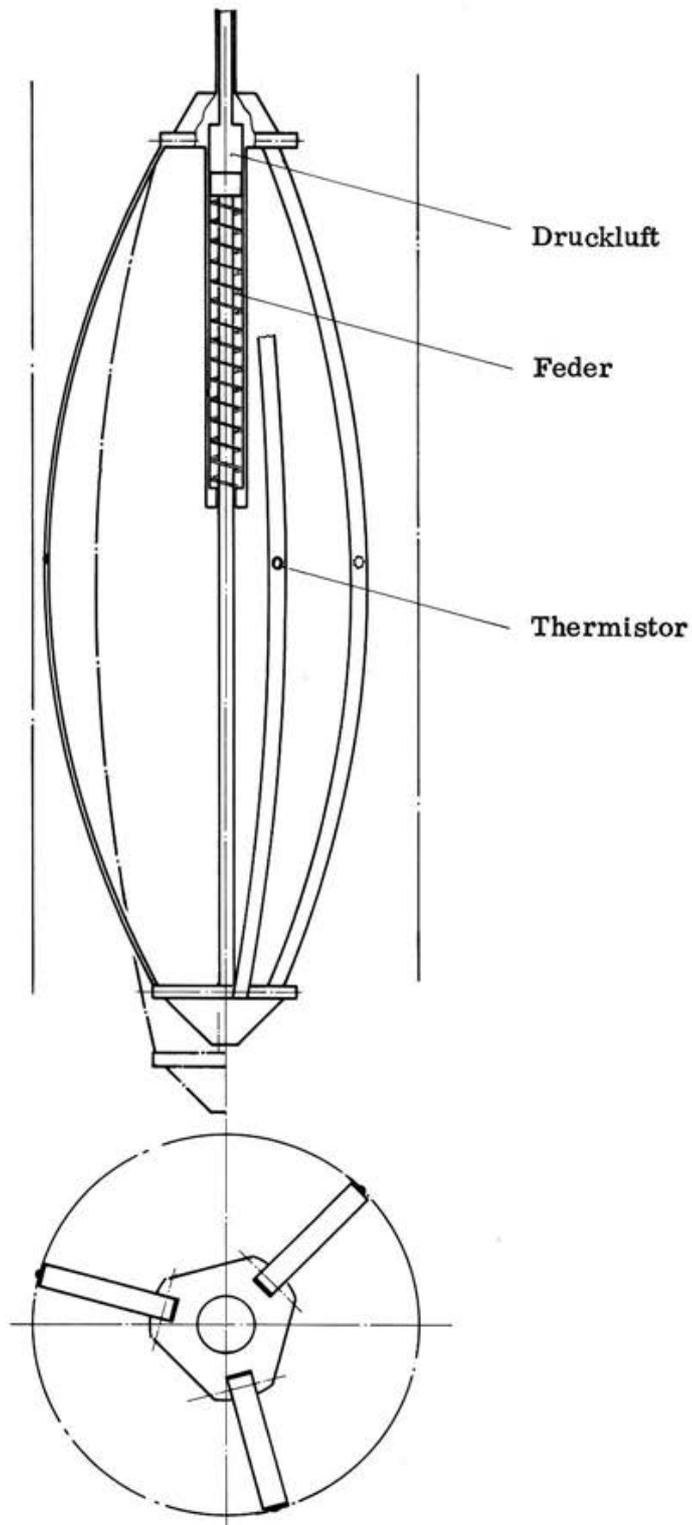


Fig. 1. Schematische Darstellung der Temperatursonde mit drei Thermistoren

Bohrung konnte bis 89 m Tiefe vorgetrieben werden. In dieser Tiefe hatte es so viel Wasser, dass wir beim letzten Kern kein Bohrmehl mehr im Bohrer hatten. Dementsprechend musste die Strömung des Wassers beachtlich sein, um das entstandene Bohrmehl hinausspülen zu können. Diese Bohrung war schwieriger. Erstens mussten wir infolge der starken Ablation mehrmals die Bohrplattform neu richten und den Schacht auspumpen und weiter ausheben. Zweitens war das Eis von 50 m an temperiert, so dass der nasse Bohrer durch die kalte Zone hochgezogen werden musste, mit der Gefahr des Anfrrierens.

Bei beiden Bohrungen wurden die Bohrkern in Plastiksäcke verpackt und in Tiefkühltruhen auf -20°C abgekühlt und gelagert. Die Qualität der Bohrkern war sehr schlecht, sie zerfielen in 1-2 cm dicke Scheiben. Diese Tatsache wird vor allem die Gasanalysen sehr erschweren.

Die Temperaturprofile wurden mit einer Sonde gemessen, die in Fig. 1 schematisch dargestellt ist. Als Messzellen dienen 3 Fenwal Thermistoren UUB 31-J1. Jeder Thermistor ist mit einem kleinen Tropfen Epoxy auf einen dünnen Streifen Fiberglas (1.5 x 5 mm) geleimt. Die Thermistoren auf dem Fiberglasstreifen werden in der gewünschten Tiefe gegen die Bohrlochwand gepresst, um einen guten Wärmekontakt mit dem Eis herzustellen. Beim Absenken und Hochziehen der Sonde bleiben die Fiberglasstreifen gestreckt, um die Reibung der Thermistoren mit der Bohrlochwand möglichst zu vermeiden.

Die Temperaturmessung in einem Bohrloch in der Ablationszone ist während der Sommermonate aus folgenden Gründen erschwert :

- Von Anfang an rinnen kleine Mengen Schmelzwasser entlang der Bohrlochwand in die Tiefe, gefrieren an der kalten Bohrlochwand und erhöhen dort lokal die Temperatur durch Abgabe latenter Wärme
- Auch das Absenken und Hochziehen des nassen Bohrers durch das kalte Eis bewirkt eine Erwärmung durch Abgabe latenter Wärme.
- Das Bohrloch wird nach wenigen Tagen ganz von Wasser überflutet und ist für weitere Temperaturmessungen unbrauchbar.

Aus diesen Gründen musste die Temperaturmessung in wesentlich kürzerer Zeit als sonst üblich erfolgen. Dies bedingt die oben beschriebene Konstruktion der Temperatursonde, die einen intensiven Wärmekontakt gewährleistet.

Die Thermistoren werden mit einer Wheatstone Messbrücke Marke BECO mit 5 Dekaden abgelesen. Im Felde traten Schwierigkeiten mit der Empfindlichkeit des Nullabgleiches auf. Dies führte zu zusätzlichen Messunsicherheiten. Ein systematischer Fehler ist unwahrscheinlich, aber nicht ganz auszuschliessen.

Die Thermistoren wurden im Felde in einer Mischung von Wasser und Eis bei 0°C geeicht. Nach beendigten Feldarbeiten wurden die Thermistoren im Labor in einer Mischung aus destilliertem Wasser und Eis nachgeeicht.

3. Resultate

In drei Bohrlöchern wurde das Temperaturprofil gemessen. Neben den 2 beschriebenen wurde rund 5 km vom Eisrand entfernt ein drittes Bohrloch mit einem SIPRE-Bohrer bis 6.6 m Tiefe abgeteuft. Die Resultate sind in Tabelle I und in Fig. 2 dargestellt.

Die Fehlerangabe schliesst die Schwierigkeiten mit der Empfindlichkeit der Messbrücke ein, berücksichtigt aber einen allfälligen systematischen Fehler nicht. Falls die Temperaturunterschiede zwischen den drei Thermistoren für einen Messpunkt grösser als 0.1°C sind, wird die Messung verworfen. Wie man sieht, sind die oberen Partien der Bohrlöcher betroffen. Als Ursache wird Schmelzwasser vermutet, das entlang der Bohrlochwand hinunterrinnt, in der kalten Bohrlochwand gefriert und diese lokal erwärmt. Bei Bohrloch I wurde in einer Tiefe von 30 m die Bohrung unterbrochen, um das Temperaturprofil bis zu dieser Tiefe zu messen. Bei Bohrung II wurde das Temperaturprofil erst nach beendeter Bohrung gemessen. Deshalb sind die oberen 10 m durch Schmelzwasser verfälscht.

Ueberraschend sind die positiven Temperaturen im untersten Teil von Bohrloch II. Es kann sich selbstverständlich in Wirklichkeit nicht um Temperaturen über dem Gefrierpunkt handeln. Eine Erwärmung der Thermistoren durch Reibung oder durch Selbsterwärmung ist möglich; der Effekt wird aber auf kleiner als 0.1°C abgeschätzt. Ferner müsste bei dieser Ursache der Unterschied zwischen den drei Thermistoren grösser sein. Wir können diese Anomalie nicht erklären. Mögliche Ursache ist Wasser, das in den Verbindungsstecker am oberen Ende der Thermistorsonde eingedrungen ist, oder doch ein systematischer Fehler der Brücke.

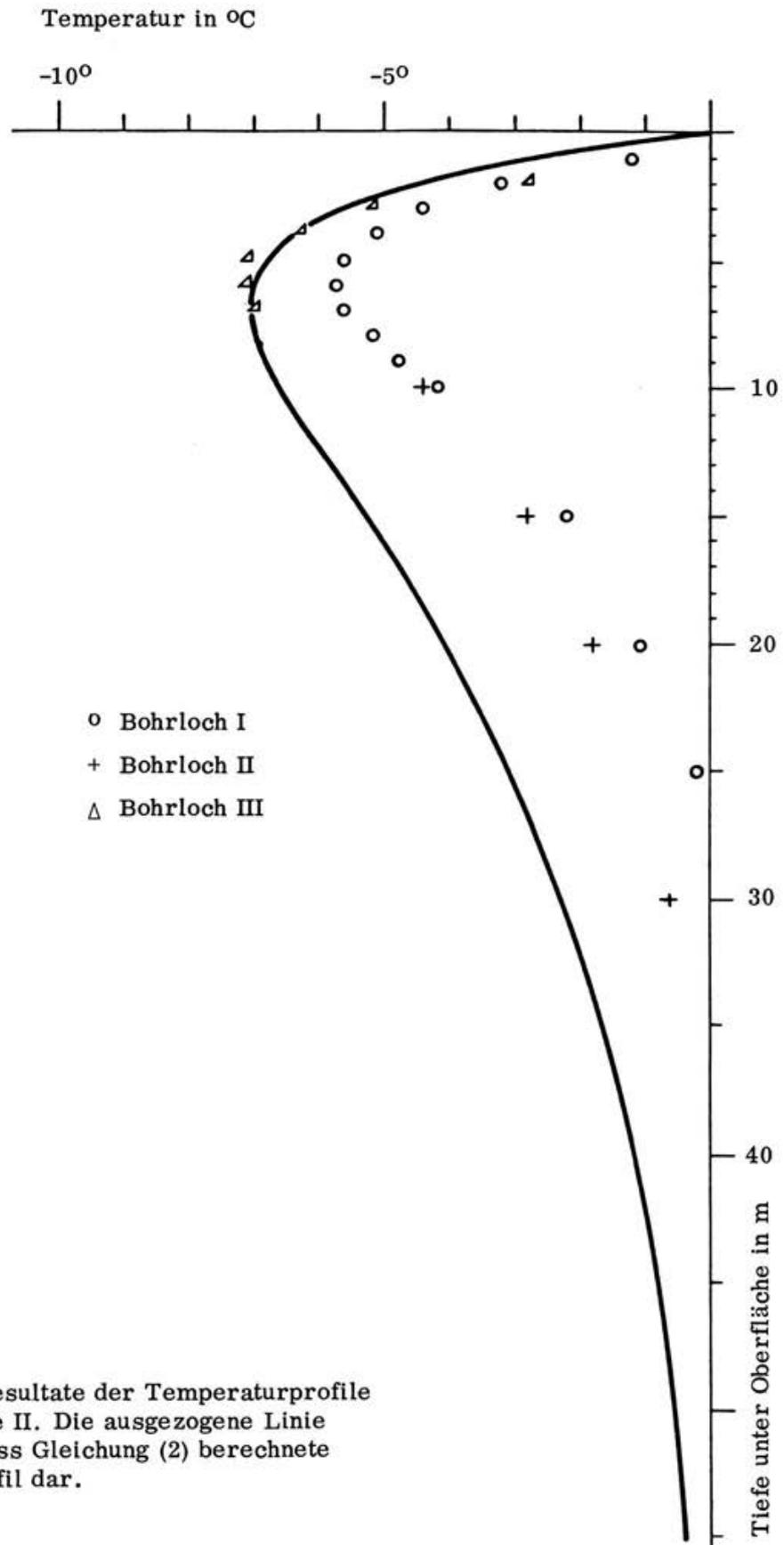


Fig. 2. Messresultate der Temperaturprofile gemäss Tabelle II. Die ausgezogene Linie stellt das gemäss Gleichung (2) berechnete Temperaturprofil dar.

Tabelle I

Temperaturprofile in Bohrlöchern in Camp III (Grönland)

Tiefe unter Oberfläche (m)	Bohrloch I °C	Bohrloch II °C	Bohrloch III °C
1	-1.2 ± 0.1	*	*
2	-3.2	*	(-2.7)*
3	-4.4	*	-5.1 ± 0.1
4	-5.1	*	-6.2
5	-5.6	(-4.0) *	-7.0
6	-5.7	*	-7.0
7	-5.6	*	-6.9
8	-5.2	*	
9	-4.8	*	
10	-4.2	-4.4 ± 0.1	
15	-2.2	-2.8	
20	-1.1	-1.8	
25	-0.2		
30	0.0	-0.6	
40		0.0	
50		0.0	
60		0.7	
70		0.7	
80		0.8	
90		1.0	

*) Der Temperaturunterschied zwischen den 3 Thermistoren ist grösser als 0.1 °C und weist darauf hin, dass bis zu dieser Tiefe Schmelzwasser eingedrungen ist und die Temperatur signifikant erhöhte.

4. Diskussion der Temperaturprofile

In diesem Kapitel werden die gemessenen Temperaturprofile mit berechneten verglichen. Die Berechnungen basieren auf der Annahme, dass temperiertes Eis mit der Vertikalkomponente 2.2 m/Jahr (jährliche Ablationsrate) zur Oberfläche fließt und die negativen Temperaturen in den obersten Metern durch die nega-

tive mittlere Jahrestemperatur in Camp III verursacht wird. Die Differentialgleichung für die Temperatur lautet in diesem Fall :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} - u \frac{\partial T}{\partial x} \quad (1)$$

Die Randbedingung lautet: $T(t, x=0) = c(t)$

wobei : $T(x, t)$ = Temperatur

D = Wärmediffusionskonstante

u = Vertikalkomponente der Geschwindigkeit des Eises

$c(t)$ = Oberflächentemperatur in Funktion der Zeit

$$(c(t) < 0^\circ\text{C})$$

Für diese Differentialgleichung mit der entsprechenden Randbedingung gibt es eine allgemeine Lösung, sofern $T(t=0, x) = 0$ gesetzt werden kann (Siegenthaler, 1971).

Die Lösung lautet :

$$T(t, x) = \frac{1}{\sqrt{4\pi D}} \int_0^t c(t-\tau) \frac{x \cdot e^{-\frac{(x-u\tau)^2}{4D\tau}}}{\tau^{3/2}} d\tau \quad (2)$$

$T(t, x)$ wird berechnet durch numerische Integration von Gleichung (2). Die Parameter wurden wie folgt gewählt :

$$D = 1.25 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$$

$$u = 2.2 \text{ m/Jahr} \approx 7 \cdot 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$$

$$c(t) = -12.5 \left(1 - \sin \left(\frac{2\pi t}{3 \cdot 10^7} \right) \right) \quad (t \text{ in sec}) \quad (3)$$

Die Oberflächentemperatur ist geschätzt basierend auf einer Temperaturkurve von Jakobshavn (Ambach, 1972) in der Annahme, dass der vertikale Oberflächentemperaturgradient $0.7^\circ/100 \text{ m}$ betrage. Da $c(t)$ die Oberflächentemperatur des Eises ist, kann sie nie grösser als 0°C sein.

Die berechneten Werte sind zusammen mit den Messresultaten in Fig. 2 dargestellt. Die numerische Integration erfolgt in den Grenzen 0 bis 30 Jahre. Die quantitative Übereinstimmung ist recht gut. Insbesondere sind die Abweichungen im oberen Teil nicht erstaunlich, wenn man bedenkt, wie grob der Temperaturverlauf der Oberfläche geschätzt und dass der Einfluss der winterlichen Schnee-

decke vernachlässigt wurde. Hingegen können die Unterschiede unterhalb rund 20 m nicht durch diese Schätzfehler erklärt werden. Wir nehmen an, dass dieser Effekt durch den freien Wassergehalt des temperierten Eises verursacht wird. Diese Vermutung soll quantitativ begründet werden. Dazu eignet sich aber die Lösung von (1) in Form der Gleichung (2) nicht. Deshalb wurde nach einer Lösung für den quasi stationären Fall gesucht. Eine solche Lösung ist :

$$T(x,t) = T_0 \left(e^{-x \frac{u}{D}} - e^{-x \frac{u + \sqrt{\frac{1}{2}(R+u^2)}}{2 \cdot D}} \cos \left(\omega t + x \cdot \sqrt{\frac{1}{2}(R-u^2)} \right) \right) \quad (4)$$

$$R = \sqrt{(16 D^2 \omega^2 + u^4)}$$

Diese Lösung (4) erfüllt die Differentialgleichung (1) und die Randbedingungen :

$$\begin{aligned} T(t, x=0) &= T_0 (1 - \cos(\omega t)) \\ T(t, x=\infty) &= 0^\circ\text{C} \end{aligned}$$

Wenn in Gleichung (4) die entsprechenden Werte wie in Gleichung (2) eingesetzt werden, stimmen die errechneten Temperaturprofile in guter Näherung mit denen aus Gleichung (2) überein. Als erste Anwendung können nun auch die Temperaturprofile für verschiedene Jahreszeiten (für den quasi stationären Fall) berechnet werden. Die Ergebnisse sind in Fig. 3 dargestellt.

Nimmt man an, dass das Eis, das aus der Tiefe mit 2.2 m/Jahr vertikal nach oben fließt, in sehr grosser Tiefe einen freien Wassergehalt hat, dann muss, bevor sich das Eis unter 0°C abkühlen kann, latente Wärme abgegeben werden. Bei 1 % freiem Wassergehalt entspricht diese abzugebende Wärmemenge einem Temperaturunterschied des Eises von 1.6°C . Dieser freie Wassergehalt kann demnach simuliert werden, indem ursprünglich Eis von scheinbar $+1.6^\circ\text{C}$ zur Oberfläche fließt. In Fig. 4 sind die berechneten Temperaturprofile für freie Wassergehalte von 0, 1, 2 und 3 % zusammen mit den Messresultaten aufgezeichnet. Die Messresultate stimmen gut mit der Annahme eines ursprünglichen freien Wassergehaltes von 2 bis 3 % überein.

Scheinbar hat das Eis 5 km vom Moränenrand entfernt einen geringeren freien Wassergehalt. Die wesentlich tieferen Temperaturen in 4 bis 7 m Tiefe können nicht nur durch eine tiefere Jahrestemperatur erklärt werden (Bohrloch III liegt ca. 100 m höher als Bohrloch II). Im freien Wasser können aus dem umgebenden Eis stammende Gase gelöst sein. Falls das Wasser im Eis bleibt und in den

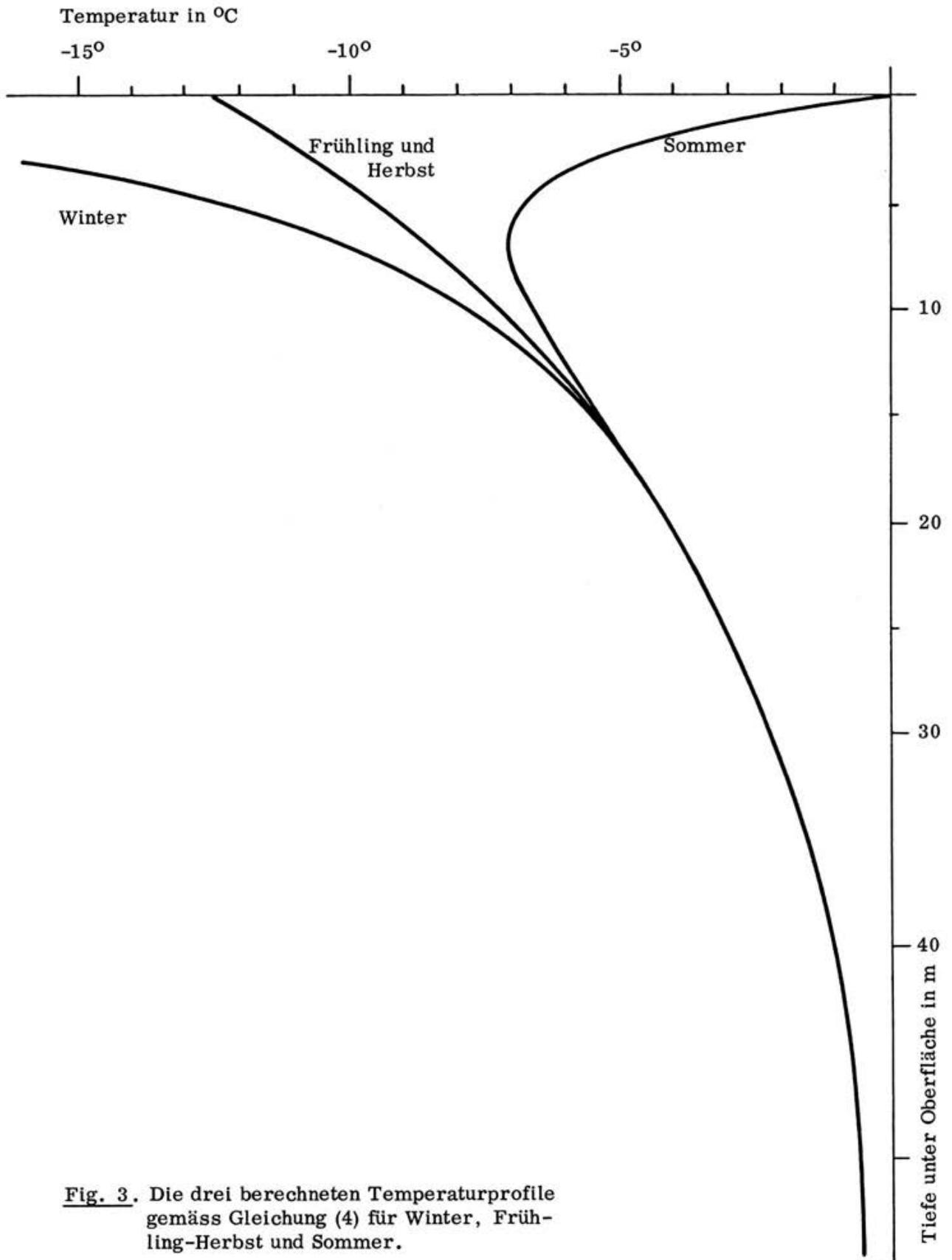


Fig. 3. Die drei berechneten Temperaturprofile gemäss Gleichung (4) für Winter, Frühling-Herbst und Sommer.

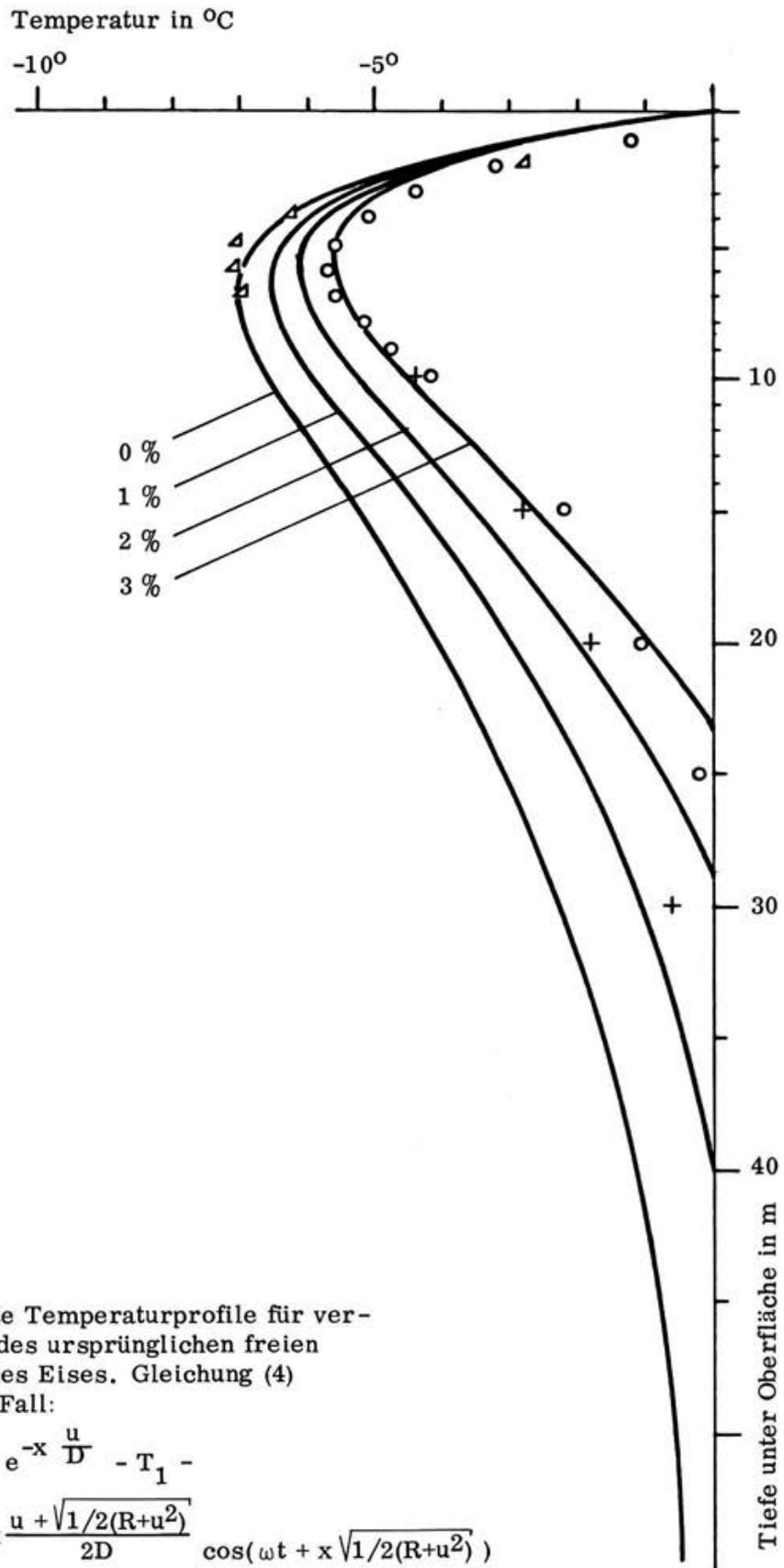


Fig. 4 Berechnete Temperaturprofile für verschiedene Werte des ursprünglichen freien Wassergehaltes des Eises. Gleichung (4) lautet für diesen Fall:

$$T(x, t) = (T_0 - T_1) e^{-x \frac{u}{D}} - T_1 - T_0 e^{-x \frac{u + \sqrt{1/2(R+u^2)}}{2D}} \cos(\omega t + x \sqrt{1/2(R+u^2)})$$

wobei T_1 = simulierte Temperaturerhöhung.

oberen Schichten durch die Abkühlung wieder gefriert, bilden sich wieder Gasblasen und bleiben im Eis. Die kleinen Gasgehalte und die Anreicherungen besser löslicher Gase können erklärt werden in der Annahme, dass das Eis internes Schmelzwasser verliert.

Verdankungen

Die Feldarbeiten wurden vom Schweizerischen Nationalfonds finanziert. Die Temperatursonde wurde von W. Bernhard gebaut und A. Neftel half mit dem Computerprogramm.

Literatur

- Alder B., Geiss J., Groegler N., Renaud A., 1969. Gas composition in ice samples collected by EGIG in Greenland. In *Etudes Physiques et Chimiques sur la glace de l'Inlandsis du Groenland 1959* par A. Renaud, *Meddelelser om Grønland*, B. 177, Nr. 2, p. 100-107.
- Ambach W., 1972. Zur Schätzung der Eis-Nettoablation im Randgebiet des Grönländischen Inlandeises. *Polarforschung* Bd. 42, Nr. 1.
- Bauer A., 1968. Mouvement et variation d'altitude de la zone d'ablation ouest. *Meddelelser om Grønland*, Bd. 174, Nr. 1.
- Kasser P., 1968. Sondage thermique et travaux hydrologiques. In *Missions aériennes de reconnaissance au Groenland 1957-1958* par A. Bauer. *Meddelelser om Grønland*, Bd. 173, Nr. 3.
- Mercanton P. L., 1925. Travaux de l'escouade occidentale. In A. de Quervain et Mercanton P. L., *Résultats scientifiques de l'expédition Suisse au Groenland 1912-1913*. *Meddelelser om Grønland*, Bd. 59, Nr. 5.
- Oeschger H., Stauffer B., Clausen H. B., in preparation. Radioactive and stable isotope studies at EGIG Camp III and Camp IV on the occasion of EGIG II, 1967. Soll erscheinen in *Meddelelser om Grønland*.
- Raynaud D. Les inclusions gazeuses dans la glace de glacier, leur utilisation comme indicateur du site de formation de la glace polaire; applications climatiques et rhéologiques. Thèse de Doctorat d'état, publication no. 214 du Laboratoire de Glaciologie du Centre National de la Recherche Scientifique.
- Renaud A. *Etudes Physiques et Chimiques sur la glace de l'Inlandsis du Groenland 1959*. *Meddelelser om Grønland*, Bd. 177, Nr. 2.
- Rufli H., Stauffer, B., Oeschger H., 1974. Lightweight 50-meter core drill for firn and ice. In J. F. Splettstoesser, *Ice-core drilling*. University of Nebraska Press, Lincoln.
- Siegenthaler U., Sauerstoff-18, Deuterium und Tritium im Wasserkreislauf, Beiträge zur Messtechnik, Modellrechnung und Anwendungen. Dissertation Universität Bern, 1971.

Adresse der Verfasser:

Prof. Dr. H. Oeschger
Dr. B. Stauffer
¹⁴C-Labor
Physikalisches Institut
Sidlerstrasse 5
CH-3012 Bern

KALBUNGSWELLE BEIM AUFBRECHEN EINER UEBERSTAUTEN GLETSCHERZUNGE

Daniel L. Vischer, Zürich

Zusammenfassung

Bei der ersten Füllung des Stausees Gries im Wallis wurde die Zunge des Griesgletschers überstaut. Unter der Wirkung des Auftriebes brachen dabei $150'000 \text{ m}^3$ Eis gleichzeitig auf und erzeugten Kalbungswellen von 16 cm Höhe. Zur Erklärung dieses erstaunlich niedrigen Wertes wird hier eine einfache Modellvorstellung skizziert. Sie erlaubt die überschlägige Nachrechnung der wesentlichsten Grössen wie der Aufstiegs geschwindigkeit und der kinetischen Energie der auftauchenden Eismassen, sowie der Umwandlung dieser Energie in Wellenenergie.

Resumé

Lors du premier remplissage de la retenue de Gries, en Valais, la langue du glacier de Gries fut submergée. Sous l'effet de la poussée d'Archimède, $150'000 \text{ m}^3$ de glace se rompirent simultanément et les vagues causées par ce vélage atteignirent 16 cm hauteur. Dans le but d'expliquer cette valeur étonnamment faible, nous esquissons un modèle simple qui permet, par un calcul approximatif, de déterminer a posteriori les principales grandeurs caractéristiques, telles que la vitesse de remontée, l'énergie cinétique des masses de glace faisant surface ainsi que la transformation de celle-ci en énergie ondulatoire.

Abstract

At the first filling of the reservoir Gries in the Canton Wallis (Switzerland) the tongue of the Griesgletscher was covered by water. Owing to the consequent buoyancy effect $150'000 \text{ m}^3$ of ice broke off, an event which caused calving waves with maximal amplitudes of 16 cm. To explain this surprisingly small value a simple model is outlined. It allows the approximate calculation of the most important parameters, which are the rising velocities and the kinetic energy of surfacing ice masses, and the transformation of this energy into wave energy.

1. Problemstellung

In einem gletscherberührenden Gewässer können grundsätzlich zwei Ursachen von Kalbungswellen festgestellt werden: Entweder sind es abbrechende und eintauchende Eismassen oder aufbrechende und aufschwimmende. Betrachtet man zunächst den Endzustand derselben, so erkennt man keinen Unterschied: In beiden Fällen schwimmen die Eismassen als Eisberge im Gewässer; sie sind dort bezüglich ihrer Höhenlage im Gleichgewicht, weil ihr Gewicht durch den Auftrieb des Was-

sers aufgehoben wird. Anders verhält es sich beim Ausgangszustand, also unmittelbar vor der abrupten Bewegung. Dann überwiegt bei den abbrechenden und eintauchenden Eismassen das Gewicht gegenüber dem Auftrieb, umgekehrt ist bei den aufbrechenden und auftauchenden der Auftrieb grösser. Im einen Fall ist also das Gewicht die treibende, d. h. die bewegungsauslösende Kraft, im anderen Fall der Auftrieb. Abbildung 1 versucht beide Mechanismen an Beispielen zu veranschaulichen: Abbildung 1a zeigt ein Gewässer, das die angrenzenden Eismassen eines Gletschers soweit unterschneidet, dass diese abstürzen, ins Wasser fallen und dort Wellen werfen. Das Unterschneiden ist dabei im wesentlichen eine Folge des Schmelzprozesses an der Kontaktstelle zwischen dem Wasser und dem Eis. Abbildung 1b stellt eine Gletscherzunge dar, die so weit ins Wasser reicht, dass sie unter der Einwirkung des Auftriebes aufbricht, auftaucht und dabei Wellen erzeugt. Kalbungswellen, die durch abbrechende und eintauchende Eismassen entstehen, sind in der Schweiz mehrfach beobachtet worden. Entsprechende Veröffentlichungen stammen von Lüschtg (1915) für den Märjelensee am Aletschgletscher, von Haefeli (1963) für den Steingletscher und von Röthlisberger (1974), Haerberli (1975, 1976, 1977) und Iken (1977) für den Grubengletscher. Kalbungswellen aufgrund des Aufbrechens und Auftauchens von Eismassen sind weniger aufgefallen. Sie werden lediglich von Kasser (1967) und Haerberli (1977) im Zusammenhang mit dem Aufstau des Griessees beschrieben.

Die vorliegende Veröffentlichung versucht, diese Kalbungswellen am Griessee aufgrund einer einfachen Modellvorstellung zu erklären.

2. Die Kalbungswellen am Griessee

2.1 Der Einstau der Griesgletscherzunge im Jahre 1966

Der im Wallis gelegene Griessee wurde 1966 durch eine 60 m hohe Bogengewichtsmauer aufgestaut und dient seither dem Kraftwerk Aegina sowie den anschliessenden Stufen der Maggia-Kraftwerke als Saisonspeicher. Mit einem Stauziel auf 2386.5 m ü.M. weist er bei einer Oberfläche von 520'000 m² ein Volumen von 16 Mio m³ auf. Er wird im wesentlichen von Schmelzwasser des Griesgletschers gespeist, der sich als flacher Talgletscher vom 3374 m hohen Blinnenhorn bis zum Staubecken erstreckt.

Wie die Abbildungen 2 und 3 zeigen, erstreckte sich die Zunge des Griesgletschers

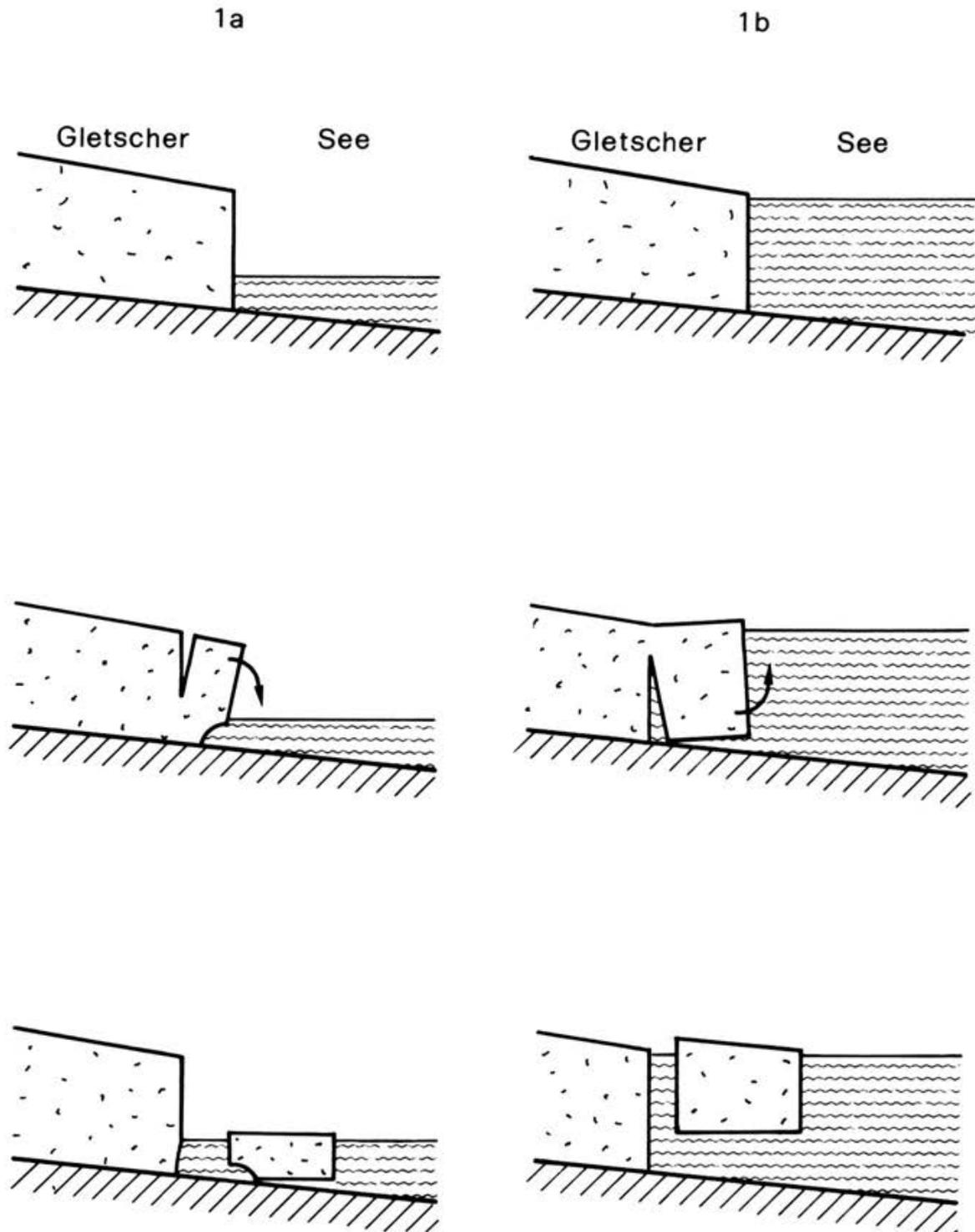


Abb. 1. Entstehung von Kalbungswellen aufgrund von zwei verschiedenen Ursachen: Abbrechende und eintauchende Eismassen im Fall a, aufbrechende und auftauchende Eismassen im Fall b; Darstellung von je drei Phasen.

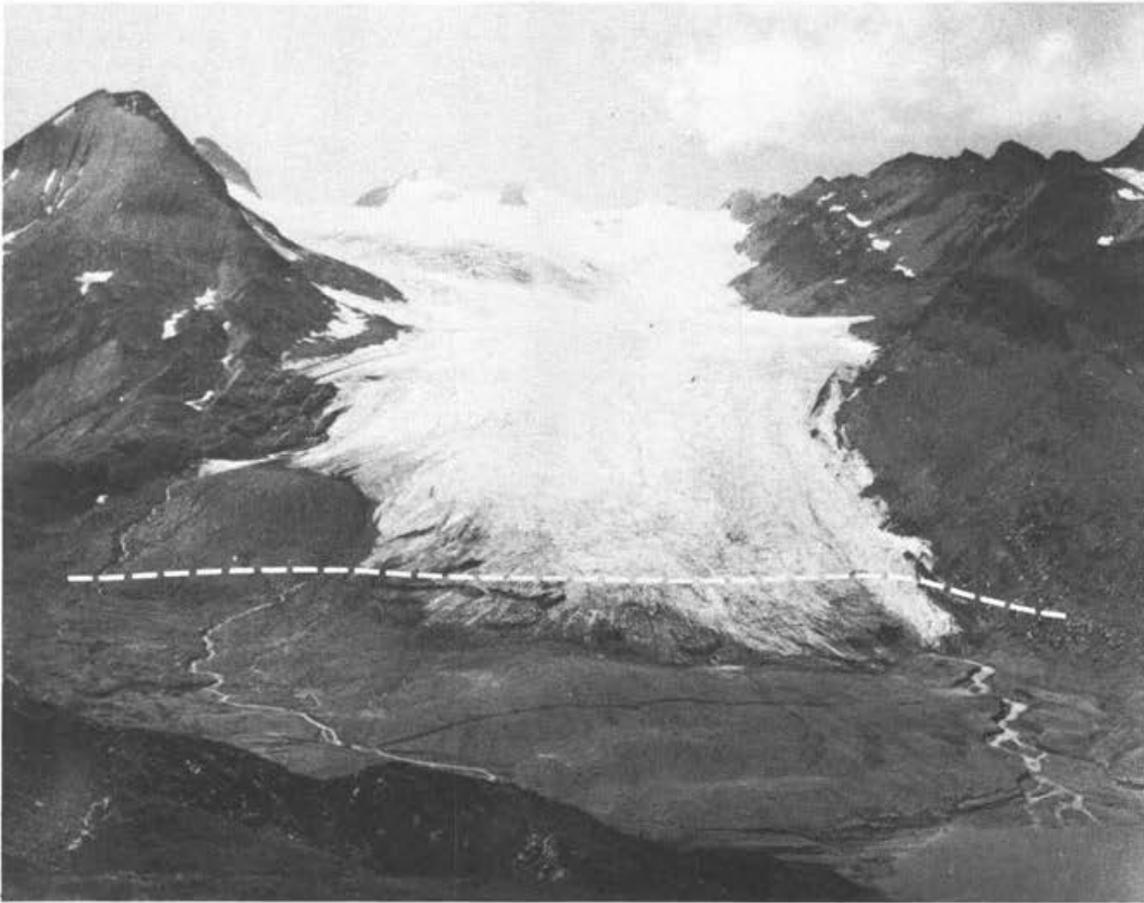


Abb. 2. Ansicht des Griesgletschers. Aufnahme vom 10. 8. 1964 mit eingetragenen Seespiegel vom 19. 9. 1966, als 300'000 m³ Eis überstaut waren und davon 150'000 m³ gleichzeitig aufbrachen.

anfangs 1966 bis auf Kote 2350 m ü. M. hinab. Sie wurde beim erstmaligen Füllen des Griessees also überstaut und geriet damit unter Auftrieb. Wider Erwarten brach sie dabei aber nicht fortlaufend in kleinen Stücken auf, sondern blieb zunächst an Ort. Offenbar waren die kompakten Eismassen mit der darunterliegenden undurchlässigen Grundmoräne derart eng verbunden (ev. sogar angefroren), dass sich der Auftrieb nicht sofort voll auswirkte. Damit stellte sich damals die Frage, wann und mit welchen Auswirkungen die Eismassen schliesslich aufbrechen und auftauchen würden.

Diese Frage war für die Verantwortlichen insbesondere im Hinblick auf den Vollstau von Bedeutung. Denn dann liegt der Griesseespiegel auf der gleichen Höhe wie die 13 m breite Ueberfallkante der Hochwasserentlastung und nur 1 m unter der Krone der Staumauer. Es musste deshalb befürchtet werden, dass ein gleich-

Zunge des Griesgletschers

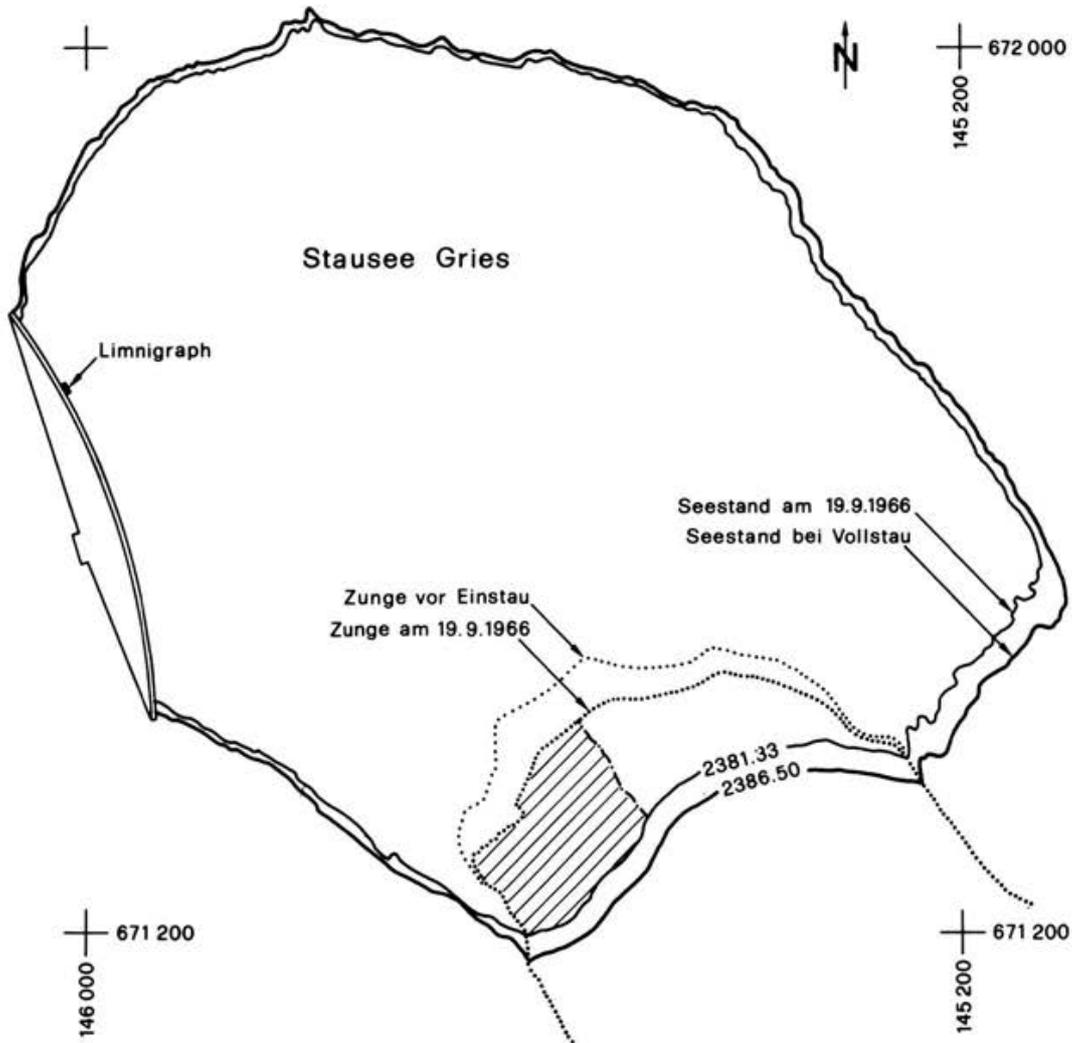


Abb. 3. Situation des Griessees und der Griesgletscherzunge. Die am 19.9.1966 aufgebrochenen Eismassen sind hervorgehoben.

zeitiges Aufbrechen der Eismassen Kalbungswellen erzeugen könnte, welche über die Hochwasserentlastung und allenfalls sogar über die Staumauer schwappen und talwärts Schaden verursachen würden. Um dem vorzubeugen, musste die vorübergehende Einhaltung eines grösseren Freibordes in Aussicht genommen werden.

Die Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW) an der ETH Zürich versuchte deshalb, das Ausmass der höchsten zu erwartenden Kalbungswellen zu schätzen. Während des Füllvorganges des Griessees montierte sie an der Staumauer einen Limnigraphen geringer Trägheit. Mit diesem sollten Kalbungswellen gemessen werden, die allenfalls vor dem Vollstau und bei bloss

teilweisem Aufbrechen der Eismassen eintreten könnten. Tatsächlich ereignete sich am 16. 8. 1966 bei einem Stau von 2373. 35 m ü. M. ein erster Aufbruch von 3000 bis 4000 m³ Eis, der am Limnigraphen eine Welle von 10 cm Höhe erzeugte und somit erste Hinweise lieferte.

Im weiteren führte die VAW hydraulische Modellversuche durch, bei denen die Verhältnisse am Griessee sehr grob nachgebildet, bzw. antizipiert wurden: In einer wassergefüllten Glasrinne wurde das Aufschwimmen von verschiedenen grossen Paraffinkeilen hinsichtlich der Erzeugung von Oberflächenwellen beobachtet.

Beide Informationen, d. h. die Limnigraphenaufzeichnungen vom 16. 8. 66 und die Ergebnisse der Modellversuche, deuteten darauf hin, dass die höchsten zu erwartenden Kalbungswellen sicher nicht mehr als 2 m hoch sein würden. Dementsprechend empfahl die VAW, vorderhand ein Freibord von 2 m einzuhalten, d. h. den Aufstau des Sees zunächst nur bis auf Kote 2385. 5 zuzulassen.

2. 2. Das Aufbrechen der Griesgletscherzunge

Das Aufbrechen der überstauten Gletscherzunge lässt sich am besten anhand der protokollarischen Aufzeichnungen beschreiben, die im Bericht der VAW vom 1. 4. 67 an das Konsortium Elektrizitätswerk Aegidental enthalten sind:

21. 6. 66 Das aufgestaute Wasser erreicht die unterste Spitze der Gletscherzunge.
24. 6. 66 An der Staumauer wird der erwähnte Limnigraph in Betrieb genommen.
11. 8. 66 Im See wird ein erster Eisblock von 4 m³ Grösse beobachtet.
16. 8. 66 Der Stau erreicht die Kote 2373. 35 und überdeckt damit rund 170'000 m³ Eismassen; von diesen lösen sich um 07. 35 Uhr rund 3000 bis 4000 m³ Eis und tauchen auf. Ein Augenzeuge berichtet: "Ich stehe auf der Staumauer und beobachte wie jeden Morgen den See. Plötzlich steigt rasch und lautlos mit dem dünnen Teil voran eine keilförmige Eiswand von ca 50 bis 60 m Breite gut 10 m über des Seeniveau hinaus, kippt zurück und zerbricht beim Aufprall auf das Wasser. Dabei entsteht eine Welle von schätzungsweise 1 m Höhe, die sich ziemlich rasch verflacht."
Am Limnigraph wird eine Welle von 10 cm Höhe registriert.

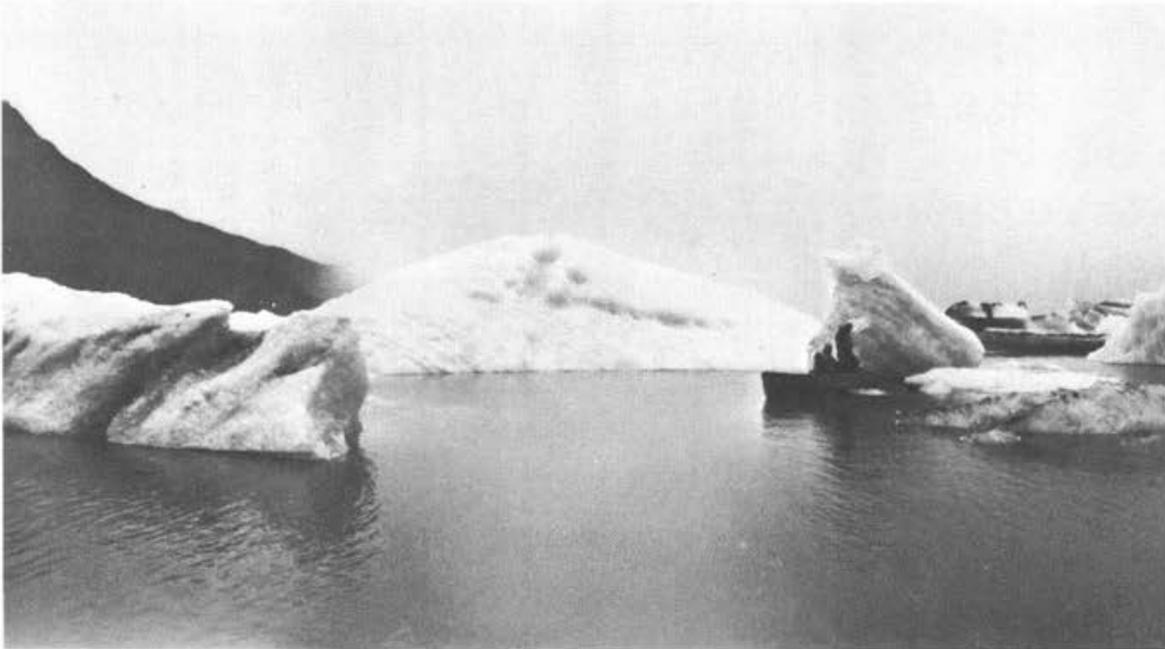


Abb. 4. Eisblöcke im Griessee nach der Kalbung vom 19.9.1966

- 19.9.66 Der Stau erreicht die Kote 2381.33 und überdeckt damit rund 300'000 m³ Eismassen. Von diesen lösen sich um 12.55 Uhr rund 150'000 m³ und tauchen auf. Ein anwesender Geologe, Herr Dr. Hunger, beschreibt dieses Ereignis: "Auf der orographisch linken Seeseite, in Gletschernähe, rutscht Geröll von der Seitenmoräne in den See. Darauf höre ich ein starkes Rauschen und bemerke einen Bruch im Gletschereis unweit der momentanen Wasserlinie. Das Wasser trübt sich örtlich, und wenig später tauchen grosse Eisschollen langsam aus dem See auf. Einige kleinere Schollen tauchen mit grösserer Geschwindigkeit aus dem Wasser und steigen merklich höher über das Seeniveau als die grossen. Eine eigentliche Flutwelle ist nicht zu sehen. Die sichtbare Anrissfront am Gletscher, die auf der orographisch linken Seite ca 3 m aus dem Wasser ragt und gegen die Gletschermitte hin abnimmt, verschwindet nach ca 100 m im See". Am Limnigraphen wird eine Welle von 16 cm Höhe registriert (Abb. 5). Entsprechend der aufgetauchten Eismasse sinkt der Seespiegel um 3 cm ab.
- 20.9.66 Der Limnigraph wird durch herumtreibende Eisblöcke beschädigt und fällt aus.

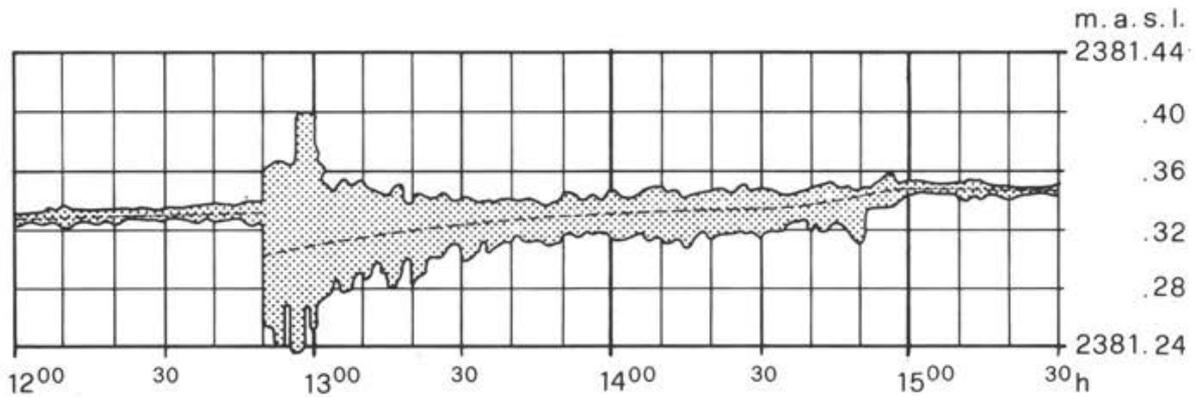


Abb. 5. Vergrösserte Darstellung der Limnigraphenaufzeichnung am 19.9.66. Die grösste Kalbungswelle erreichte die Höhe von 16 cm, der Seespiegel sank entsprechend der aufgetauchten Eismasse um 3 cm ab.

Nach diesen Ereignissen wurde der Gletscher durch Vertreter der VAW begangen, wobei die am 19.9.66 aufgebrochenen Eismassen aufgrund der Bruchbilder geschätzt wurden (Abb. 3). Die im Stausee verbleibenden Eismassen lösten sich -- soweit sie nicht im Kontakt mit dem Stauseewasser schmolzen -- erst später vom Untergrund ab und tauchten unbeobachtet auf.

3. Ueberschlägige Berechnung der Kalbungswellen

3.1. Die Modellvorstellung

Abbildung 6 zeigt einen Vertikalschnitt durch die Eismassen, die am 19.9.66 aufgebrochen und aufgetaucht sind. Sie wiesen offensichtlich die Form eines Keils auf, der sich nach seiner Loslösung vom Untergrund wahrscheinlich um die Abrisskante nach oben gedreht hat. Man könnte die Bewegung der Eismassen folglich als Drehbewegung deuten und entsprechend berechnen. Die Genauigkeit dieser Rechnung würde aber unter dem Umstand leiden, dass der Strömungswiderstand -- mangels einschlägiger Kenntnisse -- nur sehr grob berücksichtigt werden könnte.

Die Schwierigkeit einer adäquaten Erfassung des Strömungswiderstandes rechtfertigt die Wahl einer noch einfacheren Modellvorstellung: Der schrägliegende Keil soll gemäss Abbildung 6 durch eine horizontale Platte angenähert werden, die mit ihm hinsichtlich Volumen, Oberfläche und Schwerpunktlage übereinstimmt.

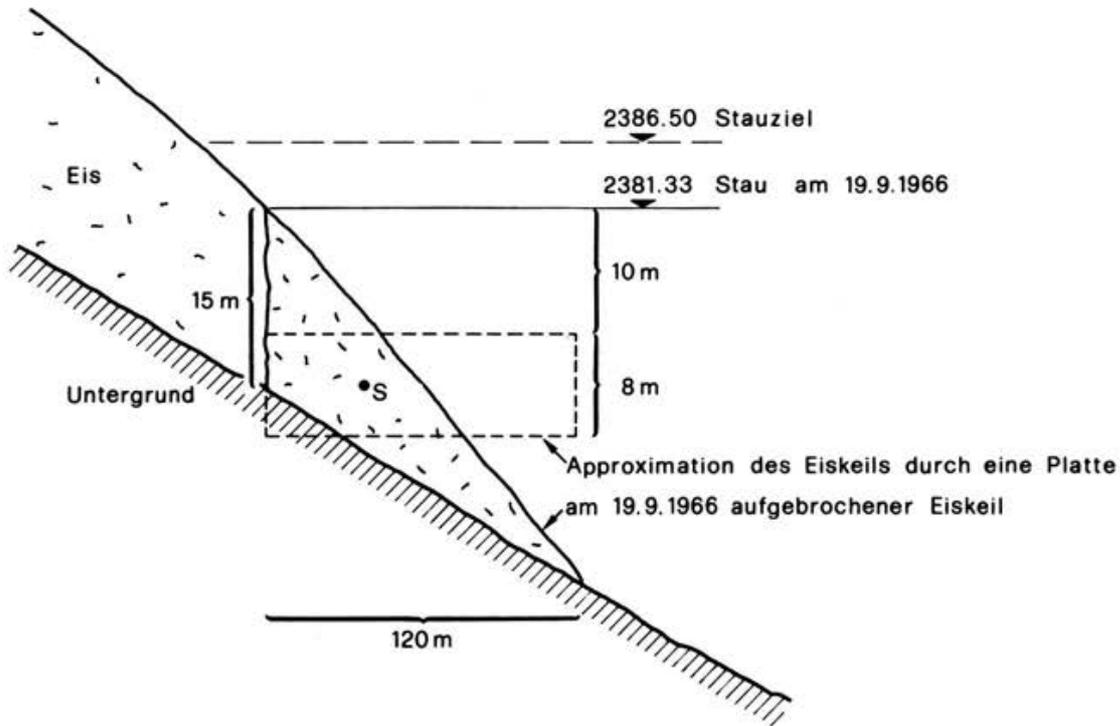


Abb. 6. Längsschnitt (5-fach überhöht) durch die am 19.9.66 aufgebrochenen Eismassen. Für die Nachrechnung wird der Eiskeil durch eine Platte angenähert (----).

Diese Platte weist also dieselbe potentielle Auftriebsenergie auf wie der Keil, führt bei ihrem Aufschwimmen aber keine Drehbewegung aus, sondern eine Translation.

3.2. Die massgebenden Formeln

Die Translationsbewegung der Platte von ihrem Anfangszustand bis zur Seeoberfläche umfasst zuerst eine Beschleunigung und dann ein stationäres Aufsteigen mit der Grenzgeschwindigkeit. Dieses Aufsteigen ist durch das Gleichgewicht zwischen dem Auftrieb, dem Gewicht und dem Strömungswiderstand gekennzeichnet. Führt man für den Strömungswiderstand einen Ansatz ein, wie er für ruhende Platten in turbulenten Strömungen bekannt ist, so lässt sich die Grenzgeschwindigkeit angeben. Es ist

$$u = \sqrt{2 g d \frac{1}{c} \frac{\rho - \rho_E}{\rho}} ,$$

mit: u = Grenzgeschwindigkeit
 d = Plattenstärke
 c = Widerstandszahl

ρ = Wasserdichte
 ρ_E = Eisdichte
 g = Erdbeschleunigung.

Ebenfalls ergibt sich die Anlaufstrecke, auf der sich die Platte bis auf 99 % der Grenzgeschwindigkeit beschleunigt, zu

$$s = 3.92 d \frac{1}{c} \frac{\rho_E}{\rho} \quad (\rho \neq \rho_E)$$

Liegt die Platte also in ihrem Ausgangszustand tiefer als um s unter dem Seespiegel, so erreicht sie beim Aufsteigen die Grenzgeschwindigkeit. Sie hat diese Grenzgeschwindigkeit dann selbstverständlich auch bei ihrem Auftauchen inne, so dass ihre kinetische Energie

$$E_{\text{kin}} = \frac{m u^2}{2} = \rho_E V g d \frac{1}{c} \frac{\rho - \rho_E}{\rho}$$

beträgt mit $m = \text{Eismasse}$

$V = \text{Eisvolumen.}$

Rechnet man damit, dass ein Bruchteil ϕ der kinetischen Energie für die Kalbungswellen verantwortlich ist, so lässt sich aus seiner Gleichsetzung mit der Wellenenergie auf dem See

$$E_w = \frac{1}{8} \rho g H^2 F_w = \phi \cdot E_{\text{kin}}$$

mit $H = \text{Wellenhöhe (zwischen Wellental und Wellenberg gemessen)}$

$F_w = \text{Seefläche,}$

die mittlere Wellenhöhe errechnen:

$$H = \sqrt{8 \phi d \frac{V}{F_w} \frac{1}{c} \frac{\rho - \rho_E}{\rho} \frac{\rho_E}{\rho}}$$

3.3. Die massgebenden Daten

Für die am 19.9.66 aufgebrochenen Eismassen können einige Berechnungsgrundlagen ohne weiteres geschätzt oder den Aufzeichnungen der Beobachter entnommen werden:

$$V = 150'000 \text{ m}^3$$

$$d = 8 \text{ m}$$

$$\rho_E = 900 \text{ kg/m}^3$$

$$\rho = 1000 \text{ kg/m}^3$$

$$F_w = 490'000 \text{ m}^2 .$$

Etwas schwieriger ist dagegen die Quantifizierung der Grössen c und ϕ . Der Strömungswiderstand ruhender Körper in einer turbulenten Strömung wird grundsätzlich mit dem Ansatz

$$W = c F \frac{\rho}{2} v^2$$

erfasst, wobei F = Stirnfläche (Hauptspant senkrecht zur Strömung)

v = Strömungsgeschwindigkeit.

Für Platten, die eine ähnliche Form aufweisen, wie die hier betrachtete Eisplatte, findet man in der Literatur eine Widerstandszahl von höchstens $c = 2$.

Es ist nun naheliegend, den gleichen Ansatz auch für eine Platte zu verwenden, die in einer ruhenden Flüssigkeit aufsteigt und dabei turbulent umströmt wird (derselbe Ansatz wird ja von verschiedenen Forschern auch benutzt, um die Sinkgeschwindigkeit von kleinen sedimentierenden Teilchen zu berechnen). Die in Abschnitt 3.2 angegebenen Formeln basieren denn auch darauf, d. h. als Stirnfläche F wird die Plattenoberfläche betrachtet und als Strömungsgeschwindigkeit die Grenzgeschwindigkeit. Doch ist zu bemerken, dass dabei zwei Annahmen eingeführt werden: Einmal wird die Lage der Platte als bekannt vorausgesetzt -- hier als horizontal. Dann wird die Bewegung der Platte als reine Translation in vertikaler Richtung gesehen. Ein Blick auf Abbildung 7 lässt aber erkennen, dass diese zwei Annahmen der Wirklichkeit nur annähernd gerecht werden.

Eine frei aufsteigende Platte bewegt sich ähnlich wie ein bei Windstille fallendes Blatt; ihre Lage ist nur im zeitlichen Mittel horizontal, und ihre Bewegung verläuft verhältnismässig kompliziert, also keineswegs in Form einer vertikalen Translation. Es scheint aber, dass die Platte in vertikaler Richtung dennoch eine Art Grenzgeschwindigkeit erreicht, wenn auch bloss über eine längere Zeit und Aufstiegsstrecke gemessen. Einige Testversuche in der Art von Abbildung 7 lassen erkennen, dass sich diese Geschwindigkeit abschätzen lässt, wenn die Widerstandszahl mit hohen Werten, d. h. mit 3 bis 5, eingesetzt wird. Die Wahl hängt vom Verhältnis zwischen Länge, Breite und Stärke der Platte ab. Die hier betrachtete Eisplatte ist nun allerdings keine frei aufsteigende Platte, weil ihre Bewegung auf der einen Seite durch die Abbruchkante des Gletschers begrenzt wird. Ausserdem steigt sie nicht hoch auf und kann darum die charakteristische Taumelbewegung von Abbildung 7 gar nicht ausführen. Sie translatiert aber auch nicht einfach senkrecht nach oben, so dass ihre Widerstandszahl höher als 2 sein

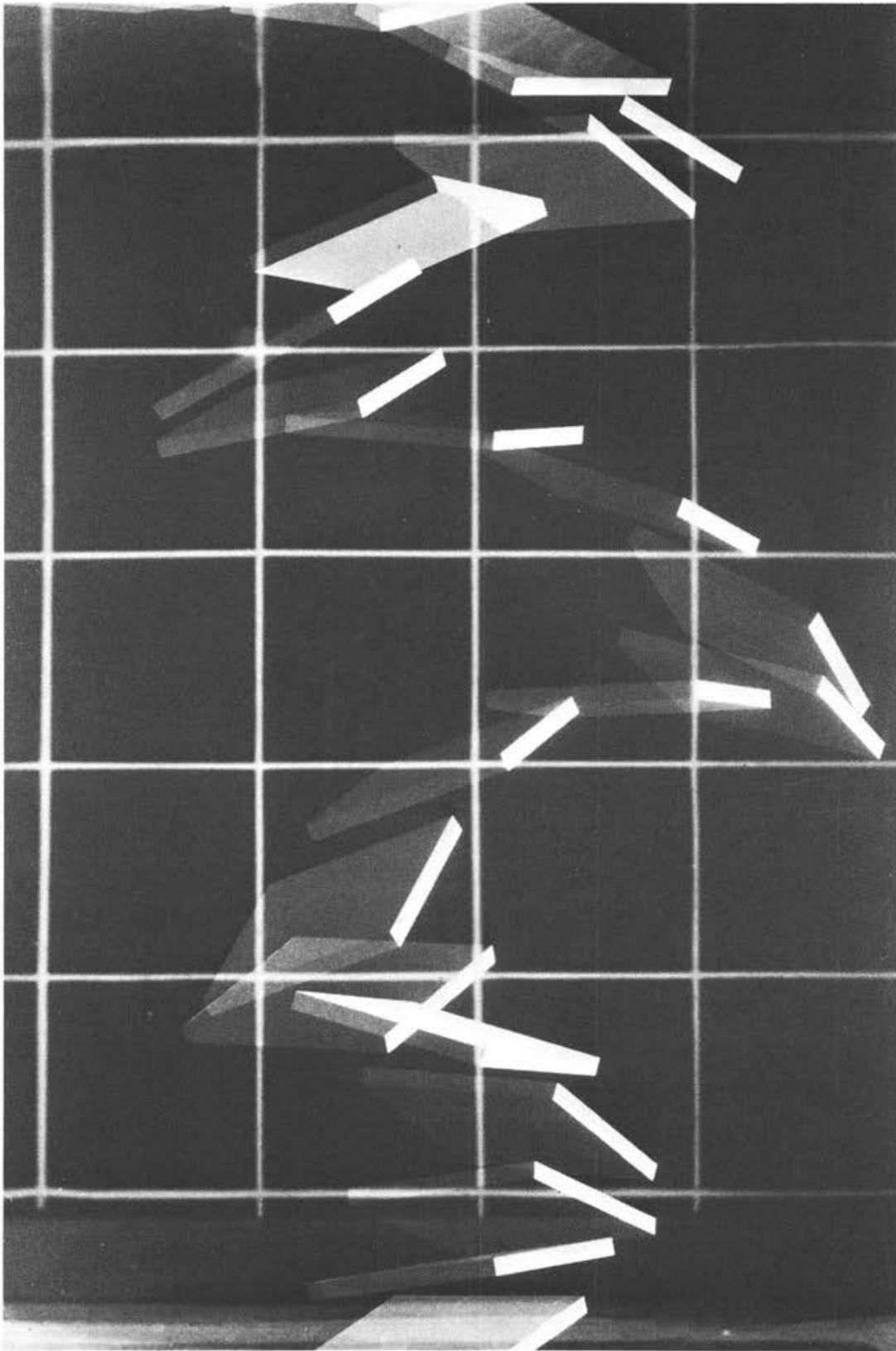


Abb. 7. Bildfolge einer im Wasser frei aufsteigenden Platte mit den Abmessungen 164 x 162 x 14 mm und der Dichte 900 kg/m^3 . Die Maschenweite des Rasters beträgt 200 mm und das Blitzintervall 0.6 s.

muss. Als Zwischenwert wird hier deshalb eine Widerstandszahl von 3 in die Rechnung eingeführt.

Der Koeffizient ϕ gibt an, welcher Anteil der beim Auftauchen der Platte vorhandenen kinetischen Energie in Wellenenergie übergeht. Dem Verfasser sind keine Versuche bekannt, bei denen dieser Anteil bestimmt worden ist. Hingegen lassen Versuche von Huber (VAW-Bericht 1978) mit eintauchenden Sturzmassen den Schluss zu, dass ϕ in der Grössenordnung von 3 bis 7 % liegen dürfte. Mit diesen Werten wird im folgenden auch gerechnet.

3.4. Die Rechenergebnisse

Für die am 19.9.66 aufgebrochenen und aufgetauchten Eismassen können mit der Widerstandszahl $c = 3$ und verschiedenen Koeffizienten ϕ die folgenden Ergebnisse berechnet werden:

Koeffizient ϕ	%	3	5	7
Anlaufstrecke	m	9.4	9.4	9.4
Grenzgeschwindigkeit	m/s	2.3	2.3	2.3
Kalbungswellenhöhe	cm	14	18	21

Zunächst ist festzustellen, dass die mittlere Oberfläche der Eismassen vor dem Aufbrechen rund 10 m unter dem Seespiegel ruhte. Die Aufstiegsstrecke bis zum Seespiegel betrug somit rund 10 m und war leicht grösser als die berechnete Anlaufstrecke. Dementsprechend erreichte die Eisplatte beim Aufstieg ihre Grenzgeschwindigkeit.

Die berechnete Höhe der Kalbungswellen ist als Mittelwert über die gesamte See- fläche zu verstehen; sie liegt, je nach dem angenommenen Koeffizienten ϕ , zwischen 14 und 21 cm und ist damit von der gleichen Grössenordnung, wie die vom Limnigraphen an einem bestimmten Punkt des Stausees (siehe Abb. 3) gemessenen 16 cm. Diese Uebereinstimmung muss angesichts der Unzulänglichkeiten der verwendeten Modellvorstellung und der nur grob geschätzten Daten als befriedigend bezeichnet werden.

Es ist deshalb naheliegend, diese Berechnung auch für den Fall durchzuführen, dass am 19.9.66 nicht bloss 150'000 m³ Eis, sondern die gesamten überstauten Eismassen von 300'000 m³ aufgebrochen und aufgetaucht wären. Unter Annahme

einer mittleren Eisstärke von wiederum 8 m und einer Widerstandszahl von 3 erhält man für diesen Fall dann Kalbungswellen zwischen 19 und 29 cm Höhe. In der entsprechenden Formel gehen die Eiskubaturen ja unter der Quadratwurzel ein.

Es ist hingegen nicht sinnvoll, denselben Berechnungsgang auch für den Eisauflbruch vom 16. 8. 66 zu benutzen. Denn der entsprechende Eiskeil verhielt sich beim Aufstieg offensichtlich nicht wie eine Platte gemäss Abbildung 7. Das heisst, seine Mittelfläche nahm keine durchschnittlich horizontale Lage ein, sondern stellte sich irgendwie schief. Daher erfuhr der Eiskeil auch einen geringeren Strömungswiderstand, so dass er im Verhältnis zu einer Platte schneller auf-tauchte und grössere Kalbungswellen verursachte. Der in Abschnitt 2.2 wieder-gegebene Augenzeugenbericht und die gemessenen Wellenhöhen bestätigen dies ja auch. Zweifellos könnte für diesen Vorgang ebenfalls eine einfache Modellvor-stellung gefunden und als Grundlage für eine gute Schätzung verwendet werden.

4. Schlussfolgerungen

Die im Griessee am 19. 9. 1966 auftauchenden Eismassen von $150'000 \text{ m}^3$ verur-sachten Kalbungswellen, die an einem 600 m entfernten Limnigraphen mit 16 cm registriert wurden. Diese geringe Wellenhöhe kann erklärt werden, wenn man folgende einfache Modellvorstellung einführt: Die Eismassen werden durch eine Eisplatte von gleichem Volumen und gleicher Oberfläche angenähert, die mit ihrer Grenzgeschwindigkeit auftaucht. Diese Geschwindigkeit entspricht dem Gleichge-wicht zwischen der Auftriebskraft, dem Gewicht und dem Strömungswiderstand. Von der beim Auftauchen vorhandenen kinetischen Energie geht ein bestimmter Anteil in Wellenenergie über und erzeugt damit die Kalbungswellen. Aufgrund dieser Modellvorstellung können einfache Formeln aufgestellt werden, die eine approximative Nachrechnung des Vorganges gestatten. Damit erfährt dieser auch eine befriedigende Erklärung. In Abschnitt 1 wurde darauf hingewiesen, dass Kal-bungswellen, die nicht durch abbrechende und eintauchende Eismassen, sondern durch aufbrechende und auftauchende erzeugt werden, in der Schweiz kaum auf-gefallen sind. Die einzigen Kalbungswellen, die näher beschrieben werden, sind diejenigen vom Sommer 1966 auf dem Griessee. Die geringe Bedeutung des Phä-nomens liegt offensichtlich im Umstand begründet, dass solche Kalbungswellen eine unbedeutende Höhe erreichen. Einerseits sind es gewöhnlich nur geringe Eismassen, die unter Auftrieb geraten, und andererseits wird die Aufstiegsener-gie bis auf einige wenige Prozente durch Turbulenz verzehrt.

Verdankung

Abschliessend danke ich meinen Mitarbeitern Dr. Hans Röthlisberger, Dr. Karin Schram und Hans Siegenthaler für die Zusammenstellung der Unterlagen und Andreas Huber für die Testversuche mit den Platten und für weitere wertvolle Hinweise.

Literatur

- Haerberli, W., 1975: Ueberwachung von Kalbungswellen am Grubengletscher. Schweizerische Bauzeitung, Jg.93, H.43, S.694-696.
- Haerberli, W., 1977: Experience with glacier calving and air-bubbling in high alpine water reservoirs. Journal of Glaciology, Vol.19, No. 81, p.589-594.
- Haerberli, W. und Röthlisberger, H., 1976: Beobachtungen zum Mechanismus und zu den Auswirkungen von Kalbungen am Grubengletscher (Saastal, Schweiz). Z.f. Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd.11, H.2, S.221-228.
- Haefeli, R., 1963: Note on the history of the Steingletscher lake. Bulletin de l'Association Internationale d'Hydrologie Scientifique, Jg. 8, No.2, S.123-125.
- Iken, A., 1977: Movement of large ice mass before breaking off. Journal of Glaciology, Vol.19, No. 81, p.595-605.
- Kasser, P., 1967: Die Gletscher der Schweizer Alpen 1965-1966. Publikation der Gletscherkommission der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft, 87. Bericht.
- Lütschg, O., 1915: Der Märjelensee und seine Abflussverhältnisse. Anälen der Schweiz. Landeshydrographie, Bd.1.
- Röthlisberger, H., 1974: Möglichkeiten und Grenzen der Gletscherüberwachung. Neue Zürcher Zeitung, 29. April 1974, Nr. 196, S.39-42.
- Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich, 1978: Energiebilanz bei der Umwandlung kinetischer Energie in Wellenenergie durch eintauchende und absinkende Körper im Wasser. Bericht zuhanden des Eidg. Amtes für Strassen- und Flussbau (unveröffentlicht).

Adresse des Verfassers:

Prof. Dr. Daniel L. Vischer
Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie
ETH-Zentrum
CH-8092 Zürich

**Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie
Eidgenössische Technische Hochschule Zürich
Herausgegeben von Prof. Dr. D. Vischer**

**Nr. 40 1979 Hans Olivier Schiegg
Verdrängungs-Simulation dreier nicht mischbarer Fluide in poröser Matrix**