Zeitschrift: Jahrbuch der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft. Wissenschaftlicher und administrativer Teil = Annuaire de la Société Helvétique des Sciences Naturelles. Partie scientifique et administrative

Herausgeber: Schweizerische Naturforschende Gesellschaft

Band: 158 (1978)

Teilband: Wissenschaftlicher Teil : Gletscher und Klima = Partie scientifique : glaciers et climat

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 23.12.2025

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

SE6 1426 A: 1978

Die 1815 gegründete Schweizerische Naturforschende Gesellschaft ist die älteste wissenschaftliche Dachgesellschaft der Schweiz. Ihr Ziel ist die Förderung und Entwicklung der exakten und Naturwissenschaften und deren Vertretung in der Öffentlichkeit. Den intensiven Gedankenaustausch zwischen Wissenschaftern verschiedener Fachrichtungen fördert die SNG, indem sie Symposien durchführt oder unterstützt und publiziert. Das Jahrbuch, wissenschaftlicher Teil, ist die Fortsetzung der seit 1819 erschienenen Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft.

Fondée en 1815, la Société helvétique des sciences naturelles est la plus ancienne organisation faîtière scientifique du pays. Elle a pour but l'encouragement et le développement des sciences exactes et naturelles, leur compréhension auprès du public et l'intensification des échanges entre scientifiques de diverses disciplines. Elle organise et soutient des symposia et en publie les actes. L'Annuaire, partie scientifique, remplace les Actes de la Société helvétique des sciences naturelles, publiés depuis 1819.

Gletscher und Klima
Glaciers et climat

für die SNG herausgegeben von
édité pour la SHSN par

Peter Kasser

1978
Birkhäuser Verlag
Basel · Boston · Stuttgart

Die vorliegende Publikation ist urheberrechtlich geschützt.
Alle Rechte, insbesondere das der Übersetzung in andere Sprachen, vorbehalten. Kein Teil dieses Buches darf ohne schriftliche Genehmigung des Verlages in irgendeiner Form - durch Fotokopie, Mikrofilm oder andere Verfahren - reproduziert oder in eine von Maschinen, insbesondere Datenverarbeitungsanlagen, verwendbare Sprache übertragen werden.

© 1981 Schweizerische Naturforschende Gesellschaft Bern
Printed in Switzerland by Birkhäuser AG, Graphisches Unternehmen, Basel
ISSN 0080/7362

SEG 1426a: 197

GLETSCHER UND KLIMA

GLACIERS ET CLIMAT

ETHICS ETH – BIB
00100001683997

Birkhäuser V

Jahrbuch ... Naturforschenden
Gesellsch... ...cher Teil
Annuaire ... ...tique des Sciences
Naturelle... ...e

19.

Inhalt

Zum Geleit

E. Niggli, Zentralpräsident V

Gletscher und Klima

Symposium vom 6.–8. Oktober 1978 in Brig 1

Umweltproblematik: Konflikt zwischen Kenntnis und Verhalten

6. SAGUF-Symposium, 4. November 1978 in Zürich 235

Markus-Guggenheim-Gedächtnisvorlesung, Brig, 6. Oktober 1978

Universitätsmodelle in ihrer Entwicklung 287

Nekrologe 301

Vorwort

Die jährlich erscheinende Publikation der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, die bisher «Verhandlungen der SNG» hiess, hat ein neues Gesicht, einen neuen Namen und zum Teil auch einen neuen Inhalt erhalten. Künftig wird ein *Jahrbuch* der SNG erscheinen, und zwar in zwei Teilen: einem administrativen und einem wissenschaftlichen Teil. Der Birkhäuser Verlag Basel übernimmt den Kommissionsverlag dieses Jahrbuches. Der wissenschaftliche Teil soll Symposien der SNG gewidmet sein, vor allem denjenigen, welche als Hauptsymposien an unseren Jahresversammlungen durchgeführt werden.

Der Zentralvorstand ist zusammen mit den Jahresvorständen bemüht, in Zukunft unsere Jahresversammlungen mit der Durchführung eines allgemein interessierenden Symposiums zu bereichern, das die bisherigen Hauptvorträge ersetzen soll. Auf Anregung des Briger Jahresvorstandes (Präsident: Prof. Siegfried Escher) kam im Jahre 1978 ein «Gletscher-Symposium» zustande, das in hohem Masse fächerverbindend war. Klimatologen, Palynologen, Geomorphologen, Physiker, Geologen und Glaziologen konnten als Vortragende gewonnen werden. Eine Ausstellung über das gleiche Thema wurde in Zusammenarbeit mit der Schweizerischen Verkehrszentrale aufgebaut und gezeigt; eine glaziologische Exkursion führte ins Aletschgebiet.

Der Zentralvorstand hofft, dass mit diesem Symposium eine neue Tradition begründet worden ist – ein Vorläufer war ja schon das gemeinsam mit anderen Organisationen durchgeführte Albrecht von Haller-Symposium (1977).

Der wissenschaftliche Teil des vorliegenden Jahrbuches 1978 führt nun den Titel «Gletscher und Klima» und enthält die Vorträge des Gletscher-Symposiums in Brig. Möge der Band dazu beitragen, dass wir die Briger Veranstaltungen in guter und nützlicher Erinnerung behalten.

Die Schweizerische Naturforschende Gesellschaft ist den Autoren, dem wissenschaftlichen Redaktor, Prof. P. Kasser und dem Generalsekretariat für die geleistete Arbeit zu grossem Dank verpflichtet.

Ernst Niggli
Zentralpräsident

Gletscher und Klima
Symposium vom 6.–8. Oktober 1978 in Brig, Schweiz

P. Kasser (Zürich)
Einführung 3

M. Welten (Bern)
Gletscher und Vegetation im Lauf der letzten hunderttausend Jahre. Vorläufige Mitteilung 5

J. M. Mitchell, Jr. (Silver Spring, USA)
History and Mechanisms of Climate 19

H. Oeschger und U. Schotterer (Bern)
Die im Eis gespeicherte Information über die Geschichte von Naturvorgängen 30

U. Schotterer (Bern), W. Haeberli (Zürich), W. Good (Davos-Weissfluhjoch), H. Oeschger (Bern) und H. Röthlisberger (Zürich)
Datierung von kaltem Firn und Eis in einem Bohrkern vom Colle Gnifetti, Monte Rosa 48

B. Stauffer (Bern)
Gase im Gletschereis 58

R. Hantke (Zürich)
Die kartographische Darstellung würmzeitlicher Gletscherrandlagen 66

G. Furrer, B. Gamper-Schollenberger und J. Suter (Zürich)
Zur Geschichte unserer Gletscher in der Nacheiszeit - Methoden und Ergebnisse 76

C. Pfister, B. Messerli, P. Messerli und H. Zumbühl (Bern)
Die Bedeutung verschiedener Datentypen für die Rekonstruktion des Klima- und Witterungsverlaufes der letzten Jahrhunderte 89

P. Kasser (Zürich)
Rezente Gletscherveränderungen in den Schweizer Alpen 106

L. Lliboutry (Grenoble, F)
Recherches sur les glaciers tempérés au Laboratoire de Glaciologie du Centre nationale de Recherches Scientifiques (CNRS) 139

A. Bezinge (Sion)
Torrents glaciaires, hydrologie et charriages d'alluvions 152

H. Röthlisberger (Zürich)
Eislawinen und Ausbrüche von Gletscherseen 170

H. Jäckli (Zürich-Höngg)
Der Blockstrom in der Val da l'Acqua im Schweizerischen Nationalpark 213

S. Escher (Brig)
Ignaz Venetz, Begründer der Eiszeittheorie, 1788–1859. Vortrag des Jahrespräsidenten . 222

Einführung

Mit dem Gletscher-Symposium am 6. und 7. Oktober 1978 hatte sich die Schweizerische Naturforschende Gesellschaft das Ziel gesetzt, die Teilnehmer ihrer Jahresversammlung auf allgemein verständliche Art durch Vorträge und «Poster Sessions» in den Problemkreis von Gletscher und Klima einzuführen. Die vierzehn hier wiedergegebenen Beiträge sind an sich voneinander unabhängig verfasst worden, stehen aber thematisch in einem geplanten Aufbau.

Im Rahmen der 70-m-Bohrung von Meikirch bei Bern, die bis in die Ablagerungen der Mindel-Eiszeit zurückführt, beschreibt M. Welten aufgrund von pollenanalytischen Untersuchungen im Zürcher Oberland, im oberen Glattal und im Wallis die Geschichte der Gletscher und der Vegetation in den letzten hunderttausend Jahren, seit dem Eem-Interglazial Riss/Würm bis Daun-Egesen am Ende der Würm-Eiszeit, etwa zehntausend Jahre B.P. (before present). Die Ursachen von Klimaschwankungen und Klimaänderungen sind noch wenig bekannt. M. Mitchell definiert den neuen dynamischen Klimabegriff, stellt die Klimageschichte der Erde zusammenfassend dar und erörtert, wie die Ursachen der Variationen mit Klimamodellen untersucht und mögliche zukünftige Entwicklungen vorhergesehen werden können. H. Oeschger und U. Schotterer beschreiben die Methoden, mit denen die im Eis gespeicherte Information über die Geschichte von Naturvorgängen erfasst und damit für Klimamodelle nutzbar gemacht werden kann. Auf die Bedeutung der anthropogenen Einflüsse, insbesondere des CO_2-Problems für die Zukunft wird hingewiesen. Durch die Datierung einzelner Schichten untersuchen U. Schotterer und Mitautoren die Akkumulationsgeschichte an einem Bohrkern, der auf einer Meereshöhe von 4450 Metern dem kalten Eis des Monte-Rosa-Massivs entnommen worden ist. B. Stauffer befasst sich mit dem Problem, aus Gaseinschlüssen in altem kaltem Eis auf die Zusammensetzung der Atmosphäre in früheren Zeiten zu schliessen und in temperiertem Eis Prozesse zu studieren, die sich im Innern von Gletschern abspielen.

Die nächsten vier Arbeiten stellen die Geschichte der Gletscher in verschiedenen Zeitabschnitten dar. R. Hantke kartiert den Rhonegletscher im Würm-Maximum, sowie im Bern- und im Neuenburgstadium. G. Furrer und Mitarbeiter berichten über die Entwicklung im gesamten Postglazial. C. Pfister und Mitautoren analysieren Dokumente und Daten, um das Klima der «Kleinen Eiszeit», vom letzten Drittel des 16. Jahrhunderts bis zur Mitte des 19. Jahrhunderts zu rekonstruieren. Die rezenten Gletscherveränderungen in den Schweizer Alpen seit der «Kleinen Eiszeit» bis in das Jahr 1978 sind im Bericht von P. Kasser zu finden, mit einer Einführung in die Beziehungen zwischen Gletscher, Abfluss und Klima. Die Bedeutung langfristiger periodischer Beobachtungen wird mit Beispielen belegt. L. Lliboutry erläutert seine Methode zur Bestimmung des Massenhaushalts, gibt Regressionen zu meteorologischen Einflussgrössen und begründet mit Messresultaten am Mer de Glace seine neuesten Forschungsergebnisse über den Bewegungsmechanismus eines Talgletschers. Die wirtschaftliche Nutzung der Gletscher und der Schutz vor ihren Gefahren sind die Themen der folgenden beiden Arbeiten. A. Bezinge berichtet über die Hydrologie und den Feststofftransport der Gletscherabflüsse im Raum der Kraftwerkanlagen der Grande Dixence, H. Röthlisberger analysiert die Eislawinen der Altels, von Randa und am Allalingletscher, sowie die Seeausbrüche von Mauvoisin/Giétroglетscher und Grubengletscher/Fällbach. Der Tagungsbericht schliesst mit der Beschreibung eines seit 58 Jahren beobachteten

Blockstroms im Schweizerischen Nationalpark durch H. Jäckli und dem Vortrag des Jahrespräsidenten S. Escher über Ignaz Venetz und dessen Verdienste um die Eiszeittheorie.
Wie in anderen Geo-Wissenschaften erweitern sich die Kenntnisse auf den Fachgebieten von Gletscher und Klima ständig. Die Referenten haben ihre Arbeitsgebiete im Herbst 1978 in Brig nach dem letzten Stand ihrer Erfahrungen präsentiert und vertreten auch in den nachstehenden zum Teil überarbeiteten Berichten ihre persönlichen Ansichten.

Peter Kasser

Gletscher und Vegetation im Lauf der letzten hunderttausend Jahre. Vorläufige Mitteilung.

Max Welten

Zusammenfassung

Mittel- und Jungquartär sind in einer einzigen 70-m-Sondierbohrung mit zwei Interglazialen pollenanalytisch untersucht worden (Meikirch bei Bern). - R/W (Eem) und Würmablagerungen wurden im Zürcher Oberland pollenanalytisch untersucht (Schieferkohlen von Dürnten, Schöneich, Gossau; fluvioglaziale Rinnenablagerungen bei Uster). Eine annähernd vollständige Reihe Riss-Eem-Frühwürm-Mittelwürm wird als Schema des Jungquartärs am Alpennordrand dargestellt und diskutiert. - Das Spätglazial scheint nach jüngsten Untersuchungen in die drei Hauptphasen zu zerfallen: Eisabschmelzen / Bölling-Alleröd-Interstadial / Spätwürm-Endstadial (=Jüngere Dryas). - Auf einige spezielle Ergebnisse aus dem Wallis wird kurz hingewiesen: Eisfreiwerden des Simplonpasses, letzter grosser Aletschgletschervorstoss, der Mensch als Landschaftsgestalter.

Résumé

Un sondage de 70 m a fourni par l'analyse palynologique une série de trois glaciations et de deux interglaciaires (Meikirch près de Berne). - Une série de 11 profiles quaternaires de l'Oberland Zurichois de Dürnten à Uster, d'une part représentée par des charbons feuilletés, d'autre part par des sédiments fluviatiles et fluvioglaciaires, a permis de décrire le développement du climat et de la végétation de la glaciation würmienne. - Le Tardiglaciaire des palynologues semble se subdiviser en trois parties principales: Fonte et retrait des grands glaciers valléculaires, interstade Bölling-Alleröd, stade finiglacial du Jeune Dryas. - Quelques résultats palynologiques du Valais sont mentionnés: Le Simplon libéré des neiges et glaces würmiennes, le retrait du glacier d'Aletsch, l'influence de l'homme sur le paysage du Valais.

Einführung

Es ist eine Eigentümlichkeit der letzten 1-2 Millionen Jahre der Geschichte der Erde, dass deren geomorphologisches Bild zwischen zwei Extremwerten mehrfach wechselte. Wir erkennen diese Extreme eindrücklich an einer heutigen Reliefkarte der Schweiz und einer Vergletscherungskarte der zwei letzten Eiszeiten.

Bedenken wir aber: Die Zeiten zwischen diesen Extremsituationen umfassen wahrscheinlich 80% des Quartärs. Über sie wissen wir mangels eines kontinuierlichen Registriermittels sehr wenig. Sogar über das Klima der Extremsituationen selbst und über dessen Verlauf sind wir kaum orientiert, weil uns vergleichbare Messkriterien fehlen.

In diese Lücke springt die Biosphäre mit ihren Fossilrückständen. Grossreste von Tieren und Pflanzen haben allgemeine punktförmige Vorstellungsbilder einzelner Quartärsituationen geschaffen. Erst die Pollenanalyse hat seit fünfzig Jahren vegetations- und klimageschichtliche Reihen über lange Zeitspannen weg aufgedeckt und damit begonnen, kontinuierliche Quartärgeschichte zu schreiben. Bloss hat die Pollenanalyse mit der Grundschwierigkeit aller Quartärwissenschaften zu rechnen, dass nämlich die Archive der Natur diskontinuierlich sind, ein Stück der Geschichte hier, ein anderes dort, ein drittes selten aufgehoben ist. Um so enger muss die Pollenanalyse zusammenarbeiten mit Quartärgeologie und Quartärphysik, insbesondere und soweit möglich mit moderner Datierungstechnik. Um so mehr auch muss sie jede Gelegenheit wahrnehmen, aus offenen Aufschlüssen und langen Bohrprofilen ausgedehnte Informationsreihen zu gewinnen, die

später unzweideutig zum Gesamtbild zusammengefügt werden können.
Ich möchte einige Ergebnisse meiner vegetationsgeschichtlichen Untersuchungen vorlegen. Es sei betont, dass ich dabei eine enge Auswahl treffe, eine Übersicht zu geben versuche und dabei meine heutige persönliche Ansicht zur Darstellung bringe.
1. Ich stelle die hunderttausend Jahre des Vortragstitels zuerst in den Rahmen des jüngern Quartärs mit dem einzigartigen Profil Meikirch, 2. behandle breiter die Ergebnisse aus dem Zürcher Oberland und obern Glattal, die die letzte Interglazialzeit und das Würm-Glazial umfassen und vermutlich den Zeitraum von hunderttausend Jahren betreffen, 3. füge ich einige moderne Erkenntnisse an über das Ende dieser letzten Eiszeit, das Spätglazial, und 4. spreche von einigen speziellen Ergebnissen aus dem Wallis.
Ich schicke einige Erklärungen voraus: Eine Interglazialzeit ist eine extreme Warmzeit, ähnlich derjenigen, in der der Mensch seit 10000 Jahren, seit dem Mesolithikum, lebt. Sie wird auch als Zwischeneiszeit bezeichnet und zeichnet sich aus durch Warm- und Laubwälder in Tieflagen, durch üppige Auenwälder an den Tieflandflüssen, durch gehölz- und holzreiche Bergwälder, in unserem Interglazial durch die Ersatzvegetation der Obst-, Wein-, Acker- und Wiesenkulturen.
Eigentliche Glazialzeiten sind Zeiten der Gletscherbedeckung im Tiefland. Sie sind auch in der weitern Umgebung der Gletscher völlig baumlos und weisen meist keine geschlossenen alpinen Rasen auf, höchstens verstreute Pionierpflanzen.
Die zeitlich viel ausgedehnteren Zwischenphasen dieser Extreme werden bezeichnet als Interstadiale, wenn sie in Tieflagen eine Strauch- und Baumvegetation aus kälteresistenten Arten wie Weiden, Birken, Föhren, Arven, Fichten, Lärchen, Grün- und Grauerlen, Sanddorn, Wacholder, in montanen Lagen alpine Rasen aufweisen; als gemässigte Kaltzeit, evtl. Stadiale, wenn in Tieflagen alpine Rasen und vereinzelte Gehölze wachsen. Der Vegetationstyp der Kälte-Trockensteppe mit Artemisien (Wermuth-Arten), Chenopodiaceen (Salzliebenden) und Ephedra (Meerträubchen, nicht Johannisbeeren!) ist ein kontinentaler Vegetationstyp, den wir heute bei uns nicht kennen, und der sich meist nach extremer Vereisung stark entwickelt.

Das jüngere Quartär im Profil Meikirch bei Bern (Mittel- und Jung-Pleistozän, Jüngeres Diluvium)

Es ist ein ganz einzigartiger Glücksfall, dass man in einer Bohrung von 70 m Länge die Ablagerungen und den Blütenstaub aus drei Eiszeiten und zwei Interglazialzeiten untersuchen kann. In Mitteleuropa ist das noch nirgends möglich gewesen. Die Bohrung in Meikirch, 7 km nordwestlich Bern, wurde mir von den Geologen Dr. Kellerhals und Dr. Tröhler zur Verfügung gestellt.
Die Pollenanalysen, die im Pollendiagramm graphisch dargestellt werden, zeigen drei Abschnitte, in denen die Gras- und Kräuterpollen vorherrschen und die Pollen von Warmwaldelementen fehlen. Wir ordnen sie vorläufig den drei letzten Eiszeiten nach Penck und Brückner zu: Von unten nach oben Mindel-Eiszeit M, Riss-Eiszeit R, Würm-Eiszeit W. Zwischen ihnen liegen zwei Abschnitte mit dominierenden Warmwaldpollen, zwei Interglaziale: M/R = Holstein-Interglazial und R/W = Eem-Interglazial. Darüber ist in Meikirch das aktuelle Interglazial nur bruchstückweise entwickelt: Es wird als Holocän oder Alluvium oder Postglazial bezeichnet.
Anstelle des schwer überblickbaren Total-Pollendiagramms führen wir ein vereinfachtes und farbiges Summationsdiagramm dieser Zeitspanne von rund 300000 Jahren vor (Abb. 1).
Diese Übersicht spricht für sich selbst, wenn man weiss, wie sie entstanden ist: Zu jeder am rechten Rand angegebenen Profiltiefe wurden fünf vollständige Pollenanalysen ge-

Abb. 1. Vereinfachtes Pollendiagramm der Rotationskernbohrung bei Meikirch nordwestlich Bern. Alnus = Erle, Fagus = Buche, Carpinus = Hagebuche, Weissbuche, Larix = Lärche, Betula = Birke, Pinus = Föhre, Kiefer, EMW = Eichenmischwald (Eiche + Linde + Ulme + Esche + Ahorn), Corylus = Hasel, Abies = Weisstanne, Picea = Fichte, Rottanne, BP/NBP = Verhältnis Baumpollen zu Nichtbaumpollen (Kräuter), Gramineen = Gräser, Artemisia = Wermuth.

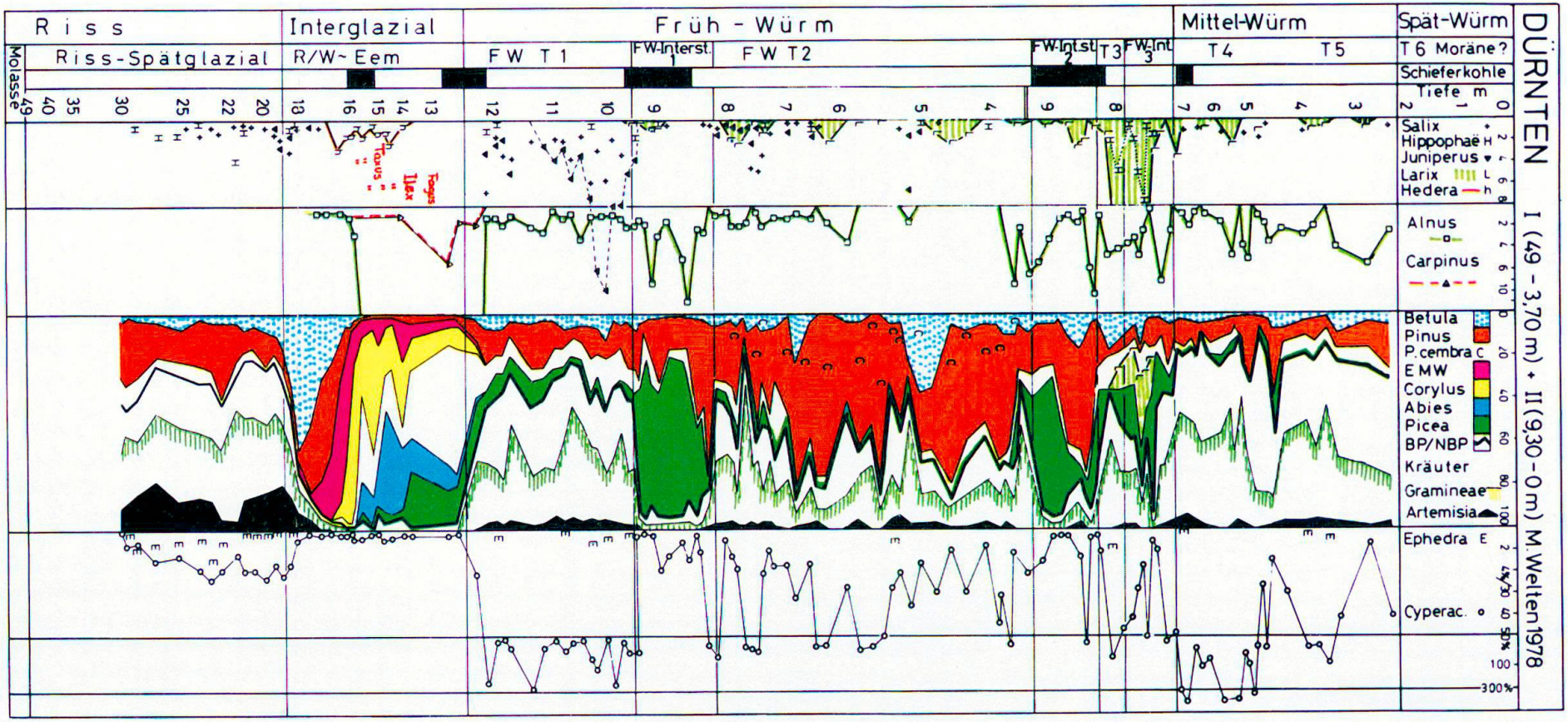
MEIKIRCH II
bei Bern 620m ü.M.
Rot Kernbohrung 1971
analys. M. Welten
Diagramm
Alt-Pleistocän
Mittel - Pleistocän
Jung - Pleistocän
Hol.
Mindel
Elster
M/R
Holstein I
Hol. II
Riss
Saale
R/W
Eem
Würm
Weichsel
300000 B.P.?
100000 B.P.?
10000 B.P.
Alnus
Fagus
Carpinus
Larix
Betula
Pinus
EMW
Corylus
Carpinus
Sträucher
Alnus
Abies
Picea
BP/NBP
Gramin.
Artemisia
M II
M I

mittelt. Sie enthalten also das Ergebnis von 1000–3000 Pollenbestimmungen in Prozenten. Im 100-Prozent-Rahmen des farbigen Bandes wurden von links nach rechts der Reihe nach aufgetragen: Betula = Birke (blaue Punkte), Pinus = Föhre (orange), EMW = Eichenmischwald (rot) (Eiche, Linde, Ulme, Esche, Ahorn), Corylus = Hasel (gelb), Carpinus = Hagebuche, Weissbuche (rote Punkte), Alnus = Erle und andere Sträucher (weiss), Abies = Weisstanne (blau), Picea = Fichte, Rottanne (grün), BP/NBP = Baumpollen/Nichtbaumpollen-Grenze (dicker schwarzer Trennstrich), NBP von links nach rechts: Varia, Gramineen = Gräser, Artemisia = Wermuth (schwarz).
Wir weisen nur auf folgende Besonderheiten hin:
a) Die Würmeiszeit weist sehr viel (40 m!) Grobkies und Moränenmaterial auf und ist darum kaum analysierbar (siehe weiter unten).
b) Die Eem-Warmzeit soll ca. 11000 Jahre gedauert haben. Sie ist durch starken Hagebuchenanteil gekennzeichnet und weist am Ende überall, wo wir Untersuchungen haben, ganz schwache Buchen-Einwanderung auf, im Gegensatz zum Postglazial mit unsern Buchenwäldern.
c) Dem Riss-eiszeitlichen Abschnitt fehlt jede Spur von Moräne. Er weist ein Fichten-Interstadial und ein spätes Birken-Lärchen-Interstadial auf.
d) Die Holstein-Warmzeit ist wie anderwärts in Europa zweiteilig, weist bei uns keine Hagebuche und nur verschwindende Spuren von Buche auf, dagegen viel Erle, Fichte und Tanne. Wir schliessen daraus, dass sie klimatisch kühler und feuchter war als das Eem. Ihre Dauer wird ganz provisorisch auf 15000–30000 Jahre geschätzt.
e) Von der Mindel-Eiszeit ist wegen Bohrerbruchs nur das Ende erreicht worden. Massive Einschwemmungsspuren in einer Tiefe um 64 m verraten aber das Vorhandensein eines noch ältern Interglazials, des Cromer-Interglazials, das auch in Meikirch wieder viel Hagebuche enthalten haben muss.

Eem-Warmzeit und Würm-Eiszeit im Zürcher Oberland und obern Glattal

Meine frühesten Quartäruntersuchungen stammen aus dem Aaretal, aus dem klassischen Untersuchungsgebiet von Paul Beck und Eduard Gerber. Seit drei Jahren wurdem mir nun durch die Freundlichkeit der Geologen Dr. Wyssling und Dr. Locher die zahlreichen Tiefbohrungen des Wasserwirtschaftsamts des Kantons Zürich zur Verfügung gestellt, die heute ein derart umfangreiches und zusammenhängendes Netz von Ergebnissen bilden, dass nur hier die Geschichte des Jungpleistozäns so vollständig herauskommt. Wir konnten die acht Bohrungen durch zwei Bohrungen aus Nationalfondsmitteln bei Schöneich und Dürnten und eine Probeentnahme in der Kiesgrube Gossau-Bertschikon ergänzen. Die elf Profile sind deshalb von besonderem Wert, weil sich die eine Hälfte im Schieferkohlengebiet der obern Stufe, die andere im tieferliegenden Gebiet des obern Glattals mit fluvioglazialen und fluviatilen Ablagerungen befindet.
Schieferkohlen sind meist vom Gletscher gepresste, fossile Torf- und Holzlager, die durch Moränenmaterial und Bachschutt eingedeckt und im letzten Jahrhundert (z.T. noch im ersten Weltkrieg) an vielen Orten bergbaumässig abgebaut und für Heizzwekke verwendet wurden.
Die Mehrzahl der elf Profile weist über dem Molassefels nur würmzeitliche, wenige risszeitliche und keine älteren Ablagerungen auf. Vorhanden waren sie aber ursprünglich sicher. Das demonstriert eindrücklich, mit welch starker erodierender Kraft der Rhein-Linth-Gletscher jeweils über diese Landschaft gefahren ist. Der Seltenheitswert des Profils Meikirch nimmt dadurch zu.
Wir führen hier nur die Ergebnisse der Profilgruppe Dürnten und diejenigen von Uster an. Dürnten und Uster sind durch das klare Vorkommen interglazialer Schichten R/W = Eem von besonderer Bedeutung. Darunter liegen mächtige Seetone risszeitlichen Alters, darüber Ablagerungen aus der Würm-Eiszeit.

Abb. 2. Vereinfachtes Pollendiagramm von Dürnten im Zürcher Oberland. Deutsche Namen vgl. Abb. 1. Dazu: Salix = Weiden, Hippophaë = Sanddorn, Juniperus = Wacholder, Hedera = Efeu, Ilex = Stechpalme, Taxus = Eibe, Pinus cembra = Arve, Ephedra = Meerträubchen, Cyperaceen = Riedgräser. Das Diagramm ist aus zwei Bohrungen zusammengesetzt.


Riss
Interglazial
Früh - Würm
Mittel-Würm
Spät-Würm
Riss-Spätglazial
R/W~ Eem
FW T 1
FW-Interst. 1
FW T2
FW-Int.st 2
T3
FW-Int 3
T4
T5
T 6 Moräne?
Schieferkohle
Molasse
Tiefe m
Salix
Hippophaë
Juniperus
Larix
Hedera
Alnus
Carpinus
Betula
Pinus
P.cembra
E MW
Corylus
Abies
Picea
BP/NBP
Kräuter
Gramineae
Artemisia
Ephedra E
Cyperac.
DURNTEN
I (49 - 3,70 m) + II (9,30 - 0 m) M. Welten 1978

Betrachten wir zuerst das kombinierte Profil Dürnten (Abb. 2). Es setzt sich aus einer 50 m-Tiefbohrung am Tamelbach und einer 15 m-Bohrung am Oberberg zusammen. Die verwendeten Profilstücke sind am Kopf der Abbildung vermerkt. Das Diagramm ist in gleicher Weise konstruiert wie dasjenige von Meikirch, doch ist der Tiefenmaßstab der Dichte und Bedeutung der Einzelproben angepasst und darum variabel. Der einzige Abschnitt mit Warm- und Laubwald liegt zwischen 19 und 12 m. Er weist zwei Schieferkohleflöze auf, die durch eine Druckbelastungsstörung und durch fluviatiles Mineralmaterial getrennt sind. Er stellt ein typisches Eem-Interglazial dar, in dem einzig der Hagebuchenabschnitt durch die Störung stark reduziert ist, der aber wie anderwärts Hedera (Efeu), Ilex (Stechpalme), Taxus (Eibe) und Fagus (Buche) aufweist.

Das Profil von Dürnten zeigt oberhalb des Eem-Interglazials vorwiegend den Früh-Würm-Abschnitt. Dieser weist drei Kaltphasen und, nachfolgend, drei Warmphasen auf. Die Kaltphasen bezeichne ich, unabhängig davon, ob eine Lokalität gletscherbedeckt oder eisfrei war, mit T = Turicum und numeriere provisorisch von unten nach oben. Die Warmphasen erreichten bloss die Ausbildung von Fichtenwäldern (mit Föhre, Lärche und Grauerle) und werden darum als Interstadiale bezeichnet: Früh-Würm-Interstadiale 1, 2, 3. Es liegt nahe, sie mit entsprechenden Interstadialen Nordeuropas zu vergleichen (Amersfoort, Brörup, Odderade). Ich halte dafür, dass Amersfoort bei uns nicht oder sehr schlecht ausgebildet ist, unser F-W-Interstadial 1 Brörup entspricht, F-W-Interstadial 2 Odderade, während F-W-Interstadial 3 mit viel Larix und Hippophaë den neuen Namen Dürnten bekommen sollte. Freilich schematisieren wir vielleicht zu sehr mit der Annahme eines mehrmaligen Wechsels von Stadialen und Interstadialen. Die Kaltphase T2 enthält z. B. Abschnitte mit viel Arve (und Bergföhre?) und zum Teil auch Birke.

Das 124 m lange Profil von Uster kann hier nicht wiedergegeben werden. Es zeigt über der Molasse bis in eine Tiefe von 67 m risszeitlichen Seebodenlehm, dann 2 m Seekreide und Tongyttja mit einer Eem-Pollenflora (mit Hedera, Taxus, Buxus), dann 6 m Frühwürm-Ablagerungen mit den drei typisch ausgebildeten Interstadialen wie in Dürnten, darauf von 59 bis 10 m Tiefe hinauf Ablagerungen einer kalten und waldlosen Phase, die ich als Mittel-Würm bezeichnen möchte, zu oberst das Spät-Würm mit Moräne, die wahrscheinlich dem Würmvorstoss von ca. 20000 vor heute zuzuschreiben ist.

Die Ablagerungen und Erscheinungen der Würm-Eiszeit lassen sich nach meinen Beobachtungen in drei Abschnitte gliedern:

Diese Dreigliederung ist in jüngster Zeit mehrfach nachgewiesen worden: Am Samerberg am Inntalausgang (Grüger G. unpubliziert), in Grande Pile im westlichen Vorland der Vogesen (Woillard 1975 und 1978), in

Tab. 1. Eem-Interglazial und Würmglazial.

R/W = Eem-Interglazial	WÜRM-GLAZIAL		
	Frühwürm	Mittelwürm	Spätwürm
90–70000 BP? (120–90000) BP?	70000?–55000 BP	55000–25000 BP	25000–13000 BP resp. –10000 BP
	2–(4?) warme Fichten-Interstadiale, getrennt durch Eisvorstösse, deren erster sehr stark und weitreichend war. Starke Gletscher-Erosion, nachfolgend. Akkumulation	alpine Rasen mit Gehölzresten, 2–3? schwache Interstadiale ohne Vollbewaldung. Eis bei mittl. Stand stagnierend, einige Vorstösse. Starke fluvioglaziale Akkumulation	alpin-kontinentale Kältesteppe (Artemisia, Chenopod., Ephédra) Reste v. Kältesträuch., mittelstarker Gletschervorstoss um 20000 BP. Deckmoräne, Drumlins, geringe nachfolgende Akkumulation
Hypothesen:			
Klima	hohe Niederschläge kalte Sommer ziemlich kalte Winter	mittlere Niederschläge kalte Sommer kalte Winter	geringe Niederschläge kalte Sommer sehr kalte Winter
Gletscher	Killwangen, Wangen	Alpentäler, ev. Alpenrand	Schlieren-Zürich, Bern (Bühl, Gschnitz, Daun)

Tenagi Philippon in Nordgriechenland (Wijmstra 1969 und 1974), bei Padul in Südspanien (Menendez Amor 1971). Nicht anders war schon das Schema von Zagwijn und Paepe 1968.

Nach meinen Beobachtungen muss ich diesem schon fast klassisch gewordenen Schema ein neues entgegensetzen, in welchem ich nicht die mittlern Julitemperaturen, sondern die Gletschermächtigkeiten schematisch darzustellen versuche. Wenn es richtig wäre, dass die Gletschermächtigkeit vorwiegend von der Julitemperatur bestimmt wird, so könnte man, um die Vergletscherungskurve zu erhalten, die Kurve von Zagwijn und Paepe einfach spiegelbildlich umdrehen. Ich glaube aber, dass es anders ist. Die Depression der mittleren Julitemperatur um 9° fällt nämlich in eine sehr niederschlagsreiche Periode am Ende des Eem-Interglazials. Das führt zu mächtigem Gletscheranwachsen, dem mein neues Schema Rechnung trägt. Diese Auffassung wird durch sehr viele Indizien sedimentologischer und stratigraphischer Art gestützt, die hier nicht aufgeführt und diskutiert werden können. (Einige wich-

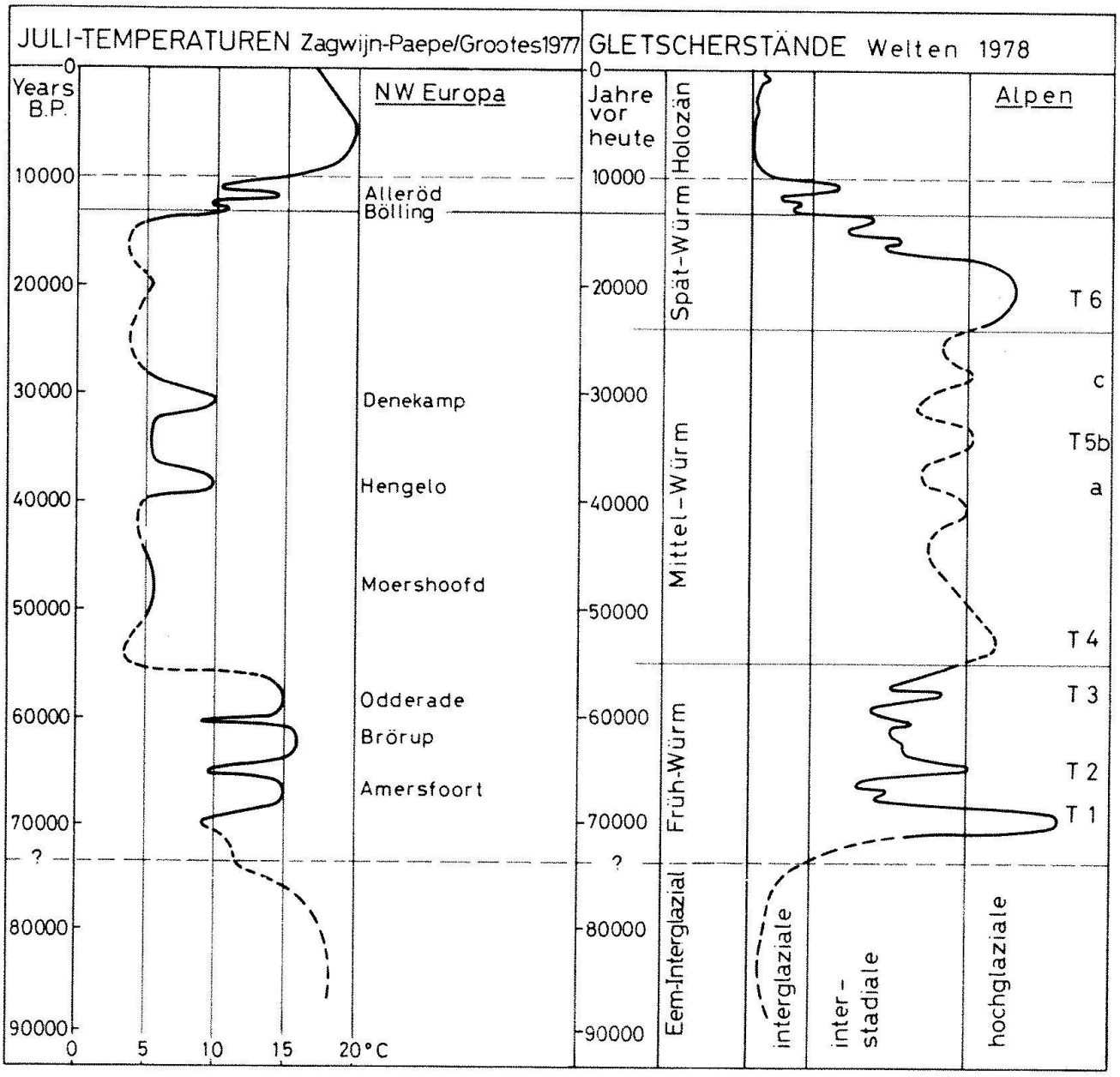


Abb. 3. Vergleich der hypothetischen Julitemperatur-Kurve der Holländer und Belgier (mit der verbesserten Datierung nach Grootes) und der hypothetischen Kurve der Gletscherstände nach der Ansicht des Autors. Die in NW-Europa gebräuchlichen Namen der Interstadiale sind vorläufig noch nicht völlig korrelierbar mit den im Nordalpengebiet festgestellten Interstadialen.

tige Argumente wurden anhand des Längsprofils Dürnten-Uster-Dübendorf angedeutet.) Wir stellen unser Schema dem Schema Zagwijn-Paepe an die Seite (Abb. 3).

Bemerkungen zur Gliederung des Spätglazials

Das Spätwürm kann auch in unvergletscherten Gebieten recht abrupt beginnen, wie etwa das Diagramm von Weiherbach im Suhrental (Luzern) zeigt. Trockenheit und Kälte (und Bodengefrornis) haben die mittelwürmzeitliche Gehölzvegetation fast ganz vernichtet: Nur Föhren-, Birken- und Wacholderspuren sind übriggeblieben. Fichten, Weisstannen, Grauerlen und Haseln wurden gänzlich vernichtet und mussten im Postglazial von weit her unser Land neu besiedeln. Eine kontinentale Kältesteppe mit sehr viel Artemisia (Wermuth), Helianthemum (Sonnenröschen), Chenopodiaceen (salzliebende Meldengewächse), Ephedra und Gräsern war Grundelement der Vegetation. Der Beginn fällt zwischen 25000 und 20000, das Ende zwischen 15000 und 13000 vor heute.
Der Endabschnitt der letzten Kaltphase und Vergletscherung ist längst bekannt als «Spätglazial» mit den Rückzugsphasen, die in den Ostalpen definiert wurden: Bühl, Steinach, Gschnitz, Daun, Egesen. Da das Ende der Vergletscherung den Beginn des Spätglazials bezeichnen sollte, war das Spätglazial dieser Definition keine chronostratigraphische Einheit, weil alpennähere Lokalitäten später eisfrei wurden. Um so schwieriger war die untere Begrenzung des Spätglazials in unvergletscherten Gebieten.
Die Verbesserung der Bohr- und Untersuchungstechnik und die Entwicklung der Radiokarbon-Datierungsmethode führte in den letzten dreissig Jahren zu einer stetigen Ausweitung unserer Kenntnisse von immer älteren Teilen des Spätglazials, die oft nach lokalen Ergebnissen benannt und datiert wurden. Diese Methoden lieferten vorerst eine Spätglazialgliederung, die z.T. überflüssige Unterteilungen, z.T. nur lokal gültige Begrenzungsdaten aufwies. Neuerdings wird von Nordeuropa aus das Jahr 13000 B.P. (before present) als wichtige klimatische und biostratigraphische Grenze eingeführt. Diesem Vorschlag können wir nach unsern Berner Untersuchungen voll zustimmen. Zwei ausgezeichnete Datierungsreihen des ^{14}C-Labors von Prof. Oeschger in Bern haben die Verhältnisse schon seit vielen Jahren abgeklärt. Es handelt sich um die schönen Messreihen vom Murifeld bei Bern und von Wachseldorn zwischen Aare- und Emmental.
Nach einer langen Phase des Gletscherrückzugs und der strengen Kältesteppen setzte um 13000 B.P. eine fast plötzliche Verstrauchung durch Weiden, Sanddorn und Wacholder ein, der an den meisten Orten der tiefern Lagen unter 1200 m rasch die Bildung eines lichten Birkenwaldes folgte. Durch die Entwicklung einer dichten Pflanzendecke gingen überall mineralische Erosion und Akkumulation zurück und setzte Ablagerung organischen Materials ein, von Gyttja in Tümpeln wie im Murifeld, von Torf in feuchten Mulden wie in Wachseldorn. Von den Ufern und Feuchtstellen aus drang diese Strauch- und Birkenpioniervegetation aufs trockenere Land vor. Bodenbildung setzte ein. Berg- und Waldföhre breiteten sich aus und lösten um 12000 B.P. als lichte Föhrenwälder die Birkenwälder ab. Der Föhrenwald beherrschte im ganzen Land das Bild der Vegetation bis um 10000 B.P., wo die wärmeliebenden Laubbäume einwanderten. In den letzten 700 bis 1000 Jahren der Föhrenherrschaft erlebte Europa aber einen starken und letzten Kälteeinbruch, der die Föhrenwälder in obern Lagen sehr lichtete und der die Gletscher ein letztes Mal die hinteren Teile unserer Alpentäler überfluten liess.
Überblicken wir die letzten 3000 Jahre des Spätwürm vor dem Beginn des Holozäns (oder Postglazials), erkennen wir zwei Hauptabschnitte: den Abschnitt 13000–11000 B.P. mit Pioniersträuchern und Birkenwald in Tieflagen als Vorwaldstadien und Föhrenwald bis ca. 1500 m als Klimaxstadium (in kontinentalen Lagen, wie im Wallis, von Anfang an mit Föhren im Pionierwald) mit einigen kleinen Klimaschwankungen; und den Abschnitt 11000–10000 B.P. (evtl. 10800–10200) als Stadium der starken Klimadepression und der Depression der Föhrenwaldgrenze von ungefähr 1500 m auf ungefähr 1200 m.
Es ist nun von ganz besonderem Interesse, dass U. Eicher in interdisziplinärer Arbeit

Tab. 2. Ältere und neuere Gliederung des Spätglazials

Glazial → ?	→ ?	Spätglazial				Postglazial
Ia		Ib	Ic	II	III	IV
Älteste Dryas		Bölling	Ältere Dryas	Alleröd	Jüngere Dryas	Präboreal
ältere Spätwürm-Stadien und Interstadien ev. I		Spätwürm-Interstadial (Bölling)	ev. II	(Alleröd)	(Spätwürm-) Endstadial (Jüng. Dryas) III	Präboreal IV
14000 BP	13000 BP		12000 BP	11000 BP	10000 BP	
Spät-Würm						Holozän

unseres Instituts mit dem Physikalischen Institut Bern durch Sauerstoffisotopen-Bestimmungen ($^{18}O/^{16}O$) an Süsswasserkalken (Seekreide) ganz übereinstimmende Paläotemperaturkurven erhielt: Die späteiszeitlichen Temperaturen schnellen um 13000 B.P. steil hoch und erreichen dabei von Anfang an Werte, die denen des Postglazials nahe kommen, dann bis 11000 B.P. mit Schwankungen kleinern Ausmasses leicht absinken, zwischen 11000 und 10000 plötzlich 2 bis 3° tiefer liegen, um zu Beginn des Postglazials hinaufzuschnellen. Zu ganz ähnlichen Ergebnissen kommen in jüngster Zeit glaziologisch-pollenanalytische Forschungen in Südschweden und Schottland. Die spätwürmzeitliche Klimaentwicklung wies in der Endphase zwischen 13000 und 11000 B.P. ein warmes Interstadial, zwischen 11000 und 10000 B.P. ein letztes Stadial auf.

Pollenanalytisch ist die Klimagunst des Bölling-Alleröd-Interstadials deshalb nicht erkannt worden, weil zu ihrer Dokumentation anspruchsvollere Baumarten wie Fichte, Tanne oder Erle fehlten. Sie waren durch die sehr kalte und trockene T6-Phase der Würmeiszeit in Mitteleuropa vernichtet worden. Nur in südlicheren Gegenden erscheinen die wärmeliebenden Elemente bereits im Alleröd oder früher.

Wir fassen den Fortschritt der Erkenntnis tabellarisch zusammen:

Einige spezielle Ergebnisse aus dem Wallis

Ich greife aus meinen Untersuchungen nur drei Einzelergebnisse heraus, obwohl viele Informationen auch aus den Arbeiten meiner Schüler Vera Markgraf, Meinrad Küttel und Ruth Schneider bereitliegen.

1. Auf der Simplon-Passhöhe (am Hopschensee auf 2017 m) gelang mir im Jahr 1962 der Nachweis, dass der Pass bereits vor dem Alleröd, also vor 12000 B.P. eisfrei wurde. Das Ergebnis wurde durch ^{14}C-Datierung und seither durch umfangreiche Untersuchungen von M. Küttel (sowie von Vera Markgraf am Goldmoos ob Zeneggen) bestätigt. Wir dürfen danach als gesichert annehmen, dass die Warmphase des spätwürmzeitlichen Interstadials Bölling-Allerod (13000–11000 B.P.) die heutige untere alpine Stufe bis über 2400 m hinauf vom eiszeitlichen Dauerschnee völlig befreit hat, wissen aber wenig über das individuelle Rückschmelzen der Talgletscher. Wahrscheinlich waren die Haupttäler und grosse Teile der Nebentäler eisfrei.

2. Über das Rückschmelzen des eiszeitlichen *Aletschgletschers* und seinen endgültigen Rückzug aus dem Rhonetal wissen wir heute folgendes:

Die drei Moore vom Aletschwald (2017 m), von Eggen ob Blatten (1645 m) und von Bitsch-Naters (1030 m) ergeben übereinstimmend, wenig über ihrem mineralischen Grund, ein Alter um 9000 B.P. Der Schluss erscheint gerechtfertigt, dass der Hauptrückzug vor das Jahr 10000 B.P. fällt. Da die schöne Randmoräne von Eggen wohl mit der grossen Moräne oben im Aletschwald (über die der Höhenweg führt) zu korrelieren ist, dürfte dieser Hochstand und die letzte Eisbedeckung von Bitsch-Naters in die Jüngere Dryas fallen (11000–10000 B.P.) und dem Daun oder Egesen der Ostalpen entsprechen, wie das schon früher vermutet worden ist.

Über die Geschichte des Aletschwaldes gibt

uns das Pollendiagramm, das in leicht vereinfachter Form in der Ausstellung des Naturschutzzentrums Aletschwald auf Riederalp dargestellt ist (Abb. 4) reichliche Auskunft.

Das untersuchte Moor war nach dem Gletscherrückzug ein Klarsee, umgeben von Moränen- und Hangschutt, auf dem sich Kräuter und Gräser als Pioniervegetation ansiedelten. Anders als in Bitsch-Naters waren an diesem schattigen und kalten Standort nicht wärmeliebende Holzarten wie Erlen, Haseln, Ulmen und Waldföhren Vorwaldelemente, sondern die Birke und einige Spalier- und Strauchweiden, die die Eiszeit im Wallis überdauert hatten. Einige hundert Jahre lang war der Aletschwald ein Birkenwald, bis sich, um 6500 v. Chr., die Lärche, vom Südalpenrand über die Alpenpässe kommend, der Birke beimischte und sie stellenweise ganz verdrängte. Birkenlaub und Lärchennadeln und einige Astreiser bildeten die unterste organische Schicht im kleinen Tümpel, dessen Alter wir bestimmen konnten: 6060 v. Chr. In diesem Moment kam die Arve hoch; Birken und Kräuter, bald auch die Lärche verloren ihre vorherrschende Rolle, der Aletschwald wurde zu dem dunkeln, ernsten Gebirgshochwald, den wir noch heute kennen und bewundern. Vom Neolithikum bis weit in die Bronzezeit hinein war er dichter, unberührter Naturwald. Mit der Bronzezeit und besonders der Eisenzeit nahm der Mensch auch diese abgelegene, schattige Weidetrift für sein Vieh in Anspruch, wodurch der Arvenbestand auf zwei Drittel oder die Hälfte zurückging, Kräuter und Sträucher hochkamen und sich die Fichte einnistete. Bis zu einem gewissen Grad mag allerdings auch die Klimaverschlechterung um 600 v. Chr. die Fichtenausbreitung und das Einnisten der Grünerle gefördert haben. Doch haben Waldbrände (Kohlespuren im Moor) und Lawinen stellenweise dem Wald hart zugesetzt. Mit der gänzlichen Unterschutzstellung sind wir der Natur und unsern Nachkommen gegenüber eine hohe Verpflichtung eingegangen. Sie schliesst beim starken Zug zur Natur durch den Massentourismus eine schwere Aufgabe ein.

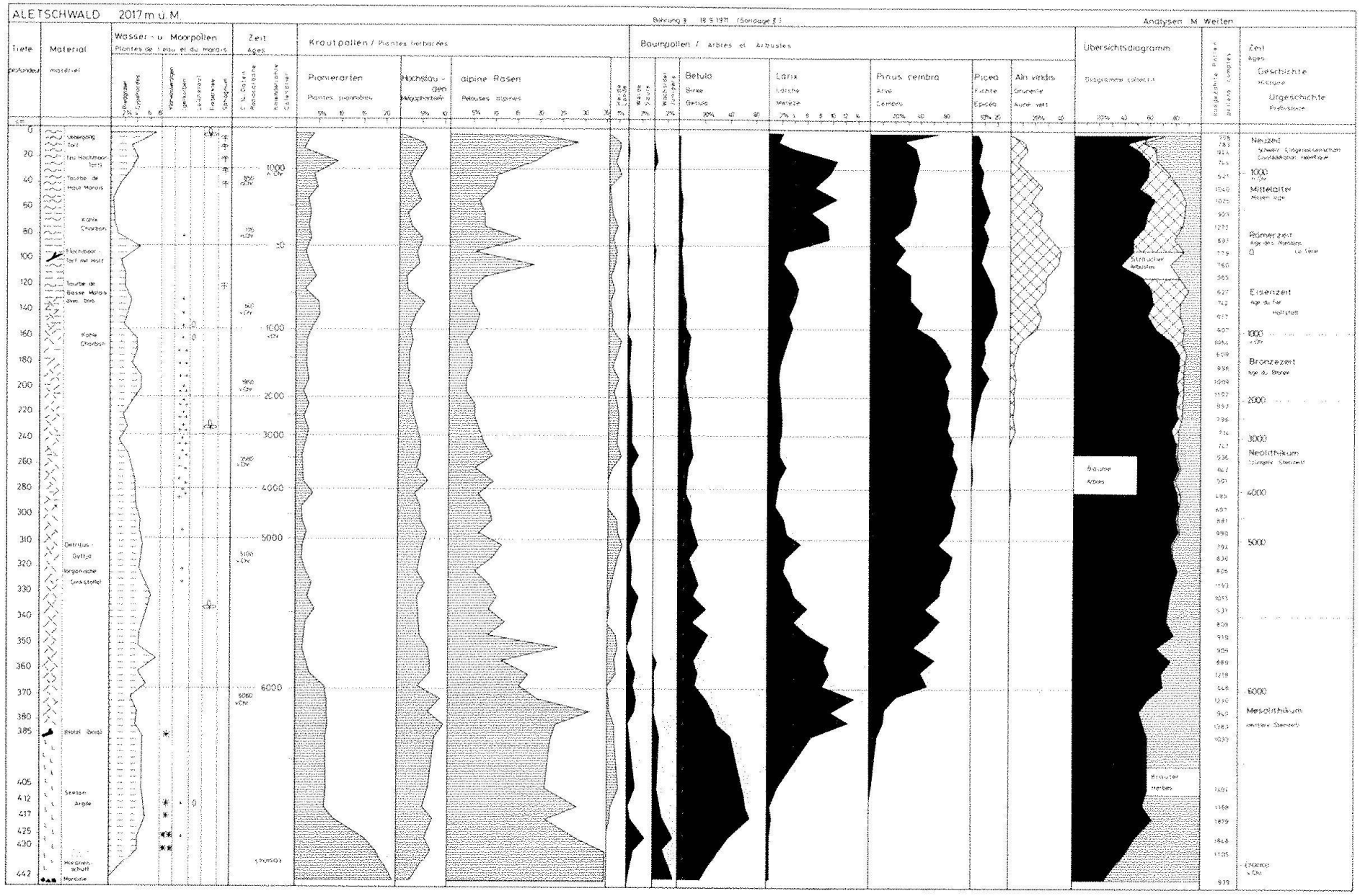
3. Zum Schluss betrachten wir noch das aufschlussreiche 15 m lange Profil vom Lac du Mont d'Orge bei Sitten (620 m) (Abb. 5). Besonders wertvoll ist die Information über das Postglazial des Mittelwallis und die Beeinflussung der Vegetation durch die vorgeschichtlichen und geschichtlichen Kulturen. Im Mittelwallis scheint der Eichenmischwald zu Beginn des Postglazials den Föhrenwald nicht verdrängt zu haben wie nordwärts der Alpen. Seine Elemente siedelten sich in Schluchten und auf Nordhängen an, ähnlich auch die späten Einwanderer Tanne, Buche, Fichte. Dadurch wurden dem Mittelwallis der spätglaziale Föhrenwald und damit seine kontinentalen Florenelemente erhalten, eine Eigentümlichkeit, die auch andern inneralpinen Föhrentälern eigen ist.

Bereits zwischen 6000 und 5000 v. Chr., sicher im folgenden Jahrtausend, stellt man im Wallis Waldlichtung und Getreidespuren der frühesten Neolithiker fest. Die gänzliche Vernichtung des zusammenhängenden Waldes erfolgte in der Eisenzeit um ca. 600 v. Chr. Von da an ist Roggenpollen und sind Getreideunkräuter, sind Hanf und Nussbaum reichlich zu finden, während der Pollen des Weinstocks erst nach 500 n. Chr. regelmässiger auftritt.

Bereits mit den neolithischen Rodungen bildete sich in all den Lichtungen, auf Brandflächen, auf Lesesteinhaufen und Felsköpfen und in den Primitivkulturen selbst die bekannte Artemisia-Felsensteppe heraus, die den Botanikern seit über zweihundert Jahren bis heute so anziehend und kostbar ist. Freilich, seit dem Einsetzen des modernen Verkehrs und seit der zunehmenden Industrialisierung sind Getreide- und Hanfkulturen verschwunden, verstrauchen frühere Kulturflächen. Mechanisierter Wein- und Obstbau hat sich über die urbarisierte Talfläche der Rhone ausgebreitet. Untere Talhänge und Dörfer werden mehr und mehr zu Wohn- und Nächtigungsareal, höhere Lagen zu Erholungs- und Ferienlandschaften.

Glaziologen und Quartärgeologen interessieren sich brennend dafür, wann die tieferliegenden Tallagen eisfrei wurden. Die wenigen auswertbaren Objekte, ich kenne bis

Abb. 4. Pollendiagramm eines kleinen Moores im mittlern Aletschwald (2017 m ü. M.) mit 7 Radiokarbon-Datierungen nach Kalenderjahren. Silhouetten-Darstellung für jede Gehölzart und für besondere Gruppen von Kräutern. (Darstellung in der Ausstellung des Naturschutzzentrums Aletschwald auf Riederalp durch den Autor.)


ALETSCHWALD 2017 m ü. M.
Bohrung 3 18.9.1971 (Sondage 3)
Analysen M. Welten
Tiefe
Profondeur
Material
Wasser- u. Moorpollen
Plantes de l'eau et du marais
Zeit
Ages
Kulturzeiger
Kulturanzeiger
Kulturbegleiter
Kulturbegleiter
Kulturbegleiter

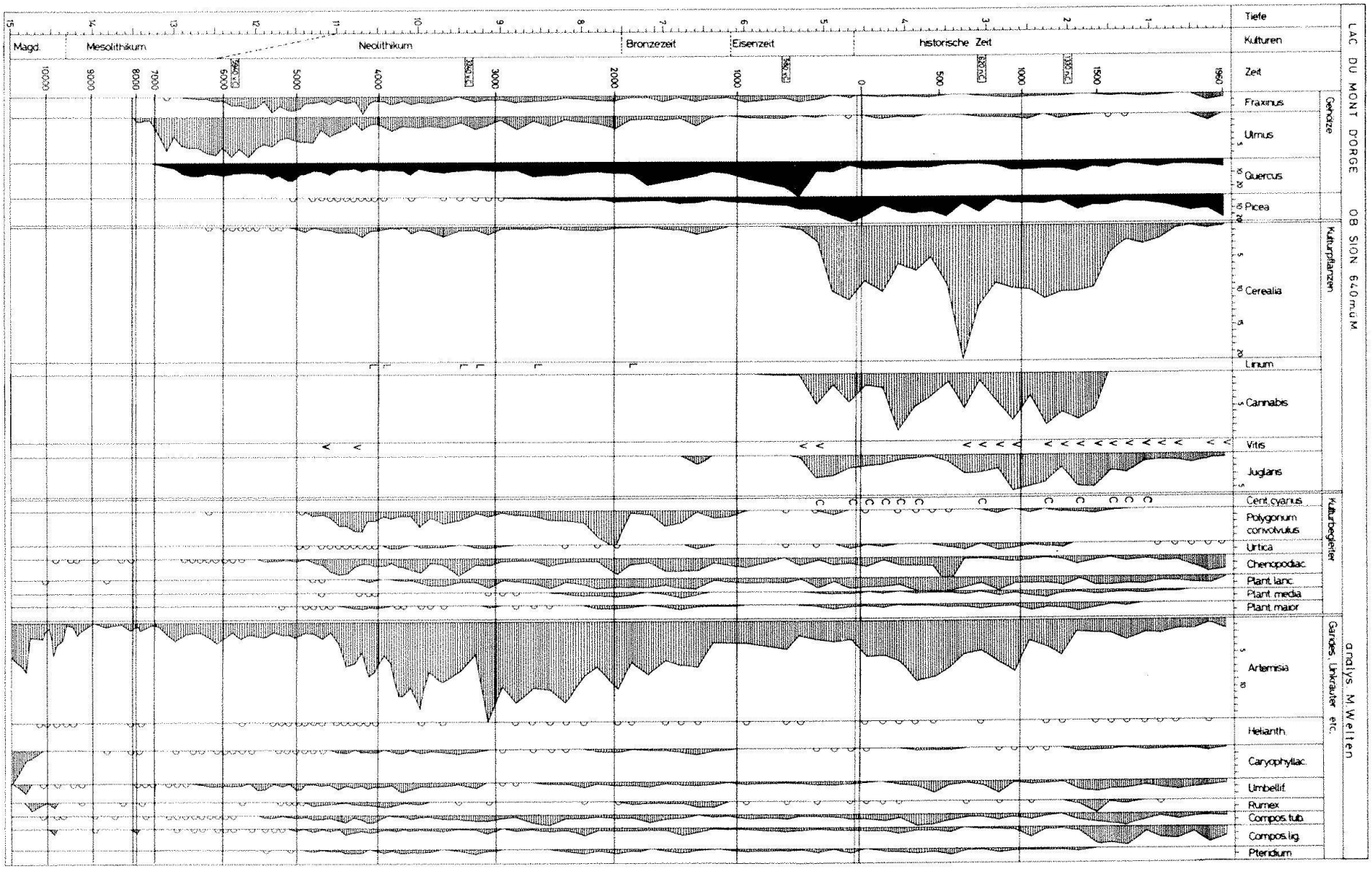
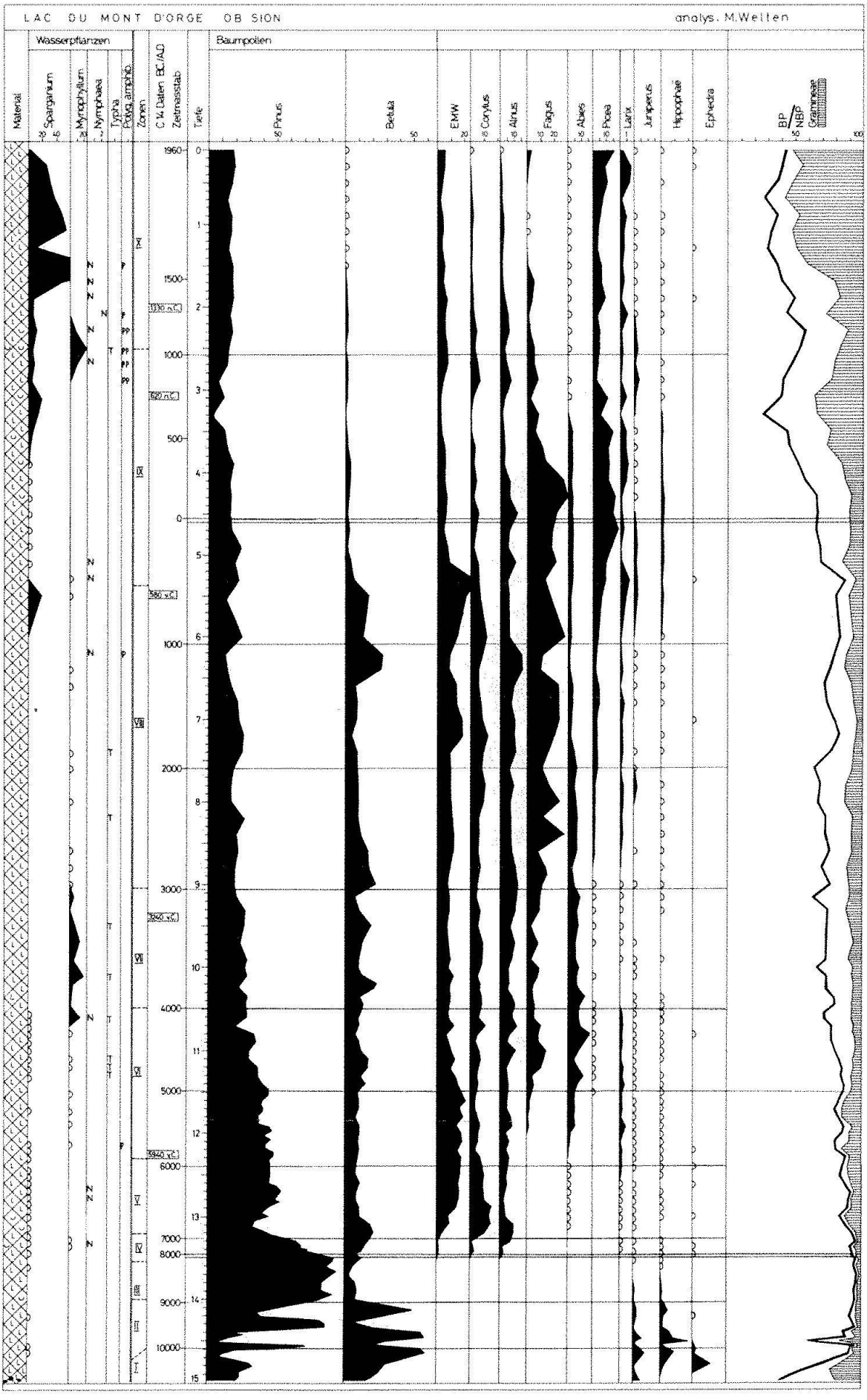


Abb. 5. Pollendiagramm vom Lac du Mont d'Orge ob Sitten (620 m ü.M.) mit 5 Radiokarbon-Datierungen. Silhouetten-Dastellung für die Holzarten auf der linken Hälfte, für Kulturzeiger und -begleiter auf der rechten Hälfte. (Abb. aus Welten 1977.)


LAC DU MONT D'ORGE OB SION
analys. M.Welten
Wasserpflanzen
Baumpollen
Material
Sparganium
Myriophyllum
Nymphaea
Typha
Potag. amphib.
Zonen
C14 Daten BC/AD
Zeitmassstab
Tiefe
Pinus
Betula
EMW
Corylus
Alnus
Fagus
Abies
Picea
Larix
Juniperus
Hippophaë
Ephedra
BP
NBP
Gramineae

heute bloss vier, scheinen anzudeuten, dass das Haupttal erst knapp vor Alleröd und Bölling eisfrei wurde, während doch höhere, freie Lagen (Simplon, Zeneggen-Hellelen, Leysin) weit vor Bölling pollenführende Sedimente aufweisen. Dadurch scheint eine Parallelisierung der letzten Rhonetal-Eismassen mit den ostalpinen Stadien von Gschnitz (und Steinach?) nahezuliegen, auch wenn die beiden Stadien auch in den Ostalpen noch nicht datiert sind.
Ich ahne und hoffe, dass die Zeit nicht mehr weit ist, da die Geschichte unseres schönen Alpenlandes seit der letzten grossen Vereisung um 20000 vor heute, ja, die Geschichte der letzten hunderttausend Jahre durch enge Zusammenarbeit aller Geowissenschaften so gesichert und lebendig dastehen wird, wie menschliche Augen es zu erkennen vermögen.

Literatur

Eicher U. und Siegenthaler U. 1977: Palynological and Isotope Investigations on Late Glacial Sediment Cores from Swiss Lakes. Boreas 5/2, 109–117.

Florschütz F., Menendez Amor J. und Wijmstra T.A. 1971: Palynology of a thick Quaternary succession in southern Spain. – Palaeogeography, Palaeoclimat., Palaeoecol. 10.

Grootes P.M. 1977: Thermal diffusion isotopic enrichment and Radiocarbon dating beyond 50000 years BP. – Groningen.

Oeschger H. 1966: Bern V von Radiocarbon 8, 23.

Welten M. 1977: Résultats palynologiques sur le développement de la végétation et sa dégradation par l'homme à l'étage inférieur du Valais central. – Suppl. Bull. Assoc. franç. Etude Quatern. 47, 303–7.

Welten M. 1981 a: Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz (Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz).

Welten M. 1981 b: Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den westlichen Schweizeralpen: Bern–Wallis (Denkschriften SNG).

Wijmstra T.A. and Hammen T. van der 1974: The last interglacial-glacial cycle: State of affairs of correlation between data obtained from the land and from the ocean. – Geologie en Mijnbouw 53, 386.

Woillard G. 1975: Recherches palynologiques sur le Pleistocène dans l'Est de la Belgique et dans les Vosges Lorraines. – Acta Geogr. Lovaniensia, Louvain-La-Neuve 14.

Woillard G. 1978: The last Interglacial-Glacial cycle at Grande Pile in northeastern France. – Travaux du Laboratoire de Palynologie et Phytosociologie, Universite de Louvain.

Zagwijn W.H. 1961: Vegetation, Climate and Radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. – Mem. Geolog. Found. Netherlands, Nieuwe Ser. 14, 15–45.

Zagwijn W.H. and Paepe R. 1968: Die Stratigraphie der Weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. – Eiszeitalter und Gegenwart 19, 129.

Anschrift des Verfassers:

em. Prof. Dr. Max Welten
Systematisch-geobotanisches Institut der Universität, Altenbergrain 21, CH-3013 Bern
privat: Hohliebestrasse 14
CH-3028 Spiegel/Bern

Einen grossen Teil dieser Untersuchungen hat der Schweizerische Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung seit Jahren unterstützt. Wir danken herzlich.

History and Mechanisms of Climate

J. Murray Mitchell

Abstract

The modern concept of climate is that of a dynamic physical system in contrary to the classical meaning of "average" weather. Revealing the history of the earth's climate, climate appears to have been variable on all discernable scales of time and in some periods of variation periodic and quasi-periodic movements of climate seem to have occurred. To distinguish these periods from the aperiodic variability the record of climate is stressed in terms of its spectrum. Even this spectrum must be regarded as a crude approximation to reality, the peaks appearing in it can be defensed as probable. For the construction of models of climate system behaviour a number of mechanisms are given that come in mind as possible "drivers" of climatic variability and change. Since the anthropogenic influences on climate are likely to be of rapidly growing importance, the development of realistic models could be a powerful tool to assess the consequences of human activities to future climate and to the stability of the polar ice sheets.

Zusammenfassung

Im Gegensatz zum klassischen Begriff Klima als durchschnittliches Wetter versteht man heute darunter ein dynamisches naturwissenschaftliches System. Im Verlauf seiner Geschichte scheint das Klima der Erde in erkennbaren Zeitskalen geschwankt zu haben, wobei es in gewissen Abschnitten offensichtlich periodische oder quasiperiodische Bewegungen gegeben hat. Um diese von den aperiodischen Schwankungen zu unterscheiden, wird der Ablauf des Klimas durch die Form seines Spektrums verdeutlicht. Obwohl dieses Spektrum nur eine grobe Annäherung an die Wirklichkeit darstellt, können die auftretenden Spitzen als wahrscheinlich betrachtet werden. Im Hinblick auf den Entwurf klimatischer Modelle werden einige Mechanismen angegeben, die als möglicher «Antrieb» bei klimatischen Schwankungen und Änderungen in Frage kommen. Da anthropogene Einflüsse auf das Klima wahrscheinlich rasch an Bedeutung gewinnen werden, könnte die Entwicklung realistischer Modelle eine wertvolle Hilfe sein, um die Folgen menschlicher Tätigkeit auf das Klima der Zukunft und die Stabilität der polaren Eisschilder abzuschätzen.

Résumé

Contrairement au concept classique de «temps moyen», on considère actuellement le climat comme un système physique dynamique. Au cours de son histoire, le climat de la terre paraît avoir été variable à toutes les échelles de temps discernables, et durant certaines époques, des variations périodiques ou quasi-périodiques semblent s'être produites. Afin de distinguer les mouvements périodiques des variations apériodiques, l'évolution du climat est mis en évidence à l'aide de son spectre. Bien que celui-ci ne soit qu'une approximation grossière de la réalité, les pics qu'il révèle peuvent être considérés comme vraisemblables. En rapport avec l'élaboration de modèles climatiques, on mentionne un certain nombre de mécanismes susceptibles d'être à l'origine des fluctuations et des variations climatiques. Etant donné que l'influence de l'homme sur le climat prendra vraisemblablement une importance de plus en plus considérable, le développement de modèles réalistes pourrait constituer un instrument de grande valeur pour l'estimation des conséquences des activités humaines sur le climat futur et la stabilité des calottes glaciaires de pôles.

The concept of climate

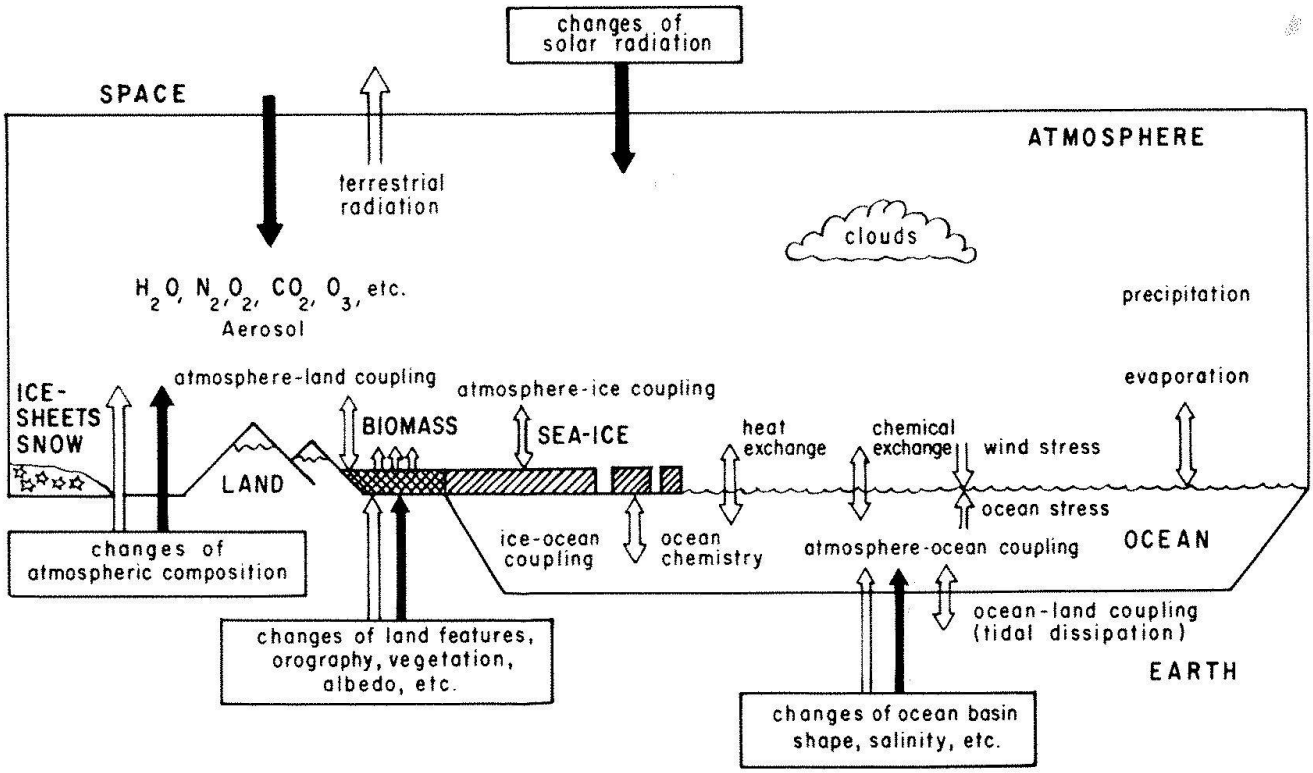
There is general agreement among atmospheric scientists that world climate has been fluctuating in recent years. There is no general agreement, however, that it has been changing. Some climatologists would insist that the fluctuations of the past are not fluctuations of climate but rather (weather) fluctuations in the climate. This skirmish over words is not so much a trivial matter of semantics as it is a testimonial to the confusion that exists – even among experts – as to the true nature, of climate and of climatic variability. Whether or not our climate has been changing in recent years, our perceptions about the physical nature of climate have been dramatically changing.

The classical concept of climate involves many physical considerations that we continue to hold as valid today. Chief among these is the long-recognized fact that the geometry of the earth-sun system establishes a global-scale atmospheric circulation regime, which interacts with the contrasting physical properties of the continents and oceans to result in the diverse climatic zones of the world. Yet, in common every-day usage in the past, the term "climate" took little note of physics and referred instead to "average" weather. If climate could be said to "fluctuate" it was presumed that the fluctuations were in the nature of a deterministic response of the atmosphere to extrinsic environmental changes, for example volcanic dust injections into the upper atmosphere, or changes of solar irradiance alleged (but scarcely proven) to be associated with sunspot cycles. Generally speaking, however, climatic "change" was a concept reserved for the geologically remote past and in particular to the great ice ages. Given a constant terrestrial environment, it was widely supposed that the climate does not – indeed, cannot – either change or fluctuate.

The modern concept of climate differs in that it downplays the statistical notion of climate as "average" weather and stresses instead the entirely different notion of climate as a dynamic physical system (fig. 1). The meaning of this concept, and some of its implications, deserve clarification as follows:

In speaking of climate as a system we recognize that the state of the atmosphere at any

Fig. 1. Schematic outline of earth's climate system (box), showing principal internal couplings between the several parts of the system (open arrows) and extrinsic environmental influences on the system (solid arrows). Source: WMO-ICSU 1975.



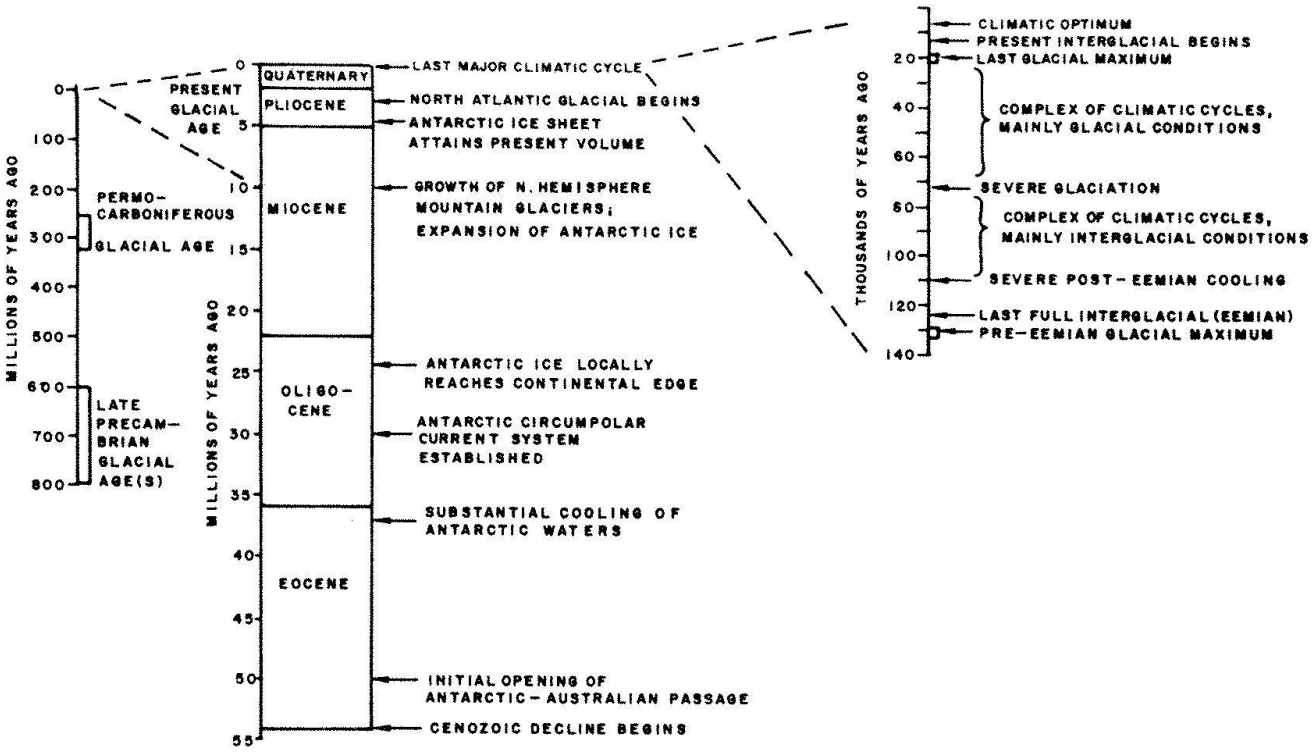


Fig. 2. Climate and climate-related events since the Pre-Cambrian. (Left) major ice age events. (Middle) Events during the Cenozoic cooling phase leading up to The Quaternary Ice Age. (Right) Details of last major glacial-interglacial cycle in the Quaternary. Source: NAS 1975.

given time cannot realistically be considered in isolation of the state of other parts of our terrestrial environment that are coupled to the atmosphere through exchanges of heat, mass, or momentum. For this reason, the climate system is considered to include the atmosphere, the oceans, the land surfaces, the snow and ice masses of the world, and much of the earth's biota (principally continental vegetation).

In referring to the climate system as physical we emphasize that the coupling between the several parts of the system is governed by various, individually identifiable and quantifiable physical, chemical, and biological processes. Through the action of these processes, an alteration in the state of any one part of the system is at least potentially capable of altering the state of all the other parts.

In referring to the climate system as dynamic we go one very important step further by recognizing that the various physical, chemical, and biological processes coupling the several parts of the system require varying lengths of time to run their course, ranging from hours to millennia or longer. This implies that the state of the atmosphere (and of climate in the classical sense of average weather) tends always to be in motion, in the sense that it is always trying to adjust itself toward an equilibrium state that it may never fully achieve before the equilibrium state itself moves on to a new state.

The task facing the climatologist who would try to account for all the climatic variability and changes of the past, or to predict future climate in detail, must begin with the construction of a suitably quantitative and comprehensive "model" of the behavior of the overall climate system. It is by no means clear precisely what such a model would look like, or what level of complexity of physical, chemical, and biological processes would have to be built into the model, to serve such an ambitious purpose. Nor is it clear how soon, if ever, we will gain all the knowledge that may be necessary to construct such a model, and have available the computer power that may be necessary to verify and apply the model as we would like to assure ourselves that it is a satisfactory approximation to real climate system behavior. Yet,

significant progress is already being realized along these lines and we have reason to be optimistic that the goal is within human reach.

From what we have already surmised about the nature of the climate system, we can be quite certain that much of the "variability" and "change" that we observe in climate has physical meaning, and that this variability arises from two categories of sources. One category of sources is the response of the climate system to extrinsic environmental changes, of the deterministic sort mentioned earlier. The other category is self-stimulated variability of the climate system, of a stochastic character, which would presumably occur even if the extrinsic environment of the earth were unchanging. We are left with the conclusion that climatic variability and change is as much to be regarded as an inherent attribute of climate as it is to be regarded as something that happens to climate (as a result of extrinsic environmental changes).

I turn now to the record of past climates, to indicate some of the most salient characteristics of climatic variability and change as we have managed to infer them from paleoclimatic investigations. I then propose to consider some implications of the record of past climates for the unravelling of the physical mechanisms of climatic variability and change on a wide range of time scales, and for the appropriate direction to be taken in the development of climate system models.

History of the earth's climate

Geological evidence leaves little doubt that, during the past thousand million years or so, the prevalent condition of global climate was one of relative warmth – as much as 10 °C warmer than now – and almost totally free of polar ice. This warm condition was, however, punctuated by a series of relatively brief ice ages each lasting 10 million years or so and separated by a few hundreds of millions of years. Beginning roughly 60 million years ago, something happened to bring about a gradual deterioration of climate. This deterioration culminated, about 2 million years ago, in the arrival of the new mode of climate, characterized by a long sequence of perhaps as many as 20 major glacial-interglacial oscillations, and many more smaller ice volume changes, which presumably continues to grip the world today (fig. 2).

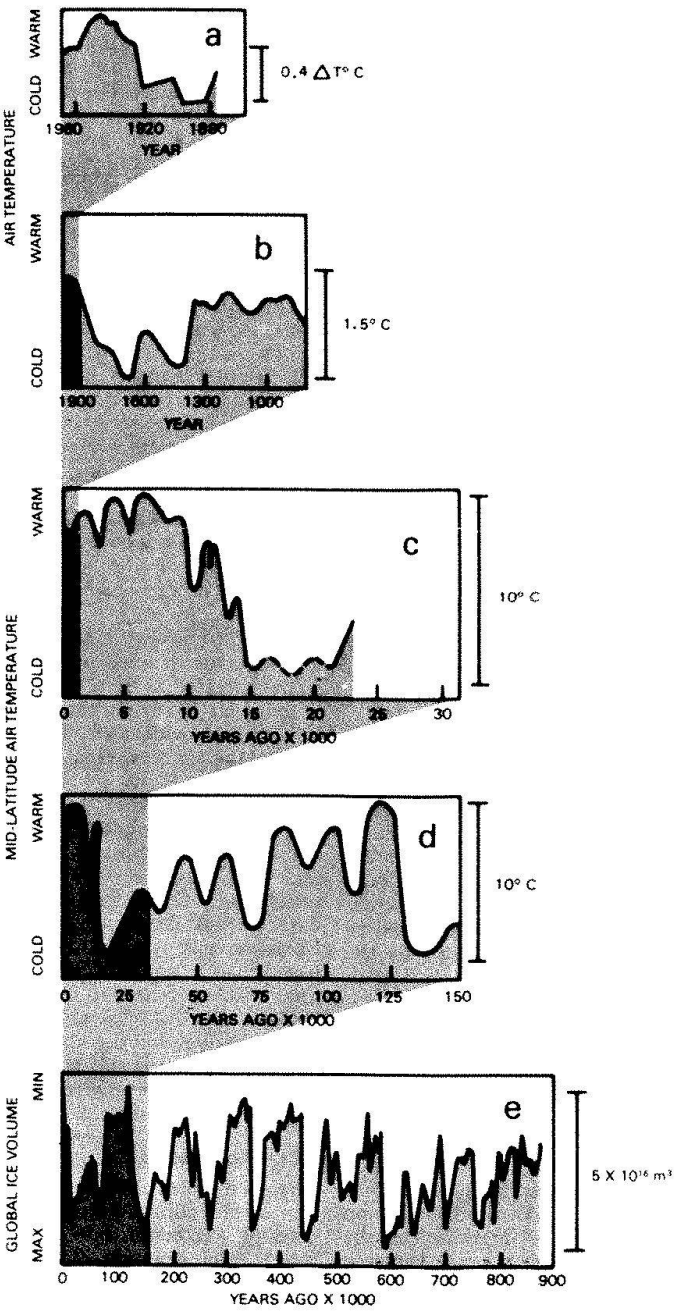


Fig. 3. General trends in global-scale climate on various time scales before present. (a) Northern Hemisphere mean temperature; (b) winter severity index for eastern Europe; (c) generalized air temperature changes, based on fluctuations in Alpine glaciers, tree lines, continental glacier margins, and pollen profiles; (d) generalized air temperature changes, based on fossil plankton analyses of deep-sea sediments, pollen records, and sea-level changes; (e) ice volume changes, based on isotopic composition of fossil plankton in a deep-sea core. Source: NAS 1975.

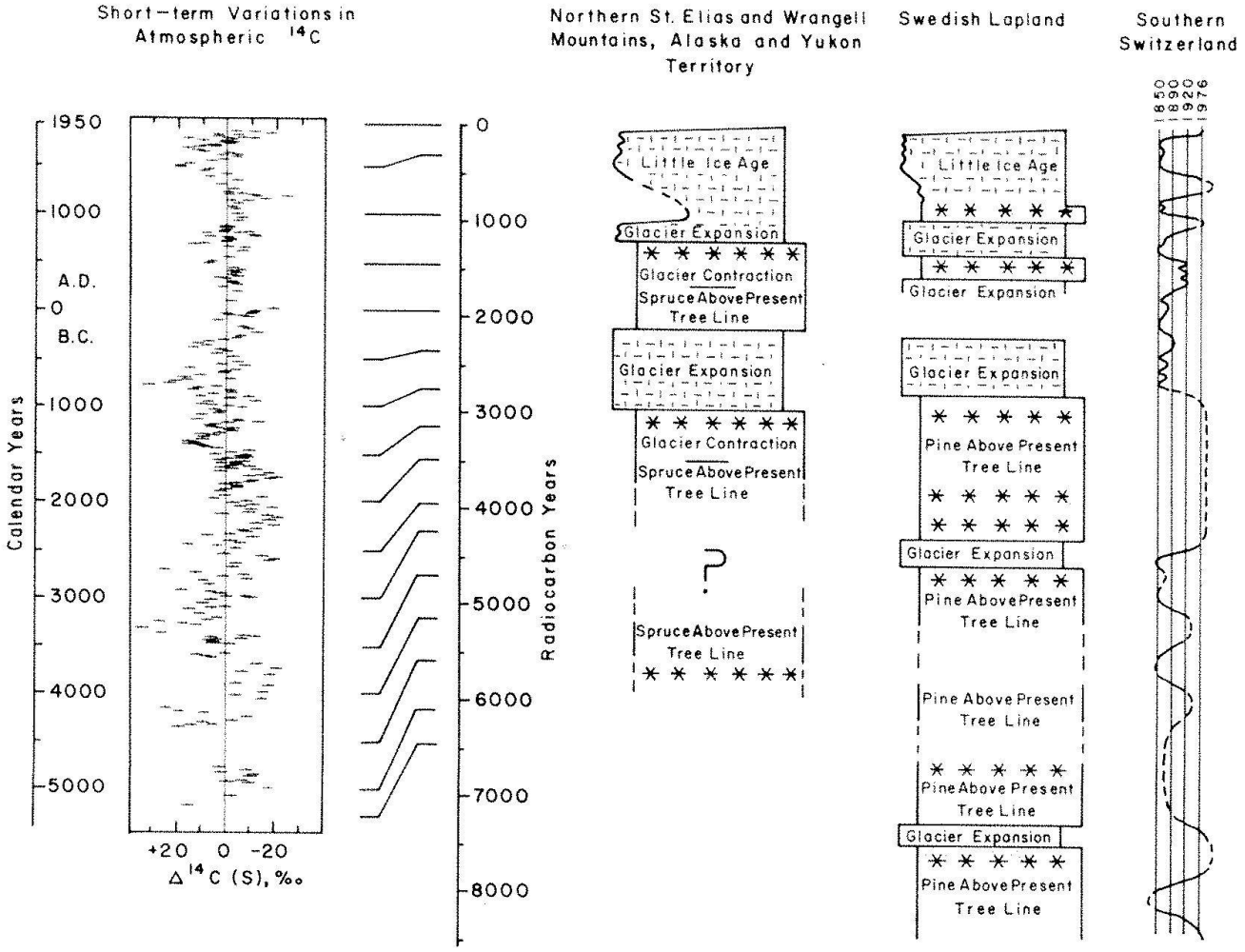


Fig. 4. Holocene record of ^{14}C fluctuations, alpine glacial events, and tree-line fluctuations. ^{14}C data are from H. Suess. Glacial and tree-line events in St. Elias and Wrangell Mountains are from Denton and Karlén (1977); those from Lapland are from Karlén (1973, 1976) and Karlén and Denton (1976). Glacial variations in southern Switzerland are from Röthlisberger (1976).

The history of glacial-interglacial events is revealed in some detail for the past one million years by oxygen-18 analysis of deep-sea sediments and by several other kinds of paleoclimatic indicators. In that period of time, and most particularly during the last half-million years (fig. 3e), the principal variations of ice volume and other conditions of climate appear to have been of a quasi-periodic nature, with a characteristic wavelength close to 100,000 years. Lesser ice volume changes seem also to have occurred with characteristic periods of about 20,000 and 40,000 years (fig. 3d). The world has been in a relatively warm extreme-interglacial phase during the past 10,000 years (fig. 3c), similar to other relatively brief warm phases which have occurred earlier at roughly 100,000-year intervals. In these interglacial phases, ice has been confined primarily to the Antarctic and Greenland ice sheets. In the intervening glacial phases, continental ice sheets have developed primarily in high northern latitudes which covered a maximum of about 9% of the earth's surface and reached a volume of about 75×10^6 km^3 - some three times present-day figures. The variations of ice conditions have been accompanied by mid-latitude temperature changes of the order of 6 to 10 °C, and by sea-level changes of the order of 100 meters.

Since recovery of the earth from the last major glacial stage about 10,000 years ago, global climate has been found from a variety of paleoclimatic indications to have varied within narrower limits (fig. 3a–3c). An intercontinental survey of mountain glacier

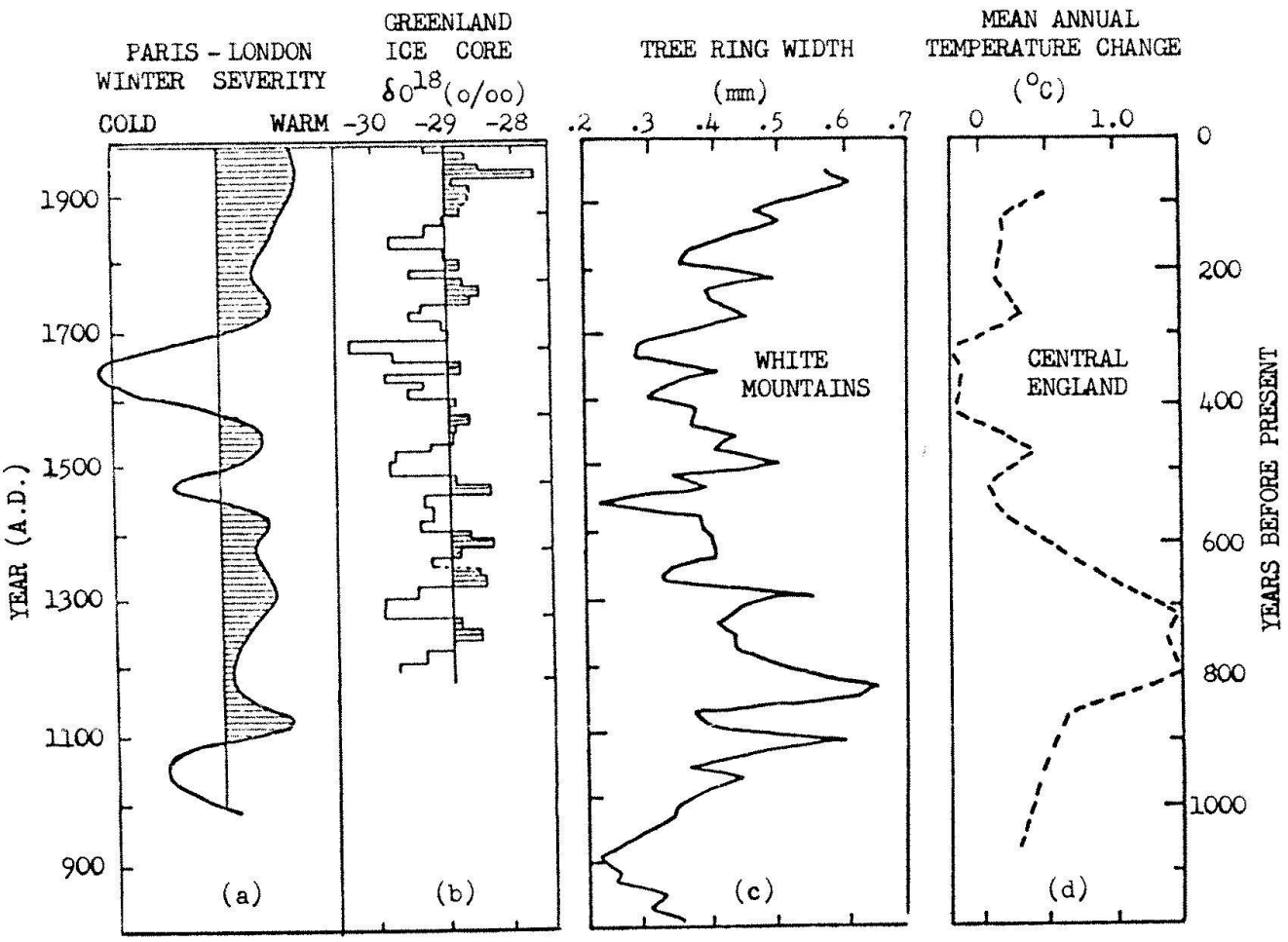


Fig. 5. Climatic indicators of the past 1000 years. (a) Index of winter severity (50-yr moving averages) from documentary evidence for the region of Paris and London, from Lamb (1969). (b) Oxygen-18 variations in ice core from Camp Century, Greenland, from Dansgaard et al. (1971). (c) Mean treering thickness (20-yr averages) at upper tree line of bristlecone pines, White Mountains, California, from LaMarche (1974); reflecting temperature during growing season. (d) Estimated and observed annual mean temperatures (50-yr averages) for central England, from Lamb (1966).

moraines and tree lines has revealed three periods of glacier expansion (each of about 1000 years duration) alternating with three periods of glacial contraction (each of 1000 to 2000 years duration) in the past 8000 years (fig. 4). There is evidence, derived primarily from pollen analyses of lake and bog sediments, that significant shifts of the earth's vegetation zones accompanied these glacial variations, in what is sometimes referred to as the "neoglacial cycle". General temperature levels are believed to have varied by about 1 or 2 °C during the course of this cycle.

Narrowing our attention to the past millennium, we can begin to call into play various additional climatic indices such as human chronicles, tree-ring sections, and annually laminated ice cores from Greenland and Antarctica, to add further detail to our reconstruction of climatic history (fig. 5). The period from about 1530 to 1850 A.S. was one of comparatively cold climate and expanded mountain glaciation. A member of the "neoglacial cycle", noted above, this cold period is commonly referred to as the "Little Ice Age". Earlier centuries were milder, although probably not everywhere as warm as the climate of today. From long instrumental records and human chronicles, typical fluctuations of 30-year averages of climatic variables over the past several centuries can be characterized as follows: Major circulation features, such as the centers of sub-polar lows and sub-tropical highs, and the position of the Intertropical Convergence Zone, have varied by 2 or more degrees of latitude. The positions of mid-latitude troughs and ridges have shifted east or west by 10 to 20° longi-

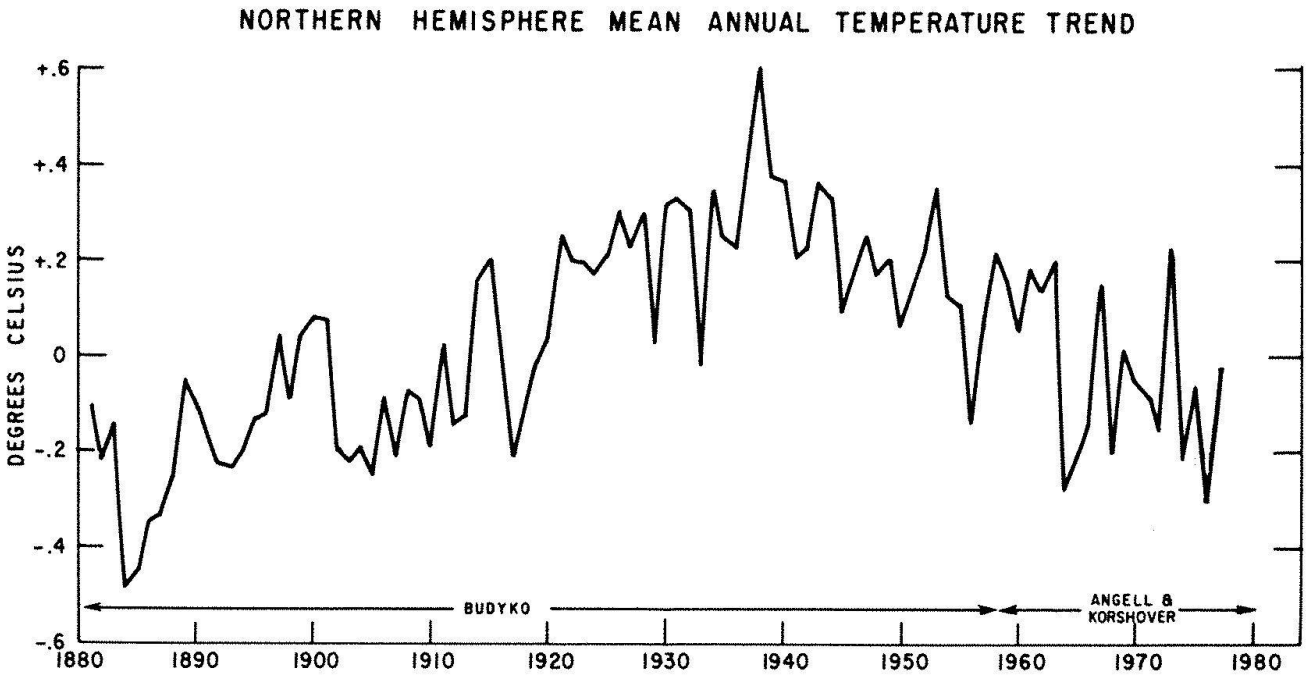


Fig. 6. Changes of annual mean temperature for the Northern Hemisphere, from Budyko (1969) updated through 1977 by J. K. Angell (NOAA, private communication).

tude. Regional variations of temperature have been of the order 1–2 °C, and those of precipitation, of the order of 10–20%.

In the first half of the 20th century, the world was enjoying a full recovery, at least temporarily, from the Little Ice Age. There are indications that, at that time, the circumpolar westerlies contracted toward the poles, and that, in the Northern Hemisphere at least, the amplitude of the planetary waves underwent a decrease. Also at that time a general warming of the earth occurred which was most pronounced in the Atlantic sector of the sub-Arctic. A rapid world-wide retreat of mountain glaciers, and a poleward extension of the ranges of many flora and fauna took place then.

Since the 1940's, there is considerable evidence that the climatic changes of the earlier part of this century have undergone a reversal (fig. 6). Temperatures have fallen, especially in the Arctic and the Atlantic sub-Arctic where sea ice has been increasing. The circulation of the Northern Hemisphere appears to have shifted in a manner suggestive of an increasing amplitude of the planetary waves, and of greater extremes of weather conditions in many areas of the world. These events have culminated, in the last decade, in the emergence of anomalous conditions in the monsoon belt of the tropics, in widespread drought in the Sahel zone of Africa and in Northwest India, and in a spate of rather extraordinary weather extremes in other parts of the world. To what extent these recent events are related to each other, as manifestations of a globally coherent fluctuation of climate, is not entirely clear. In any event they dramatize the fact that climatic variability, whether globally coherent or not, is to be expected no less on time scales of months and years than on time scales of centuries and millennia.

Mechanisms of climatic variability

The record of past climates is far from complete either geographically or temporally. Interpolations based on educated guesses are necessary to bridge across gaps in our reconstructions if our aim is to develop a chronology spanning all time scales of variability. The further back in time we look, the poorer becomes our knowledge of shorter time-scale events and other details. Despite these failings, two reliable conclusions can be drawn. First, to one extent or another climate appears to have been variable on all discernable scales of time. Second, in a number of ranges of time scale (i.e., periods of

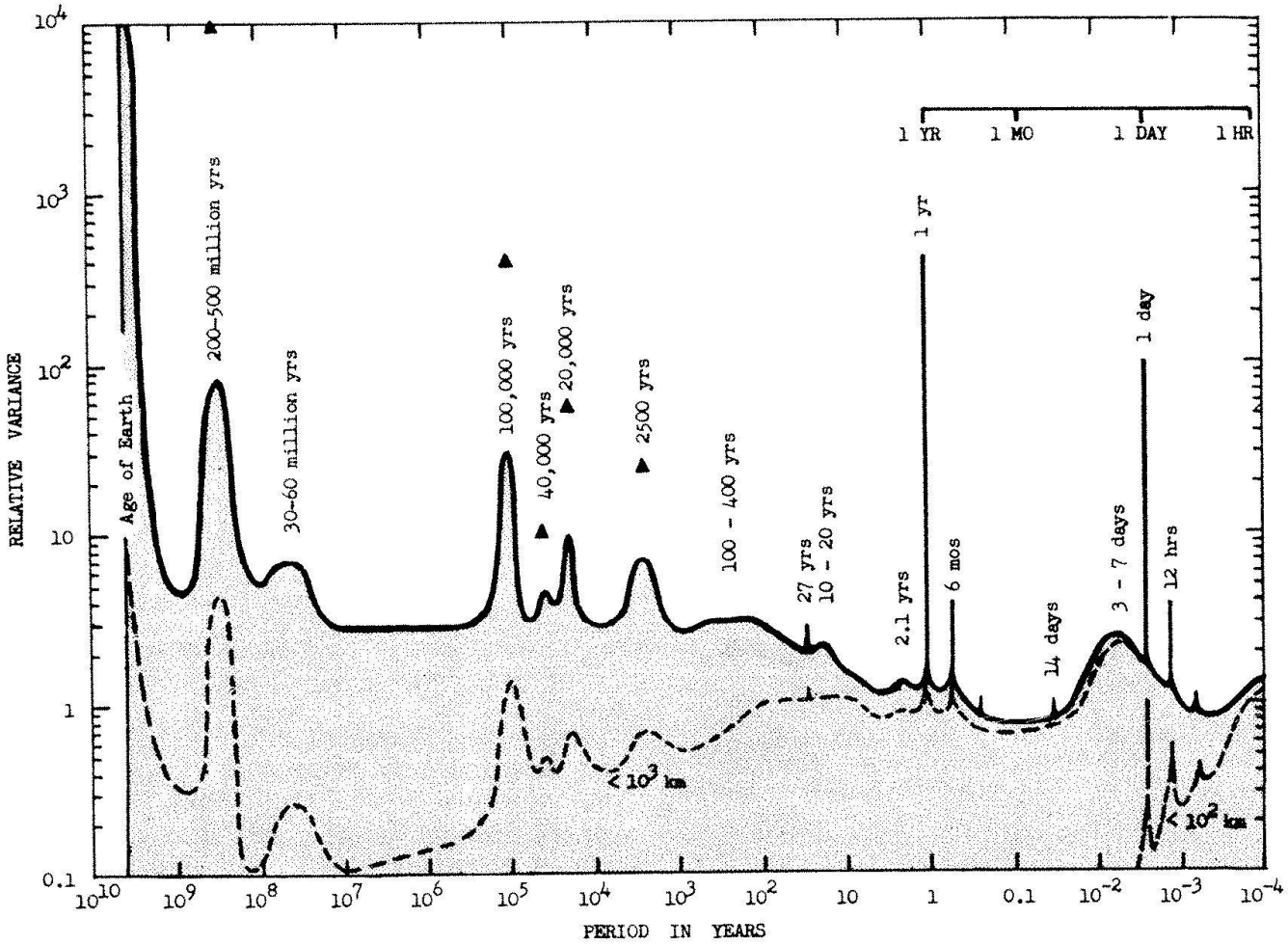


Fig. 7. Estimate of relative variance of climate over all periods (wave-lengths) of variation, from those comparable to the age of the Earth to about one hour. Stippled area represents total variance on all spatial scales of variation. Dashed curves in lower part of the figure indicate the contributions to the total variance from processes characterized by spatial scales less than those indicated (in kilometers). Strictly periodic components of variation are represented by spikes of arbitrary width.

variation) it is difficult to avoid the impression that there have been periodic or quasi-periodic movements of climate.

Elsewhere (Mitchell 1976), I have made an attempt to draw out from the climate record an estimate of the variance spectrum of climate for all periods of variation from the age of the earth to a fraction of one day. I emphasize that this spectrum, shown in fig. 7, tables 1 and 2, must be regarded only as a very crude approximation to reality. I have suggested that all the peaks appearing in this estimated spectrum can be defended as being probably real whether or not they are portrayed with correct amplitude and bandwidth.

It is to be pointed out that should climate vary in a totally random manner, defined as "white noise", the spectrum of climate would be characterized in the coordinate system of fig. 7 as a straight horizontal line across all periods (or frequencies) of variation. The

Tab. 1. The geological clock

Years before present	Event	Relative time before present
$4{,}5 \cdot 10^9$	Age of Planet Earth	1 year
$6 \cdot 10^8$	Cambrian Period	7 weeks
$6 \cdot 10^7$	Cenozoic Era began	5 days
$2 \cdot 10^6$	Quaternary Period began	4 hours
$125 \cdot 10^3$	Last Extreme Interglacial (Eem)	15 minutes
$18 \cdot 10^3$	Maximum Würm Glaciation	2 minutes
$10 \cdot 10^3$	Present Interglacial (Holocene) began	70 seconds
$6 \cdot 10^3$	Postglacial Warm Peak (Hypsithermal)	40 seconds
130-550	Little Ice Age (1430-1850 A.D.)	1-4 seconds
40	Modern Thermal Maximum (ca. 1940 A.D.)	0.3 seconds

Tab. 2. Characteristic recurrence intervals of selected climatic and environmental events

Recurrence interval (years)	Event	Relative interval
$4.5 \cdot 10^9$	Age of Planet Earth to date	1 year
2 to $4 \cdot 10^8$	Major Ice Age Avents (since Pre-Cambrian)	2–5 weeks
3 to $6 \cdot 10^7$	Orogenic/Epeirogenic Revolutions	2–5 days
2 to $10 \cdot 10^4$	Quaternary Ice Volume Fluctuations	2–12 minutes
2500	Neoglacial Events in Holocene	15–20 sec
100 to 400	Historical Climatic Fluctuations	1–3 sec
11 to 22	Solar Cycles	.08–.15 sec
1	Annual Insolation Cycle	.007 sec (140 Hz)
.01 to .02	Planetary-scale Weather Variations	.0001 sec (10^4 Hz)
.00274	Diurnal Insolation Cycle	.00002 sec ($5{,}2 \cdot 10^4$ Hz)

actual spectrum, as I have reconstructed it, differs from white noise partly in that the variance shows a general tendency to increase with increasing period of variation. This condition is defined as "red noise". Superposed on the red noise are a number of relatively broad-band peaks, each with a characteristic period of variation as shown.

I have chosen to stress the record of climate in terms of its spectrum, rather than as a time series, because the spectrum has special diagnostic value from the viewpoint of clarifying physical mechanisms of climate variability. In particular, the spectrum is well suited for distinguishing between strictly aperiodic variability on the one hand, and either periodic or quasi-periodic variations in certain ranges of period on the other hand. It also tells us at a glance what fraction of the total variance of climate derives from each of these two kinds of variability, in any arbitrary range of periods in which we might have a special interest.

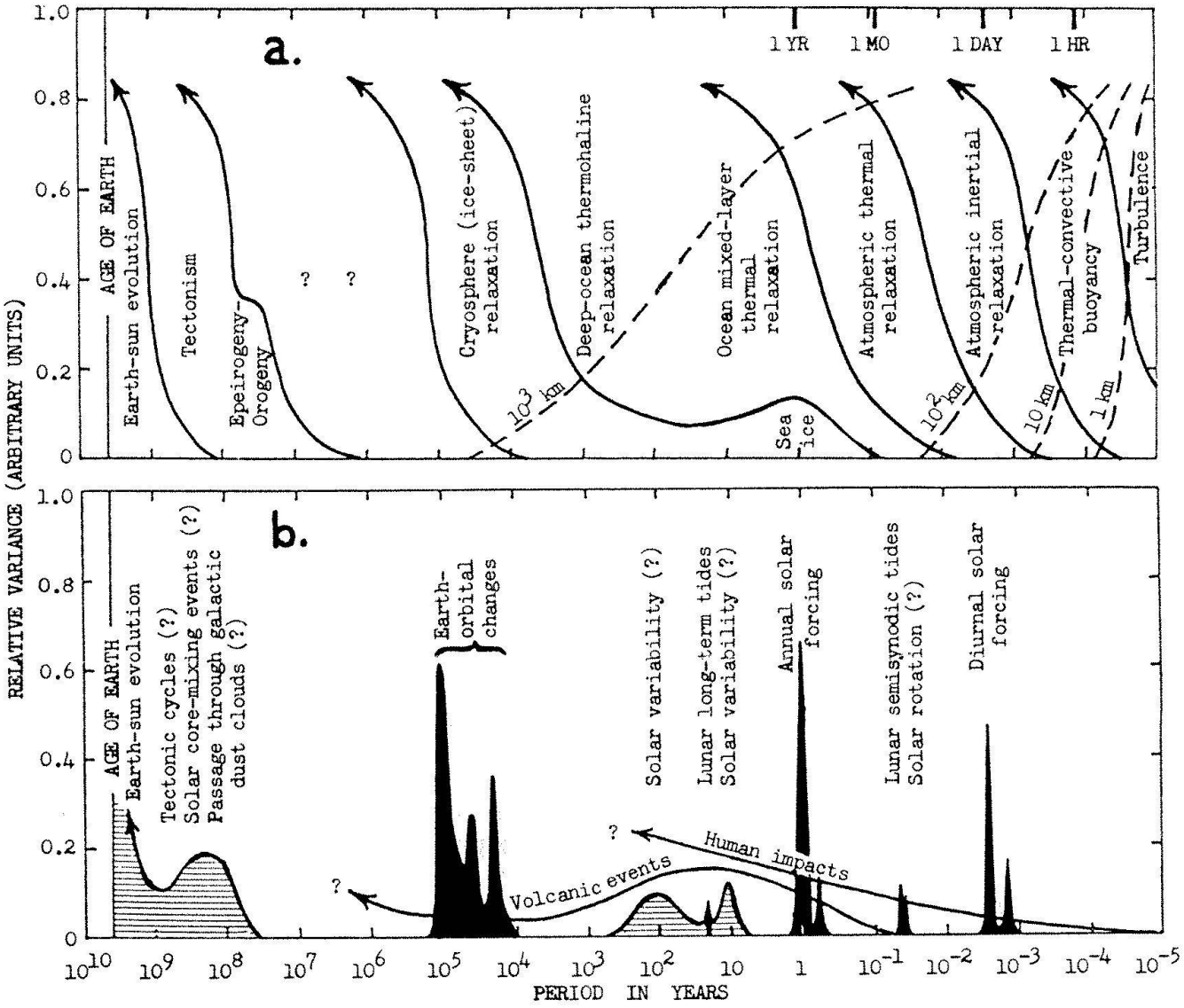
The part of the variance that the spectrum suggests is aperiodic is to be interpreted as that part which originates from stochastic changes of state of the climate system through mechanisms internal to the system. This arises through a hierarchy of physical processes, each process adding to the variability of climate at all periods longer than the characteristic time scale of the process itself.

The part of the variance that the spectrum suggests is periodic or quasi-periodic might be interpreted in one of three ways:

1. It arises through an internal stochastic process that converts potential energy to kinetic energy of motion in some part of the climate system (for example, cyclogenesis on time scales of a few days);
2. It arises through forcing of the climate system by a periodic or quasi-periodic variation of some aspect of the earth's environment outside the climate system, that is able to affect either the solar energy arriving at the earth or the disposition of that energy after it reaches the earth (for example, volcanic dust injections into the stratosphere); or
3. It arises through a resonance between a recurrent or periodic environmental change and a process internal to the climate system that possesses the appropriate response frequency to allow resonance (for example, the long-term changes of the earth's orbital elements in combination with some form of interaction, possibly one between the polar ice sheets, sea level changes, and deep ocean mixing).

In figure 8 (reproduced from Mitchell 1976), I have suggested a number of mechanisms that come to mind as possible drivers of climatic variability and change across all time scales of variation. In fig. 8a I show a hierarchy of "relaxation" mechanisms that are potentially capable of producing internal stochastic variability of climate in various ranges of time scale as indicated. In fig. 8b I show a range of extrinsic environmental phenomena, some of which are only speculative, that are at least potentially capable of "forcing" changes in the climate system from beyond its boundaries.

With regard to the construction of "models" of climate system behavior, figure 8 may serve as a very tentative guide to indicate what general forms of mechanisms must be included in the models if they are to simulate



real climatic variability in all essential respects. If our concern is with climatic variability on time scales of hours and days, then conventional atmospheric general circulation models would suffice for understanding and prediction. If, however, our concern is with variability on longer time scales of weeks, months, or years, then it is necessary to include in our models interactions between the atmosphere and the upper mixed layer of the oceans, snow, and sea ice. Variability on still longer time scales must consider an ever expanding part of the overall climate system, along with a growing number of longer-term extrinsic forcing phenomena. Various chemical and biological processes, that influence the composition of the atmosphere and the properties of the earth's surface, not explicitly shown in fig. 8,

Fig. 8. Partitioning of total variance (solid curves) arising from internal stochastic processes, contributed by the specific stochastic processes indicated. (Processes indicated for periods longer than 10^6 years are not internal to the climatic system per se.) Arrows at top of partitions are a reminder that some variance at any given period of variation arises from each stochastic process at shorter periods of variation. Dashed curves indicate partitioning of stochastically generated variance on different spatial scales of variation (in kilometers). (b) Added contributions to total variance from various known or proposed external forcing mechanisms. Variance that is contributed by well-known periodic forcing phenomena is shown in solid black. Variance that is contributed by less well established or hypothetical forcing phenomena is shown by hatching. Curves labeled "volcanic events" and "human impacts" require special interpretations. Forcing mechanisms of doubtful validity are distinguished from the others by question marks.

would also need to be brought into consideration.

Looking to the future, it is important to keep in mind that anthropogenic influences on climate are likely to be of rapidly growing importance. The future accumulation of carbon dioxide in the atmosphere from the combustion of fossil fuels is a major concern in this connection. This circumstance lends a special sense of urgency to the development of realistic models of climate system behavior, as a powerful tool to assess the consequences of human activities to future climate and to the stability of the polar ice sheets. To whatever extent man may harbor the potential to drive global climate to inhospitably extreme conditions unknown in the past, better understanding of the climate system may be the only option we have to assess the environmental risk that we as a world society would be taking if we continue for very much longer to rely on fossil fuels as our principal source of energy.

References

Budyko, M.I. 1969: Tellus, 21, 611.

Dansgaard, W.S., Johnsen, S.J., Clausen, H.B. and Langway, C.C. 1971: in the Late Cenozoic Glacial Ages, K. Turekian (Ed.), Yale Univ. Press, New Haven, 37-56.

Denton, G.H. and Karlén, W. 1977: Quat. Res., 7, 63.

Karlén, W. 1973: Geografiska Ann., 55, 29.

Karlén, W. 1976: Geografiska Ann., 58, 1.

Karlén, W. and Denton, G.H. 1976: Boreas, 5, 25.

La Marche, V.C., Jr. 1974: Science, 183, 1042.

Lamb, H.H. 1966: Geog. J., 132, 183.

Lamb, H.H. 1969: in World Survey of Climatology, 2, General Climatology, H. Flohn (Ed.), Elsevier, New York, 173-249.

Mitchell, J.M. 1976: Quat. Res., 6, 481-493.

NAS 1975: Understanding Climatic Change, A Program for Action. U.S. Committee for GARP, National Academy of Sciences, Washington, D.C.

Röthlisberger, F. 1976: Die Alpen, 52 (3), 59.

WMO-ICSU 1975: The Physical Basis of Climate and Climate Modelling. GARP Publications Series No. 16, World Meteorological Org., Geneva.

Address of the author:

J. Murray Mitchell Jr.
Senior Research Climatologist
National Oceanic and Atmospheric Administration
8060 13th Street
Silver Spring, MD 20910 (USA)

Die im Eis gespeicherte Information über die Geschichte von Naturvorgängen

Hans Oeschger und Ulrich Schotterer

Zusammenfassung

Im Firn und Eis der Gletscher unserer Erde ist in Form von Niederschlägen vergangener Zeiten unter anderem Information über die Entwicklung der Atmosphäre gespeichert. Der Beurteilung des steigenden Einflusses menschlicher Tätigkeit auf Klima und Umwelt liefert die Entzifferung dieser Information unentbehrliche Basisdaten. Das Material der erbohrten Kerne überdeckt beispielsweise so unterschiedliche Zeitabschnitte wie die sogenannte Kleine Eiszeit und die industrielle Entwicklung (Schweizer Alpen), oder die ganze letzte Eiszeit und Teile des vorangegangen Interglazials (Grönland). Bei der Interpretation der Informationsträger, den Gasen und Spurenstoffen im Eis, ist eine präzise zeitliche Einordnung notwendig und neue analytische Methoden, wie die auf Schwerionenbeschleuniger abstützende Massenspektrometrie, sollen hier einen wesentlichen Beitrag liefern. Darüber hinaus muss die Strategie dieser Interpretation von der Konfrontation mit physikalischen Modellen bestimmt werden, die in der Lage sind, das Geschehen im System Atmosphäre-Biosphäre-Ozean zu erfassen.

Résumé

Dans le névé et la glace de nos glaciers se trouvent stockées, sous forme de précipations tombées dans le passé, des informations se rapportant entre autres à l'évolution de l'atmosphère. Le déchiffrage de ces informations livre certaines données de base essentielles pour l'appréciation de l'influence croissante de l'homme sur le climat et l'environnement. Les échantillons prélevés par carottage couvrent des périodes aussi différentes que la Petite âge glaciaire et l'ère du développement industriel (Alpes suisses) ou la totalité de la dernière glaciation ainsi que des fragments de la dernière phase interglaciaire (Groenland). L'interprétation des supports d'informations constitués par les gaz et les éléments-traces contenus dans la glace suppose une connaissance précise de leur chronologie; de nouvelles méthodes analytiques, telle la spectrométrie de masse basée sur l'accélération des ions lourds, permettront de faire d'importants progrès dans ce domaine. De plus, la stratégie de cette interprétation devra résulter de la confrontation avec des modèles physiques capables de décrire les phénomènes se produisant dans le système atmosphère-biosphère-océan.

Einleitung

1956 und 1957 gelangen amerikanischen Forschern an der Station Site 2 in Grönland zwei Kernbohrungen von 305 bzw. 411 m. Bohrkerne von befriedigender Qualität wurden zu Tage gefördert und C.C. Langway, ein Schüler von H. Bader, erkannte die Bedeutung der Bohrkerne als Träger verschiedenartigster Information über umweltgestaltende und -beeinflussende Prozesse in der Natur (Langway 1970). Zur gleichen Zeit machte in der Schweiz A. Renaud den Vorschlag, das aus Kernwaffenversuchen stammende Tritium in Firnschichten nachzuweisen, und dem Physikalischen Institut der Universität Bern gelang auf dem Jungfraufirn die erste Datierung mit dieser neuen Methode.
Nach der Durchbohrung der Eisschilder Grönlands und der Antarktis unter B.L. Hansen 1967 gelang mit den detaillierten $\delta^{18}O$-Profilen der Bohrkerne (Dansgaard et al. 1973) das bisher wohl eindrücklichste Resultat. Diese Aufzeichnungen eines Klimaparameters gehören heute zu den Standarddokumenten der Klimageschichte. Sie

zeigen die Bedeutung kontinuierlicher Messreihen physikalischer, chemischer und biologischer Grössen, die nicht nur im Eis, sondern auch in Sedimenten, Baumringen oder Torfmooren gespeichert sind. Messreihen weiterer Parameter an Eisbohrkernen wie Kristalleigenschaften, Gehalte an Gasen, gelösten und ungelösten Spurenstoffen werden ähnliche Bedeutung wie diejenigen der Sauerstoffisotope erlangen.
Dieser Artikel skizziert den heutigen Stand und die durch neue experimentelle Entwicklungen erschlossenen Möglichkeiten von Analysen an Eisbohrkernen. Darüber hinaus soll gezeigt werden, welche Lücken in der Interpretation der Daten bestehen und welche Wege man beschreiten kann, um sie zu schliessen.

Die Speicherung der Information

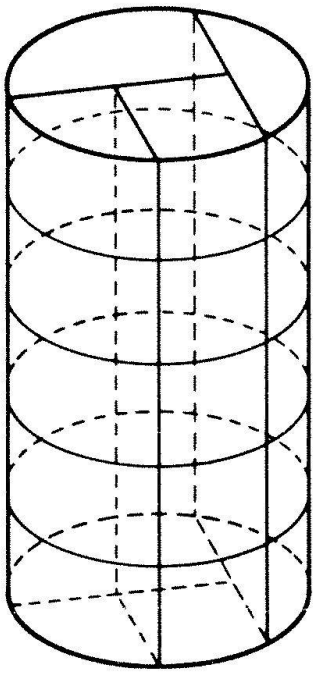
Die Speicherung der Information im Gletscher erfolgt in mehreren Stufen. Bei der Wolkenbildung dienen Aerosolteilchen als Kondensationskerne. In den unterkühlten Flüssigkeitströpfchen werden Gase gelöst, die beim plötzlichen Gefrieren nicht vollständig entweichen können. Gasmoleküle und Aerosol werden auch beim Wachsen der Schneekristalle eingebaut und Anlagerung von Aerosol erfolgt beim Schneefall. An der Firnoberfläche wird Aerosol und Staub auch trocken deponiert. Bei Temperaturen über dem Gefrierpunkt bilden sich Wasserschichten, in denen Gase gelöst und beim Gefrieren in anderer als der atmosphärischen Zusammensetzung zurückgehalten werden. Der Einschluss von Luft in Blasen erfolgt erst in Tiefen von etwas 30 m (Alpengletscher) bis 70 m (Grönland, Westantarktis) beim Firn-Eis-Übergang (Bucher 1977). Die Zeitskala für die Partikel, chemischen Spuren und die Isotopenverhältnisse des Wassers beginnt somit an der Firnoberfläche, diejenige für die in den Blasen enthaltenen Gase beim Firn-Eis-Übergang; letztere ist zeitlich um Jahrzehnte bis Jahrhunderte verschoben und nicht mehr scharf aufgelöst.
In sogenannt kalten Gletschern mit Temperaturen unter dem Gefrierpunkt bleiben die charakteristischen Merkmale des Eises weitgehend lokalisiert, obschon Diffusions- und Rekristallisationsprozesse zu kleineren Umlagerungen führen. In den für das Alpengebiet typischen temperierten Gletschern sorgen kleine Mengen fliessenden Wassers für ein Umlagern, resp. Auswaschen von Gasen, Ionen und kleinsten Partikeln. Die Information wird somit verwischt und geht allmählich verloren, doch liefern in diesem Fall Bohrkernanalysen wertvolle Auskunft über die sich im Gletscher abspielenden Prozesse (Berner et al. 1977). Geeignet für das Studium der Aufzeichnung von Umweltvorgängen sind daher in erster Linie die «kalten» polaren Eiskappen, die wegen der über grosse Firnflächen homogenen Verhältnisse sehr gute Kollektoren atmosphärischer Parameter sind. Daneben sind Studien in mittleren Breiten von besonderem Interesse, da hier der Einfluss der Industrialisierung direkt spür- und messbar ist.
In den letzten Jahren wurde man darauf aufmerksam, dass auch Alpengletscher mit sehr hoch gelegenem Akkumulationsgebiet teilweise kalte Gletscher sind (Haeberli 1976). Aus diesem Grund wurde für ein schweizerisches Bohrprojekt, eine Zusammenarbeit der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETHZ und des Physikalischen Instituts der Universität Bern, das fast 4500 m hoch gelegene Akkumulationsgebiet des Grenzgletschers auf dem Colle Gnifetti am Monte Rosa gewählt (Oeschger et al. 1977 a).

Kernbohrungen und In-situ-Extraktionstechnik in Bohrlöchern

Es existieren Bohrtechniken, die es in Gebieten mit Temperaturen $> -35\,^{\circ}C$ grundsätzlich gestatten, Bohrkerne aus beliebigen Tiefen zutage zu fördern (Splettstoesser 1976). Bei Tiefen über 400 m bereitet das viskose Schliessen der Bohrlöcher unter dem hohen Druck Probleme. Bei den Tiefbohrungen in Grönland und in der Antarktis wurden daher die Bohrlöcher zur Kompensation des Druckes mit einer bei den dort herrschenden Temperaturen nicht gefrierenden Flüssigkeit gefüllt, deren Dichte nahe bei derjenigen des Eises liegt. Für Bohrungen bis ca. 100 m Tiefe wurde in der Schweiz eine ca. 90 kg schwere elektromechanische Bohrausrüstung entwickelt, die in den Alpen, aber auch in Grönland und in der Antarktis zum Einsatz

STAUBPARTIKEL
(VULKAN, WUSTENSTAUB)

GELÖSTE CHEM. SPUREN:
MARIN (Na, Cl, ...)
KONTINENTAL (Al, Ca)
VULKANISCH (SO_4, Cd)
ANTHROPOGEN (SO_4, Hg, Pb)



STABILE ISOTOPE DES H_2O

RADIOAKTIVE ISOTOPE
(^3H, ^{90}Sr, ^{137}Cs, ^{210}Pb ...)

GASGEHALT UND ZUSAMMENSETZUNG
($Ar/O_2/N_2/Co_2$ .....)
CO_2 ANTHROPOGEN

Abb. 1. Zerteilungsschema eines Eisbohrkernes
Bohrkernanalysen: Visuelle Stratigraphie physikalischer Parameter

gelangte. Die Bohrkerne vom Monte Rosa überdecken ca. die letzten 170 Jahre und damit das industrielle Zeitalter. Mehrere 400 m Bohrkerne aus Grönland dokumentieren die letzten 1000 Jahre, d.h. die relativ warme Wikingerzeit, wie auch die in der Mitte dieses Jahrtausends einsetzende kleine Eiszeit. Die Kerne der Tiefbohrungen überdecken die ganze letzte Eiszeit (55000 Jahre) und im Falle der grönländischen Bohrung auch wesentliche Abschnitte des letzten Interglazials.

Für die meisten Analysen liefern die Bohrkerne genügend Material. Dies gilt jedoch nicht für die Messung der durch die kosmische Strahlung in der Atmosphäre produzierten Radioisotope ^{14}C, ^{32}Si und ^{39}Ar. Selbst bei empfindlichster Messtechnik müssen für diese Radioisotope mehrere Tonnen Eis aufgeschlossen werden. Zu diesem Zweck wurde eine Vakuumextraktionstechnik entwickelt, die es gestattet, in Bohrlöchern bis zu 400 m Tiefe an der gewünschten Stelle unter Vakuumbedingungen mehrere Tonnen Eis zu schmelzen und die enthaltenen Gase zu extrahieren (Oeschger et al. 1976). Die gelösten und ungelösten Stoffe können entweder im Bohrloch oder an der Oberfläche aus dem Probenwasser extrahiert werden. Basierend auf dieser Technik wurden in einem Eistunnel und in Bohrlöchern in Grönland und in der Antarktis ^{14}C-, ^{39}Ar- und ^{32}Si-Altersprofile gemessen (Oeschger et al. 1977 b, Paterson et al. 1977). Dank neuer analytischer Entwicklung können in Zukunft derart mühevolle, mit Kontaminationsproblemen behaftete Feldarbeiten grösstenteils umgangen werden.

Bohrkernanalysen und Datierung

Im Rahmen dieses Artikels kann natürlich nicht die gesamte im Eis enthaltene Information mit der gleichen Ausführlichkeit behandelt werden. Die Analysen von Klimaindikatoren, die am Physikalischen Institut in Bern durchgeführt werden, sollen im Vordergrund stehen. Eine Vorstellung der Fülle von Infor-

Tab. 1. Isotope des Wasserstoffmoleküls.

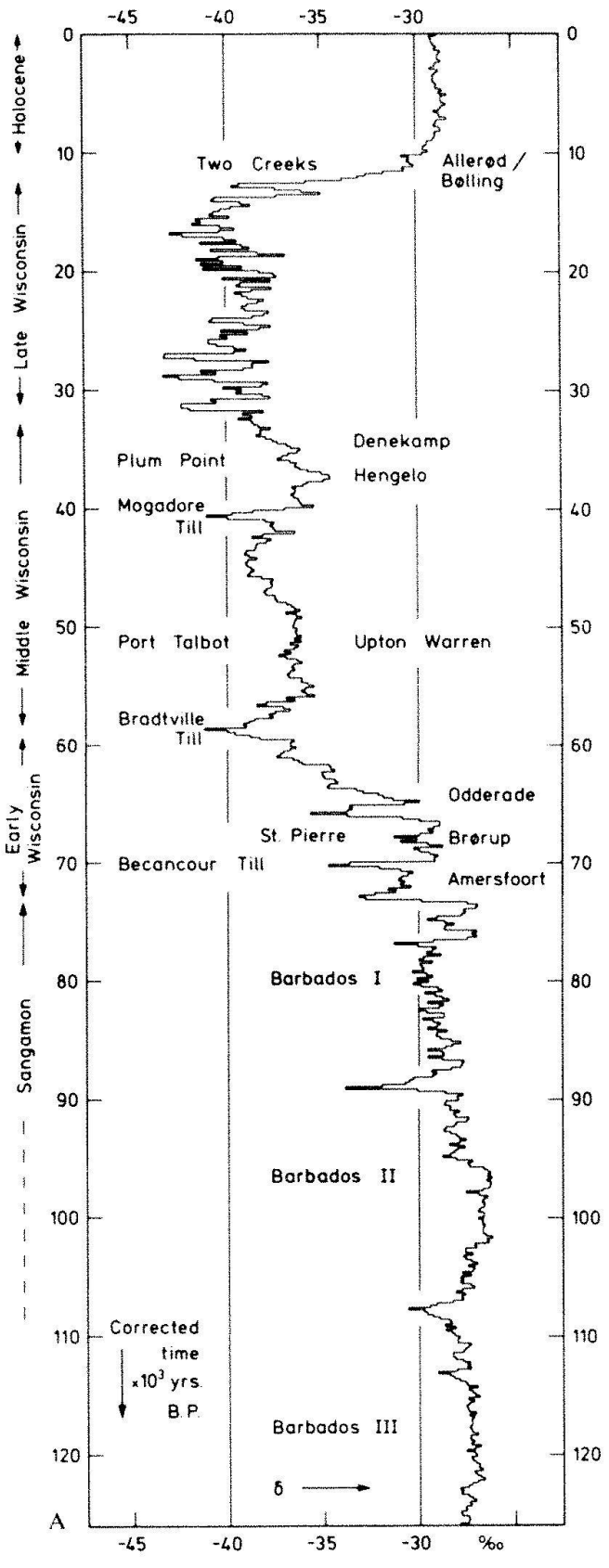
	Sauerstoffisotope			Wasserstoffisotope		
	^{16}O	^{17}O	^{18}O	^{1}H	^{2}H	^{3}H
		stabil		stabil		radioaktiv, Halbwertzeit 12,26 Jahre, Produktion natürlich und künstlich
Häufigkeit (Ozean) %	99,759	0,0374	0,2039	99,985	0,0149	10^{-17}–10^{-19}
Einheiten	Die stabilen Isotopenverhältnisse werden in δ-Werten, Promilleabweichungen vom SMOW (Standard Mean Ocean Water), ^{3}H oder Tritium in TU (Tritium Unit) $\triangleq {}^{3}H/{}^{1}H = 10^{-18}$ ausgedrückt.					
Veränderung	der Isotopenverhältnisse im Wasserkreislauf werden durch Verdunstung und Kondensation hervorgerufen: Bei Gleichgewicht zwischen Wasser und Wasserdampf ist der Wasserdampf isotopisch leichter, d.h. an schweren Isotopen (^{3}H, ^{2}H, ^{18}O) abgereichert. Bei Tritium sind diese Phänomene durch Variationen räumlicher und zeitlicher Art, bedingt durch Produktion und Zerfall überdeckt.					
Beobachtete Phänomene und ihre Ursachen:	$\delta^{18}O$			δD	^{3}H	
Saisoneffekt	ja	Bei all diesen Effekten spielt die Temperatur eine wesentliche Rolle.		ja	ja, Entleerung des stratosph. Reservoirs im Frühsommer	
Höheneffekt	ja	Empirischer Zusammenhang mit der Jahrestemperatur (T_A)°C.		ja	?, theoret. mögl. für nat. prod. Tritium	
Breiteneffekt	ja			ja	ja, bei künstl. prod. Tritium; bedingt durch Verteilung von	
Kontinentaleffekt	ja	$\delta^{18}O = (0{,}70\ T_A - 13{,}6)‰$		ja	ja, Wasser und Land-	
Klimaeffekt	ja		$\delta D = (5{,}6\ T_A - 99)‰$	ja	massen	
					?, natürl. Produktions-schwankungen in Verbindung mit Sonnenaktivität (Fig. 5)	

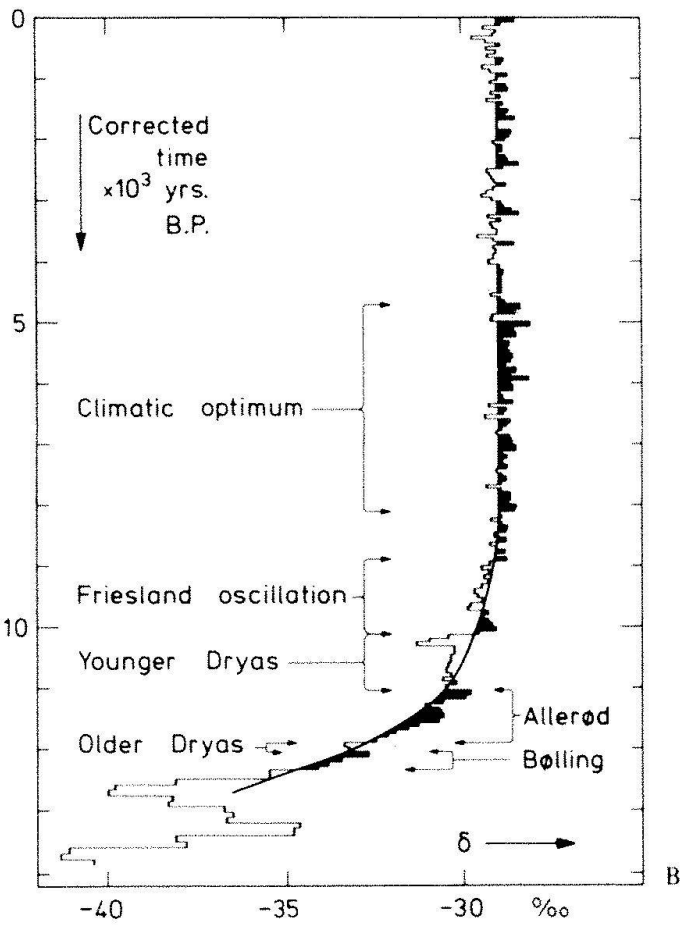
mation aus einem Eisstück von wenigen Zentimetern Durchmesser vermittelt Abbildung 1. Die Bohrkerne werden zuerst visuell auf vom Durchschnitt abweichende Eigenschaften untersucht, wie Staubhorizonte (Vulkan- und Wüstenstaub), Schichten mit relativ wenig Gasblasen (blaues Eis, Schmelzhorizonte). Zur Messung physikalischer und chemischer Eigenschaften an den gleichen Bohrkernabschnitten werden die Kerne dann längs-, und zur Untersuchung jahreszeitlicher Variationen in ca. 8 Proben pro geschätztes Jahr, quergeteilt. Die bisher eindrücklichsten Resultate erzielten die Analysen der Isotope des Wassermoleküls (Tabelle 1). Das $\delta^{18}O$-Profil (Abbildung 2) skizziert den Klimaverlauf der letzten 120000 Jahre in Grönland. Deutlich sichtbar sind die tiefen $\delta^{18}O$-Werte während der letzten Eiszeit, gefolgt von einem raschen Anstieg an deren Ende. Abbildung 3 zeigt ^{18}O- und ^{3}H-Profile der Station Carrefour in Grönland. Mit der beinahe idealen Übereinstimmung zweier verschiedener Datierungsmethoden kann in den Alpen aufgrund kleinräumiger und komplizierterer meteorologischer Verhältnisse nur in den seltensten Fällen gerechnet werden. Auf dieses Problem wird an anderer Stelle in diesem Buch eingegangen (Schotterer et al. 1980). In Abbildung 4 sind räumlich verteilte Einzelproben von 3 Schneefällen aus einem 18 km² grossen Untersuchungsgebiet im $\delta^{18}O$-$\delta^{2}H$-Diagramm dargestellt. Proben desselben Niederschlags, der jeweils durch bestimmte Luftmassen charakterisiert wird, liegen auf einer Geraden. Der Deuteriumexzess im Ereignis Nr. 4 lässt auf Tropikluft schliessen, da bei raschem Verdunsten kinetische Effekte auftreten, die ^{18}O und ^{2}H ungleich beeinflussen (Stichler und Herrmann 1978). «Anomale» $^{18}O/^{2}H$-Verhältnisse in Eisbohrkernen aus den Alpen lassen sich daher möglicherweise als Niederschläge aus dem Mittelmeergebiet deuten.

Abbildung 5 zeigt ^{3}H an einem Eisbohrkern vom Colle Gnifetti am Monte Rosa. Bei einer Tiefe von ca. 720 cm nimmt in Richtung jüngerer Niederschläge der ^{3}H-Gehalt des Eises stark zu, da grosse Mengen ^{3}H bei Wasserstoffbombentests produziert wurden. Aber auch vor 1953 sind starke ^{3}H-Ausschläge zu beobachten, die in den entsprechenden

Altersbereichen ebenfalls an Eisbohrkernen aus Grönland gemessen wurden. Eine mögliche Erklärung wäre starke zusätzliche ^{3}H-Produktion in der Atmosphäre durch solare Protonenflüsse im Zusammenhang mit Sonneneruptionen.

Auch gelöste, chemische Stoffe (Na, Mg, Ca, Al) zeigen jahreszeitliche Schwankungen (Herron und Langway 1978). Das gleiche





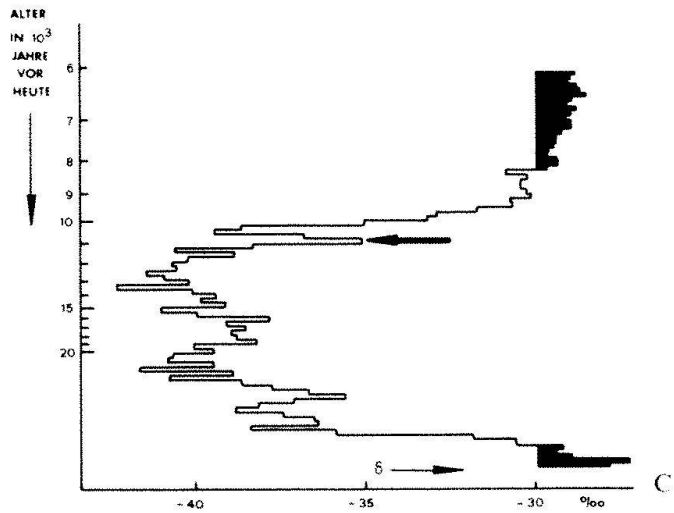


Abb. 2. a) $\delta^{18}O$-Profil durch die Eiskappe von Grönland bei Camp Century und b) Ausschnitt aus demselben Profil (Quelle: Dansgaard et al., 1971). Im Ausschnitt c) wird dem Allerød ein anderer Bereich im Profil (Pfeil) zugeordnet (Quelle: Hammer et al. 1978).

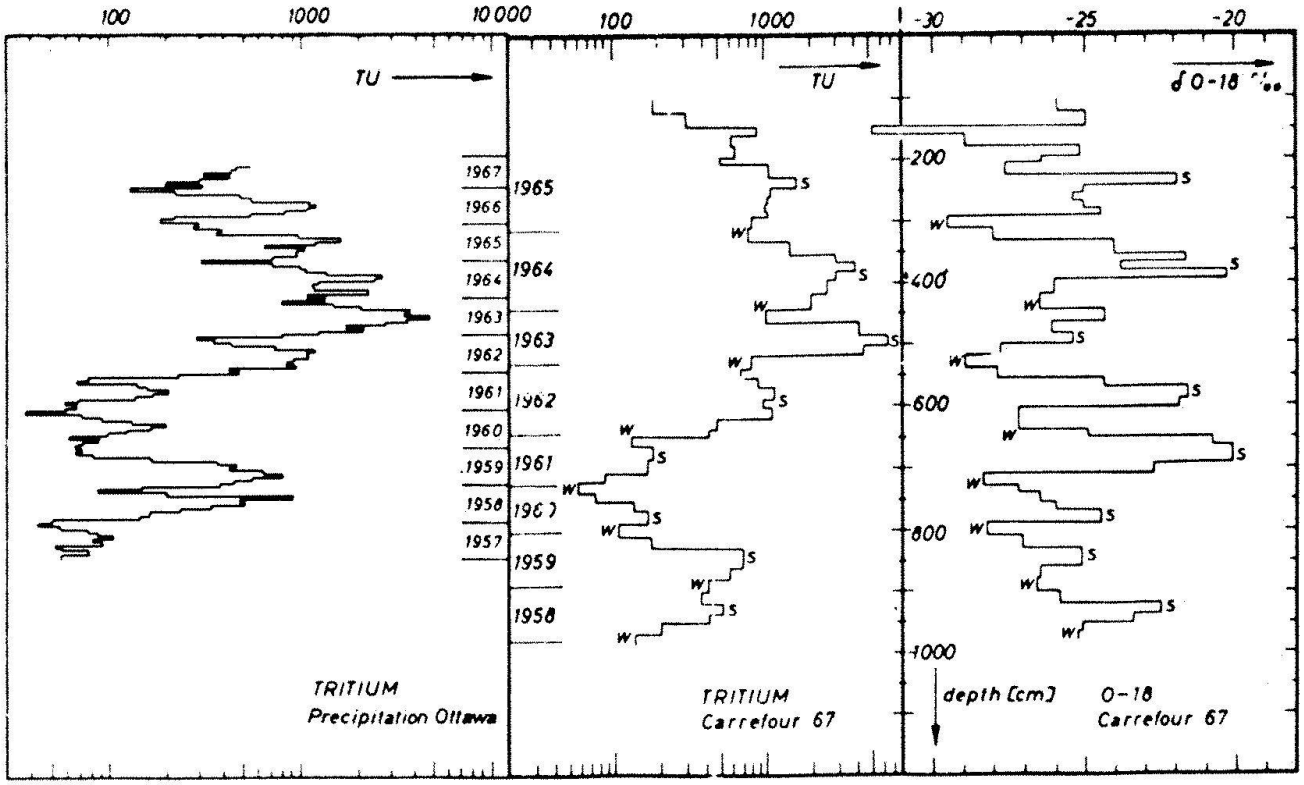


Abb. 3. Linker Abschnitt: Tritiumkonzentration im Niederschlag von Ottawa. Mitte und rechter Abschnitt: Tritium und $\delta^{18}O$-Profil aus Carrefour/Grönland. Mit W und S sind die Winter-, resp. Sommerhorizonte gekennzeichnet (Quelle: Ambach und Dansgaard 1970).

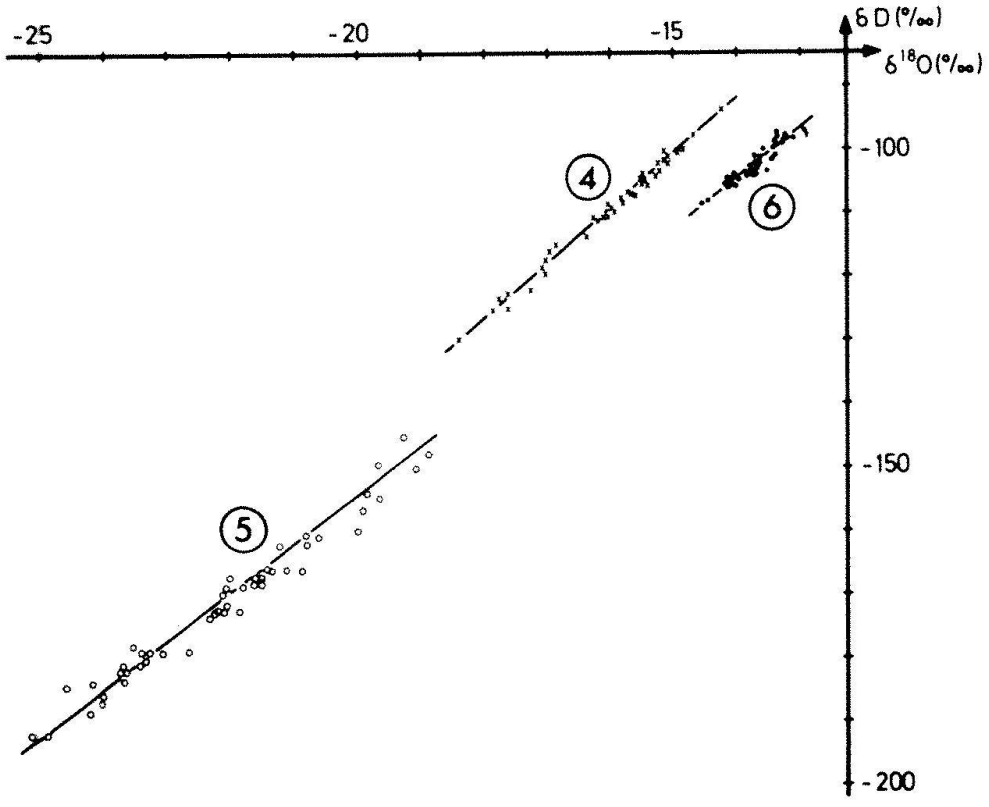


Abb. 4. δD-$\delta^{18}O$-Relationen räumlich verteilter Einzelproben von 3 Schneeniederschlägen (Quelle: Stichler und Herrmann 1978).



Abb. 5. Tritiumprofil Colle Gnifetti. Core 1976. Die Tritiumwerte sind auf 1976 bezogen. Die mittlere Akkumulation pro Jahr liegt zwischen 30 und 35 cm Wasseräquivalent.

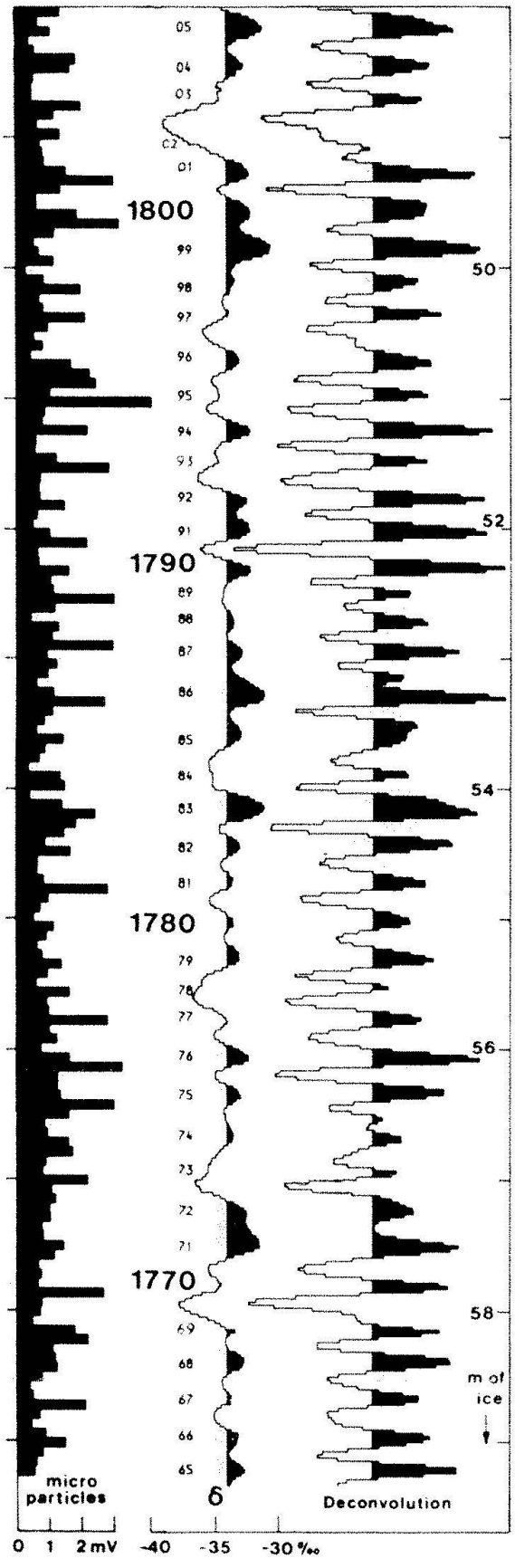
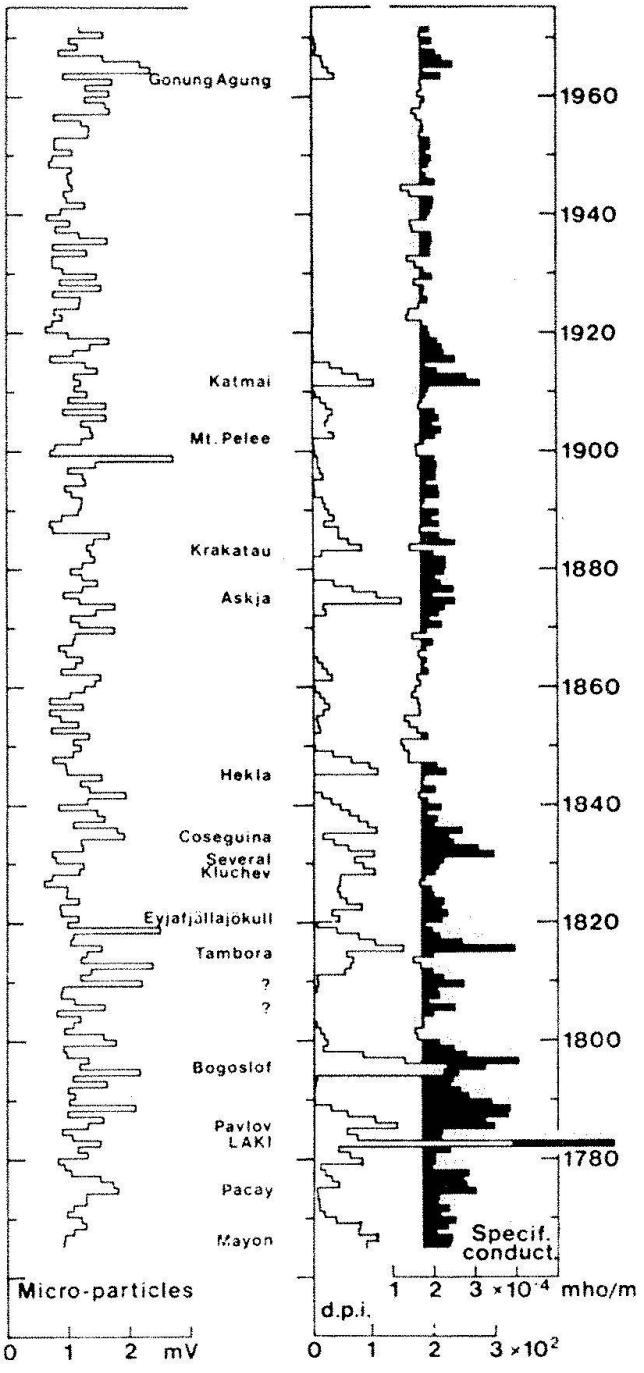


Abb. 6. Profile von Mikropartikeln und $\delta^{18}O$ (a) bzw. von Mikropartikeln und Leitfähigkeit (b) von der Station Crete/Grönland (Quelle: Hammer et al. 1978).



gilt, wie Abbildung 6a (Hammer et al. 1978) zeigt, für die Mikropartikel, die in dieser Abbildung mit gemessenem $\delta^{18}O$ verglichen werden. Die jahreszeitlichen Schwankungen sind bei den Mikropartikeln wegen der kaum vorhandenen Diffusion viel weniger verwischt. Durch ein für die Diffusion korrigierendes Entfaltungsverfahren können die ursprünglichen ^{18}O-Schwankungen in gewissen Grenzen rekonstruiert werden (Profil rechts). Der Vergleich mit den Partikelgehalten gestattet es, im Zweifelsfall zu entscheiden, ob ein oder zwei ^{18}O-Zyklen vorliegen.

Eine grosse Bedeutung für das Klimageschehen wird der Belastung der Atmosphäre mit Vulkanstaub zugemessen. C. Hammer (Hammer et al. 1978) verglich in der Zeitspanne 1870–1972 historische Angaben über Vulkanausbrüche mit Konzentrationen an Verunreinigungen in einem Eisbohrkern von der Station Crête in Grönland. In Abbildung 6b wird ein Index für vulkanische Verunreinigungen in hohen Breiten, hergeleitet aus dem Vulkanstaubproduktionsindex von Lamb (1970), verglichen mit der spezifischen Leitfähigkeit der geschmolzenen Proben und der Konzentration unlöslicher Mikropartikel. Überzeugend ist die Korrelation mit der spezifischen Leitfähigkeit, die wohl durch grosse Anteile von Schwefelverbindungen in Perioden starker vulkanischer Aktivität erhöht ist; die Mikropartikel zeigen kaum eine Korrelation.

Die unmittelbarste Information über die Geschichte unserer Atmosphäre liefern die Gase im Eis. In Gegenden, wo die Temperaturen weit unter 0 °C liegen, erfolgt die Bildung von Eis aus Schnee durch Sinterung (Stauffer 1980). Die eingeschlossene Luftmenge ist bestimmt durch Porenvolumen, Druck und Temperatur. Wäre das Porenvolumen streng konstant, entsprächen Messungen des Totalgasgehalts des Eises einer Druck-, resp. Temperaturmessung während des Firn-Eis-Übergangs. Messungen von Raynaud (Raynaud und Lorius 1977) ergaben, dass sich der Gasgehalt des Camp Century beim Übergang Eiszeit–Nacheiszeit von 0,102 cm^3/g Eis auf 0,117 cm^3/g Eis ändert. Falls dieser Sprung des Gasgehalts als ein Absinken des Akkumulationsgebietes interpretiert wird, und falls Temperaturkorrekturen vorgenommen werden und berücksichtigt wird, dass älteres Eis von höher gelegenen Akkumulationsgebieten stammt, ergibt sich eine Änderung um ca. 600 m.

Abbildung 7 aus Berner et al. 1978 zeigt, dass der Gasgehalt des Camp-Century-Eisbohrkerns einen jahreszeitlichen Gang, in Antikorrelation mit der geschätzten Kristallgrösse aufweist. Diese Zeitreihe weist darauf hin, dass das Konzept einer konstanten Porosität des Eises wohl kaum universelle Gültigkeit hat und dass neben Druck und Temperatur auch andere Parameter wesentlichen Einfluss auf den Gasgehalt von Eisbohrkernen haben. Darüber hinaus ist die Kenntnis über den Einschlussmechanismus von Gaskomponenten in Schnee oder Eiskristallen beim Niederschlag noch sehr unvollständig: Während gelöste Gase in Wassertropfen sehr schnell mit der Gasphase austauschen, könnten wachsende Eiskristalle in irreversibler Weise alle an ihrer Oberfläche adsorbierten Gase einbauen (Junge 1977).

Besondere Bedeutung haben Gaskomponenten in der Datierung (^{39}Ar, ^{14}C im CO_2) erlangt. Darüber hinaus interessiert die Geschichte des CO_2 in steigendem Masse. Auf beides wird weiter unten näher eingegangen. Reaktive Gase wie SO_2, NH_3, NO_2 oder organische Dämpfe sind weitgehend an Aerosole gebunden und können unter anderem über die Entwicklung der durch die Industrialisierung verursachten Umweltbelastung Auskunft geben. Die Messungen von Ar-, O_2-, N_2-Verhältnissen liefern wertvolle Information über die Hydrologie von temperierten Gletschern (Berner et al. 1977). Aufgrund des Vergleichs von gemessenen und berechneten Gasgehalten konnte am Griesgletscher der mittlere Wasserfluss durch das intergranulare Kanalsystem auf 0,02–0,04 m Wasseräquivalent pro Jahr geschätzt werden. CH_4-Gehalte (Ehhalt 1979) wie auch das $^3He/^4He$-Verhältnis wären weitere wertvolle biologische und geophysikalische Parameter. Messungen liegen bis heute leider nicht vor.

Die Datierung kann bei Bohrkernen aus kalten Akkumulationsgebieten aufgrund des Abzählens von Jahresschichten erfolgen ($\delta^{18}O$, eventuell gelöste Stoffe, klassische Stratigraphie). Bei Jahresniederschlägen von weniger als 20 cm Wasseräquivalent oder in grossen Tiefen müssen Modelle für die Diffusion der Information oder das Fliessverhalten des Eises die Datierung unterstützen. Ist die Akkumulation jedoch stark durch Windverfrachtung gestört, wie beispielsweise in den Alpen oder in Teilen der Antarktis, erfolgt die Datierung in erster Linie durch die Messung radioaktiver Isotope. Dasselbe gilt für Eis aus den Ablationszonen der Gletscher und der Eiskappen. Erschwerend bei temperierten Gletschern ist das Verschleppen von radioaktiven Bezugshorizonten durch perkolierendes Schmelzwasser (Schotterer et al. 1977). Als Datierungsbeispiele seien erwähnt: ^{14}C-Messungen an dem im Eis eingeschlossenen CO_2 ergaben im Tuto-Tunnel (Thule, Grönland) Alter zwischen

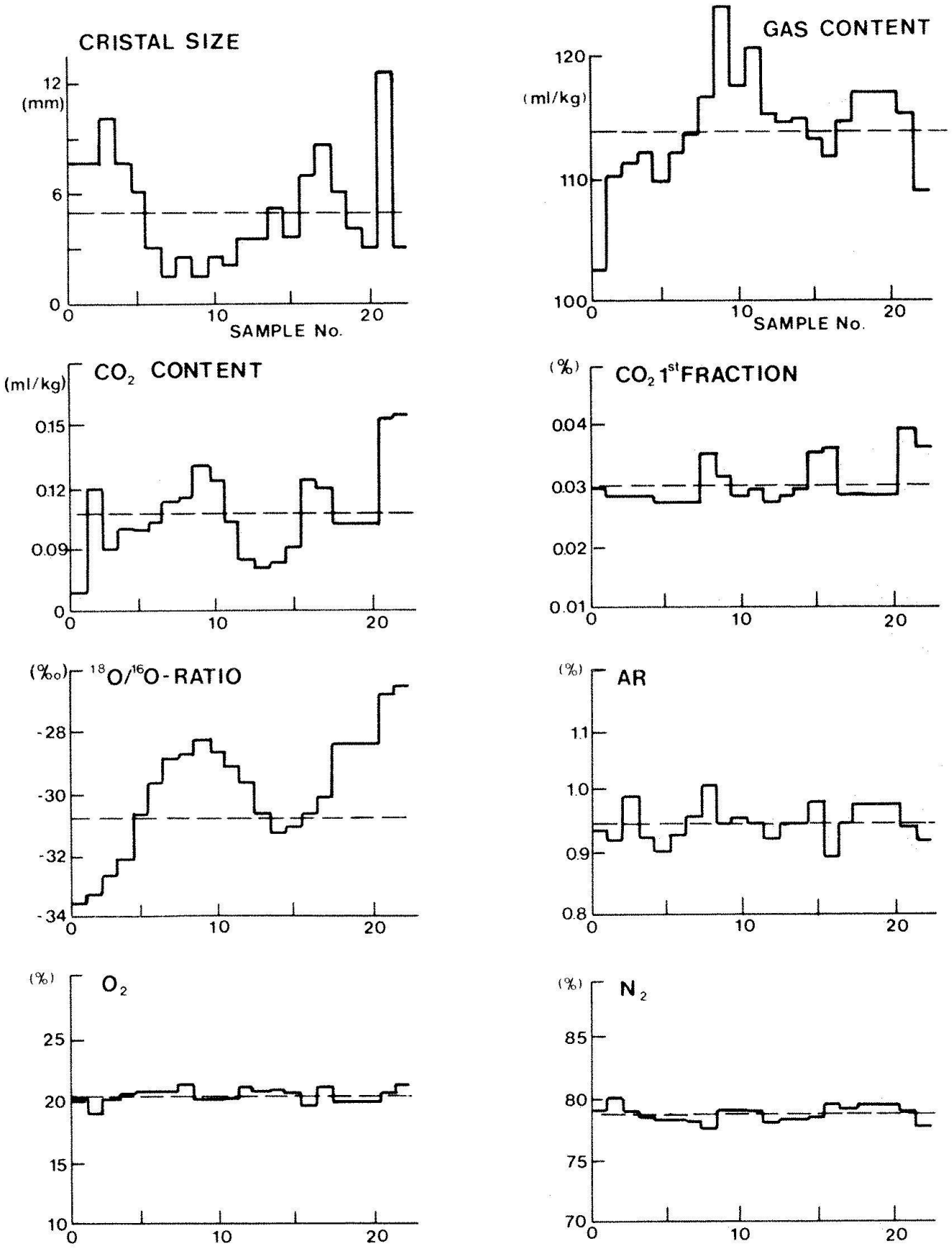
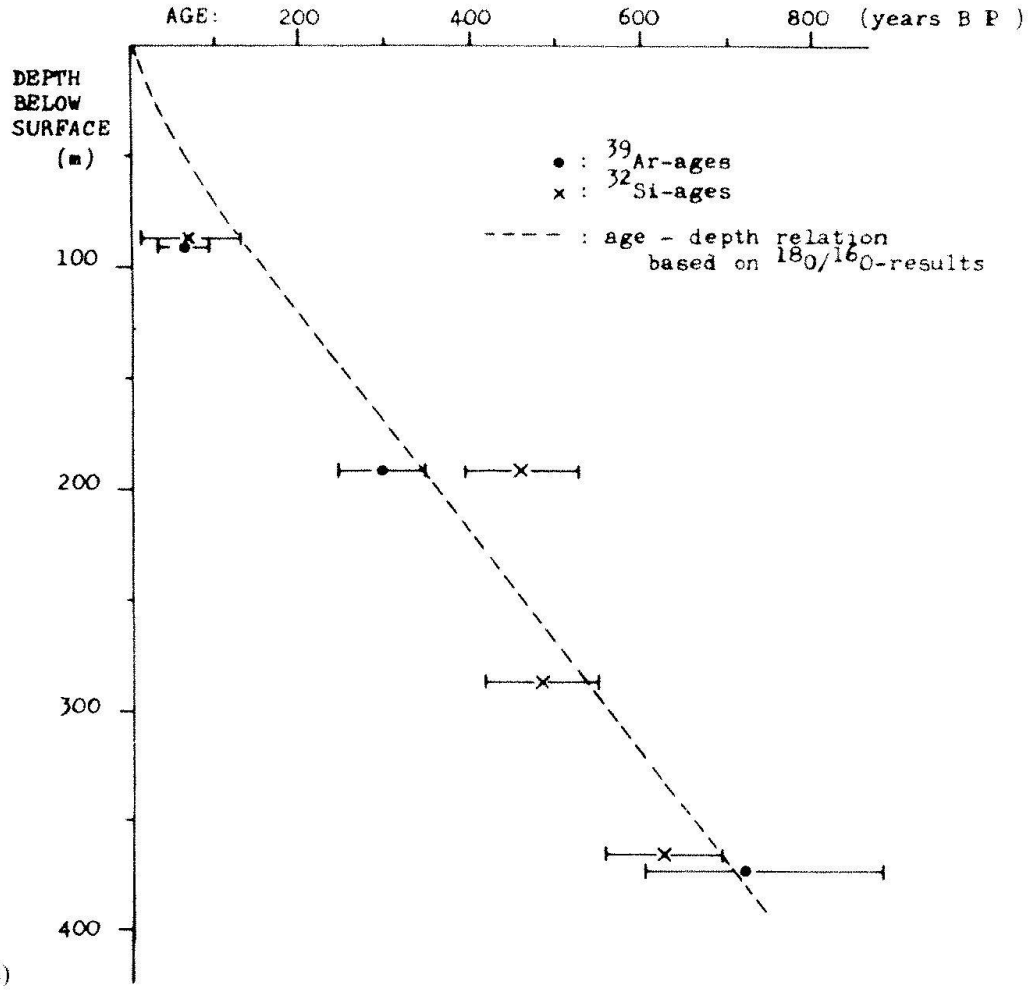


Abb. 7. Zeitreihen von physikalischen Eigenschaften, gemessen an einem Teilstück des Camp-Century-Bohrkernes zwischen 90,2 und 90,9 m Tiefe.



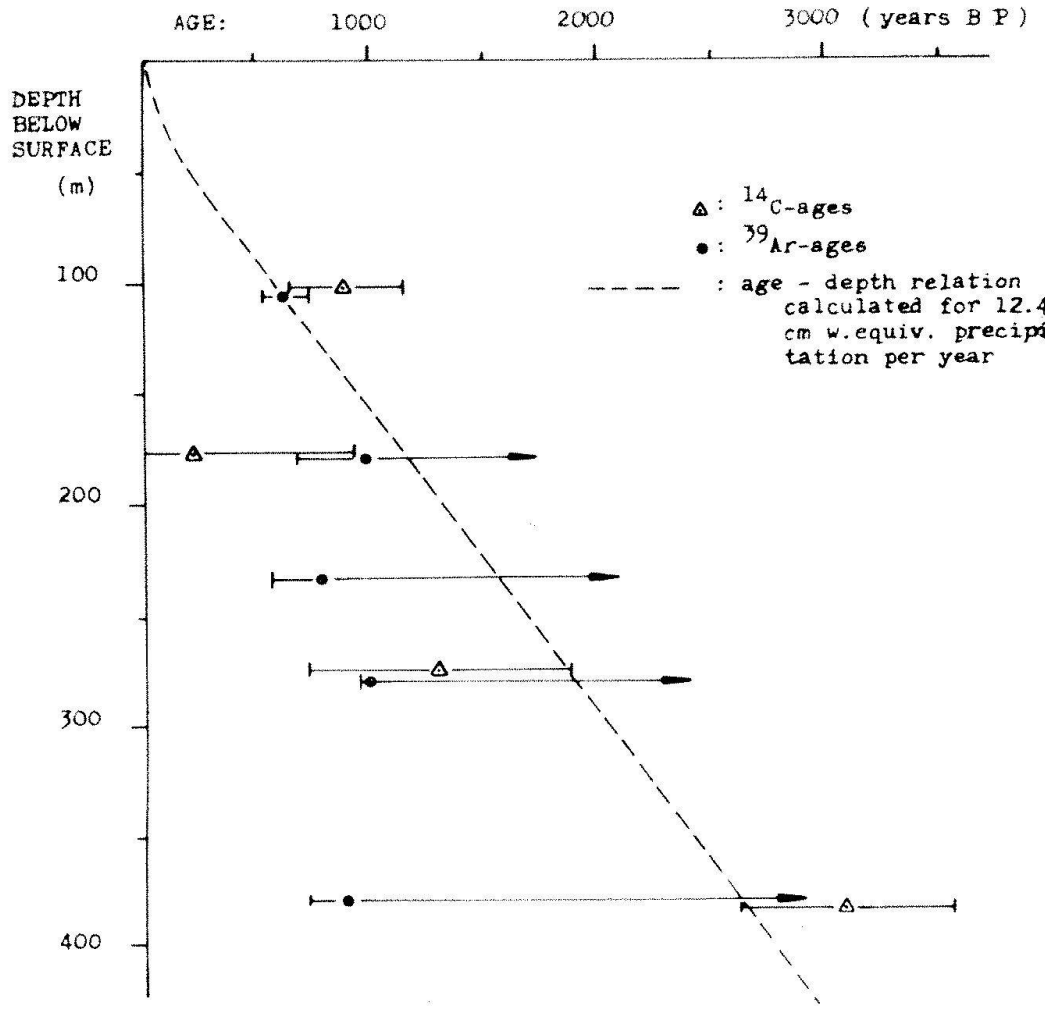
a Byrd Station (Antarktis)

Abb. 8. ^{39}Ar-Alter vom Eis, verglichen mit anderen Datierungsmethoden (Quelle: Oeschger et al. 1977b).

2700 und 6000 Jahren (Oeschger et al. 1966). Auf Byrd Station und ebenfalls in Grönland wurden mit der In-situ-Extraktionstechnik Argonproben entnommen. Um die von Loosli (1979) entwickelte ^{39}Ar-Datierungsmethode zu überprüfen, werden in Abbildung 8 die ^{39}Ar-Alter mit Zeitskalen verglichen, die aus anderen Datierungen genommen wurden. Die Übereinstimmung ist sehr befriedigend. Dass in 8b der ^{39}Ar-Altersverlauf im Gegensatz zum δ^{18}O nicht durch den Nullpunkt geht, erklärt sich dadurch, dass der endgültige Gaseinschluss (Firn-Eis-Übergang) in Dye 3 in einer Tiefe von etwa 70 m erfolgt. Erst in diesem Moment beginnt die radioaktive Uhr zu laufen. Bei etwa 1000 Jahren ist für ^{39}Ar mit der heutigen Messtechnik die Nachweisgrenze erreicht. Der Grund, warum dieses Isotop der nuklearen Geophysik so lange nach dem ^{14}C und dem ^{3}H erschlossen wurde, ist in der geringen spezifischen Aktivität von 0,1 Zerfällen pro Minute und Liter Argon und in den grossen Mengen Eis, resp. Wasser, aus denen das Argon für die Radioaktivitätsmessung abgetrennt werden muss, begründet. Einen Überblick über radioaktive Datierungsmethoden gibt die Tabelle 2.

Neue analytische Methoden

Die ausgeprägte Wärmeschwankung Allerød am Ende der letzten Eiszeit wird im δ^{18}O-Profil vom Camp Century (Dansgaard et al. 1971) für Werte vermutet, die von den heutigen nicht stark abweichen. In einer neueren Publikation wird das Allerød in demselben Profil mit dem starken positiven δ^{18}O-Ausschlag (von $^{18}O = -41$ auf -35) identifiziert (Hammer et al. 1978). Derartige Unsicherheiten könnten durch präzise ^{14}C-Messungen am Bohrkernmaterial beseitigt werden, wozu die methodischen Möglichkeiten leider nicht ausreichen. Für die Messung von ^{14}C in CO_2, ^{39}Ar in Ar oder ^{53}Mn in



b Dye 3 (Grönland)

Tab. 2. Radioaktive Isotope zur Datierung von kaltem Firn und Eis.

Isotop	Halbwert-zeit Jahre	Produktion *natürlich:* durch kosm. Strahlung, *künstlich:* durch menschliche Tätigkeit	Datierbarer Altersbereich	wird angewandt	Information/besondere Eigenschaften
^{3}H	12,26	n, k	k bis 1953 n bis ~ 1890	ja selten	k: Wasserdampftransport, Hemisphären-austausch; jahreszeitl. Gang der Konzentr. n: Kurzfristige Produktionsschwankungen, Zusammenhang mit Sonnenaktivität (Sonnenflecken, Flares)
^{90}Sr ^{137}Cs	28,5 30,1	k	bis 1953	ja	Aerosoltransport
^{210}Pb	22,3	n	~ 200 Jahre	ja	Luftmassentransport (kontinental-maritim)
^{39}Ar	270	n	~ 1200 Jahre	ja	Verhalten von Gasen im Firn
^{32}Si	290	n	~ 1500 Jahre	ja	Mittelfristige Produktionsschwankungen - kosmische Strahlung
^{14}C	5730	n, k	500-20000 resp. 50000 (s. Seite 8)	ja	Mittel- bis langfristige Produktionsschwankungen - kosm. Strahlung, Erdmagnetfeld
^{81}Kr*	$2{,}1\times10^{5}$	n	$5.\times10^{4}$–10^{6}	nein	Langfristige Produktionsschwankungen - kosm. Strahlung, Erdmagnetfeld
^{36}Cl*	$3{,}1\times10^{5}$	n		vereinzelt	
^{10}Be*	$1{,}6\times10^{6}$	n	$5.\times10^{5}$–einige 10^{6}	vereinzelt	Bei ^{53}Mn zusätzlich Identifikation von kosmischem Staub
^{53}Mn*	$3{,}7\times10^{6}$	n	?	vereinzelt	

*) Der datierbare Altersbereich hängt von der angewandten Messtechnik ab (s. Seite 8). Darüberhinaus sind Parallelmessungen von 2 verschiedenen Isotopen sinnvoll, da ein Isotop allein aufgrund seiner Produktionsschwankung schwer interpretierbare Resultate liefern kann.

kosmischem Staub beispielsweise wären Eismengen von mehreren Tonnen erforderlich.
In den letzten Jahren wurden auf dem Gebiet des Nachweises von Isotopen geringster Häufigkeit und von kleinsten Spuren von Elementen entscheidende Durchbrüche erzielt. Am Lawrence Radiocarbon Laboratory (Muller 1977) in Berkeley und am Institute for Nuclear Structure in Rochester (Bennett et al. 1977) gelang es, eine sich auf Schwerionenbeschleuniger abstützende Massenspektrometrie aufzubauen, die es gestattet, Isotopenhäufigkeiten von 10^{-16} nachzuweisen, verglichen z.B. mit $^{14}C/^{12}C \sim 10^{-12}$ in rezentem austauschendem Kohlenstoff. Dies bedeutet, dass die Messung von ^{14}C nicht mehr über die Registrierung der radioaktiven Zerfälle zu erfolgen hat. Infolge der langen Halbwertszeit wird bei ^{14}C-Radioaktivitätsmessungen nur etwa jedes millionste in der Probe vorhandene ^{14}C-Atom registriert. Bei der neuen Methode hofft man, Ausbeuten von einem Promille bis zu einigen Prozent zu erreichen. Diese Empfindlichkeitssteigerung bedeutet, dass für eine Messung nicht mehr das in mehreren Tonnen enthaltene CO_2 extrahiert werden muss, sondern dass schon wenige ml CO_2 genügen, wie sie in ca. 30 kg Eis enthalten sind. Neben ^{14}C werden aber auch Messungen anderer Produkte der kosmischen Strahlung, wie ^{10}Be, ^{26}Al, ^{32}Si und ^{36}Cl an Proben von der Grössenordnung 30 kg Eis ermöglicht. Auf die Bedeutung derartiger Analysen wird später eingegangen. Als vielleicht empfindlichste und einfachste Methode, ^{14}C in kleinen Proben nachzuweisen, entwickelt sich möglicherweise die Resonanzionisation im Proportionalzählrohr. Dabei werden durch 2 Photonen geeigneter Wellenlänge isotopenspezifisch diejenigen Moleküle angeregt, die ^{14}C enthalten. Darüber hinaus ermöglicht Laser-I.R.-Absorptionsspektroskopie (Lehmann 1979) schon heute CO_2-Messungen an Proben von 1 cm^3 Eis. Grundsätzlich besitzt man heute genügend empfindliche Methoden, um an kleinsten Mengen Luft – wie sie etwa in einer Gasblase im Eis enthalten ist – CO_2 zu messen. Ausserdem ist die Methode, die in Bern entwickelt wird, isotopenselektiv, ergibt jedoch noch nicht die gewünschte Präzision (0,1‰ für $^{13}C/^{12}C$ und $^{18}O/^{16}O$ an CO_2, resp. 0,1‰ für $^{18}O/^{16}O$ und 1‰ für $^{2}H/^{1}H$ an Wasserdampf).

Lässt sich die CO_2-Geschichte der Atmosphäre durch CO_2-Messungen an Eisbohrkernen rekonstruieren?

Messungen des CO_2-Gehalts der Atmosphäre, die an mehreren Orten der Erdoberfläche durchgeführt wurden, ergeben für die letzten 20 Jahre einen Anstieg von ca. 6%, verglichen mit einer Produktion von CO_2 als Folge der Fossilenergienutzung, die in dieser Periode etwa 10% der atmosphärischen Konzentration ausmacht. Unsicherheit herrscht bezüglich der vorindustriellen CO_2-Konzentration, da systematische Messreihen von Orten ohne starke Lokaleffekte erst seit 1958 vorliegen. Die uneingeschränkte Nutzung der Reserven an Erdgas, Erdöl und Kohle könnte schon vor der Mitte des nächsten Jahrhunderts zu einer Verdoppelung des atmosphärischen CO_2-Gehalts mit signifikanten klimatischen Veränderungen führen (Siegenthaler und Oeschger 1978). In diesem Zusammenhang stellen sich die Fragen, wie gross der vorindustrielle CO_2-Gehalt war und ob sich in der Vergangenheit erhebliche natürliche Schwankungen zeigten, dies evtl. im Zusammenhang mit klimatischen Veränderungen.
Immer wieder haben Forscher versucht, die Geschichte des atmosphärischen CO_2 aufgrund der Analyse von Eisbohrkernen zu rekonstruieren (Scholander et al. 1961). Wohl gibt es indirekte Methoden (bei Veränderung der totalen Biomasse ändert sich das $^{13}C/^{12}C$-Verhältnis im atmosphärischen CO_2), aber die direkte Messung der Geschichte des CO_2/N_2-Verhältnisses ist nur an einem System möglich, das Proben aus diesen beiden Atmosphärenkomponenten entnimmt und in zeitlicher Abfolge speichert.
Bisherige Messungen der CO_2-Konzentration in Eis zeigen starke Variationen (Faktoren 2 bis 5). Die CO_2/N_2-Verhältnisse sind in der Regel bis zu einem Faktor 10 höher als in der Luft heutiger Zusammensetzung. Es scheint, als ob Mechanismen bei der Niederschlagsbildung und der Metamorphose von Schnee zu Eis die beiden Atmosphärenkomponenten unterschiedlich beeinflussen und mögliche natürliche Schwankungen völlig maskieren. In Anbetracht der Bedeutung, die die Fragestellung im Zusammenhang mit dem Problem des fossilen CO_2 erhält, ist es angebracht, sie neu aufzugreifen. Hoffnung versprechen detaillierte Analysen und der

Vergleich mit andern Parametern. Selbst wenn die Rekonstruktion der CO_2-Geschichte nur in beschränktem Mass gelingt, sind von CO_2-Profilen wichtige Informationen über Prozesse bei der Niederschlagsbildung und der Entstehung von Eis zu erwarten.
Im Eis der Gletscher und Polarkappen sind zweierlei Arten von CO_2-Proben enthalten (Abb. 7). Einerseits findet sich CO_2 schon in Schneeflocken, und zwar im Mittel in Konzentrationen von 0,05 ml/kg, die wesentlich unter denjenigen liegen, die man für Lösung in unterkühltem Wasser bei CO_2-Drucken in Wolkenhöhe berechnet. Der Einschluss von CO_2 erfolgt zusammen mit Luft beim Übergang Firn-Eis.
CO_2-Messungen, die zusammen mit andern Parametern an einem etwa 2 Jahre umfassenden Eisbohrkernstück von Camp Century, Grönland, durchgeführt wurden, ergaben für den CO_2-Totalgehalt starke jahreszeitliche Schwankungen, die wohl nur zu einem geringen Teil als saisonale Schwankungen des CO_2-Gehaltes erklärt werden können (Abb. 7). Ausschlaggebend ist wahrscheinlich die saisonal bedingte unterschiedliche Gewichtung der Mechanismen bei der Bildung der Schneeflocken (Gefrieren unterkühlter Wassertröpfchen, bzw. das Wachsen der Kristalle durch direkte Anlagerung der Wassermoleküle). Messungen der ersten während des Schmelzvorganges abgepumpten Gasfraktionen geben weitgehend die Gaszusammensetzung der Blasen wieder und zeigen deutlich geringere CO_2-Schwankungen. Die niedrigsten Werte der CO_2-Konzentration liegen bei 270 bis 300 ppm, also nahe bei der mutmasslichen vorindustriellen Konzentration. Messungen an Gasproben, die durch Zertrümmerung, ohne Schmelzen des Bohrkernstücks, erhalten wurden, bestätigen die Interpretation der ersten Gasfraktion als repräsentativ für die Zusammensetzung der in den Blasen enthaltenen Gase. Es ist geplant, derartige Messungen systematisch an Bohrkernen aus den Alpen und aus Grönland durchzuführen. Es sind kaum direkte Antworten zu erwarten; die Interpretation hat die physikalischen Prozesse, die sich bei der Schneebildung, der Metamorphose von Schnee zu Eis, wie auch nach Eisbildung abspielen, zu berücksichtigen (Stauffer und Berner 1978).
Inzwischen wurden am Physikalischen Institut der Universität Bern weitere CO_2-Messungen an Eis vom Camp-Century-Kern durchgeführt. Erste Resultate lassen darauf schliessen, dass der totale CO_2-Gehalt in dem Abschnitt, der die letzte Eiszeit überstreicht, etwa einen Faktor 1,5 niederiger ist als in dem bis zur Gegenwart reichenden (Berner et al., in Vorbereitung). Dieses wichtige Ergebnis wurde durch Messungen am Byrd-Station-Bohrkern weitgehend bestätigt.

Interpretation der Resultate

Nach der bisherigen Darstellung gewinnt man sicher den Eindruck, dass aufgrund der grossen Anzahl unterschiedlichster Resultate die Entzifferung der Information aus dem Eis noch wenig systematisch ist. Dieser Eindruck täuscht nicht; er ist auch nicht auf die Analyse von Eisbohrkernen beschränkt. Die wissenschaftlichen Einzeldisziplinen sind «grenzüberschreitend» geworden: Physikalische Messungen werden beispielsweise in ein geochemisches Transportmodell eingebaut und mit historischen Aufzeichnungen verglichen. Messung und Interpretation sind ausserdem in einem hohen Mass international geworden.
Wir stehen heute vor der Frage, ob sich natürliche und/oder anthropogene Klimaänderungen einstellen werden; Klimaänderungen, die für Teile der Menschheit schwerwiegende Folgen haben könnten. Es ist sicher die Aufgabe der Wissenschaft, für die Beurteilung dieser Fragen rechtzeitig optimale Modelle zur Verfügung zu stellen. Eine Analyse von Eisbohrkernen sollte modellsensitive Parameter erfassen, die eine möglichst objektive Überprüfung dieser Modelle erlauben. Die Fähigkeit dieser Modelle, das Verhalten der im Eis als Abdruck des Umweltgeschehens gespeicherter Parameter zu simulieren, ist so eine wichtige Voraussetzung zur Erfassung des Geschehens im System Atmosphäre-Biosphäre-Ozean.
Dieses System ist in Abb. 9 schematisch dargestellt. Es enthält Hinweise auf die durch die Natur vorgenommenen Markierungen, die, im Eis aufgezeichnet, Information über den zeitlichen Ablauf von Umweltvorgängen liefern. Im Vordergrund stehen die Markierungen des Wasserkreislaufs und des CO_2-Kreislaufs durch die Isotopenverhältnisse.

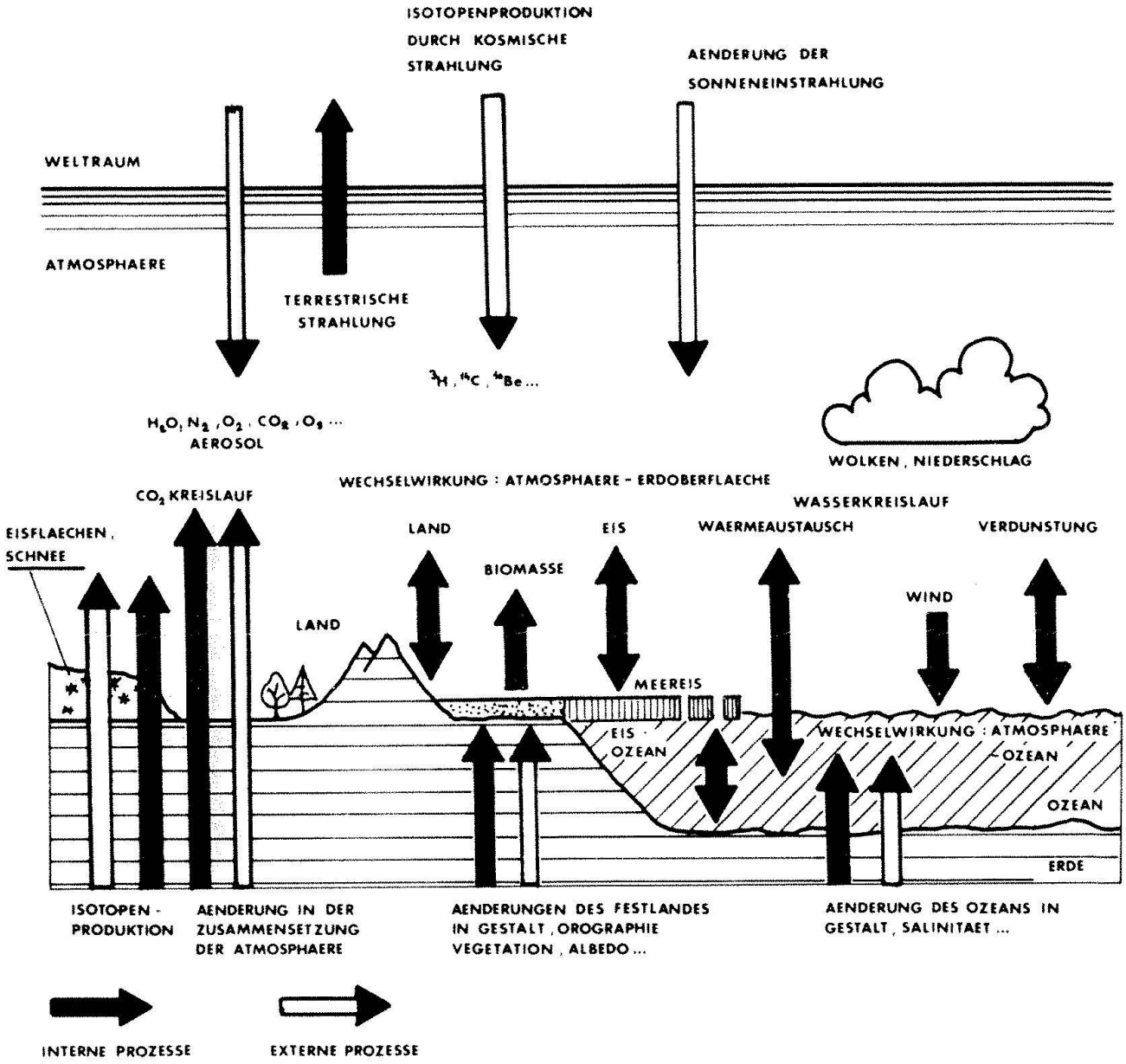


Abb. 9. Schematische Darstellung des Systems Atmosphäre-Biosphäre-Ozean. Die Pfeile charakterisieren Umweltvorgänge, die – durch die Natur markiert – das Klima der Erde beeinflussen können. Externe Prozesse werden zum Teil durch den Menschen verursacht.

Weiter interessieren die atmosphärische Zusammensetzung bezüglich Spurengasen, wasserlöslichen und -unlöslichen chemischen Stoffen.
Die Strategie der Interpretation der Information muss aus der Konfrontation mit physikalischen Modellen des Umweltgeschehens hervorgehen. Dazu eignet sich ein Ansatz für Klimamodelle 1. Ordnung (Budyko 1969, Sellers 1973). In Tabelle 3 ist ein solcher Ansatz formuliert, auchhch wird dort die Bedeutung der einzelnen Terme diskutiert.
Die Information im Eis liefert Auskunft über die folgenden Modellgrössen:

Temperatur (T(x))
Die Temperaturgeschichte der Eiskappen ist im $^{18}O/^{16}O$-Verhältnis indirekt erfasst, wobei bei der Auswertung mögliche Veränderungen des $^{18}O/^{16}O$-Verhältnisses im Wasser der Ozeanoberflächenschicht, der Zirkulationssysteme und der Höhe der polaren Eisschilder mitberücksichtigt werden müssen.

Solarkonstante Q
Die Radioisotopenproduktion in der Atmosphäre wird durch die Sonnenaktivität moduliert. Schwankungen beispielsweise der

Tab. 3. Ansatz für Klimamodelle 1. Ordnung. Energiebilanz.

$$C \cdot \frac{\partial T}{\partial t}(x) = \frac{Q}{4} Z(x) \cdot [1 - A(x)] - [A_R(\tau_g) + B_R(\tau_g) T(x)] + D_F(x) + D_L(x) + D_{oc}(x)$$

Zeitliche Änderung des Wärmeinhalts eines Breitengürtels C = Wärmekapazität einer Luftsäule der obersten Erd- und Wasserschicht (hängt von betracht. Zeitkonstanten ab) T(t) = Temperatur des Breitengürtels $x = \sin\theta$ θ = geographische Breite	Einstrahlung von kurzwelligem Sonnenlicht Q = Solarkonstante Z(x) = Zenitwinkelfaktor A(x) = Albedo	I.R.-Abstrahlung von Oberfläche des Breitengürtels $A_R(\tau_g)$ = I.R.-Abstrahlung bei 0°C $B_R(\tau_g)T(x)$ = temperaturabhängiger Anteil A_R, B_R sind Funktionen der Durchlässigkeit τ_g der Atmosphäre für I.R.-Strahlung	Zu- und Abfuhr von Wärme durch Luft und Ozean Mechanismen sind: D_F: Fühlbare Wärme (Luftmassen) D_L: Latente Wärme (H_2O-Dampf) D_{oc}: Wärmetransport durch Ozeanströmungen

Gehalte an ^{10}Be und ^{14}C reflektieren somit Schwankungen der Sonnenaktivität. Es stellt sich die Frage, ob letztere auch mit Schwankungen der Sonneneinstrahlung verknüpft sind (Eddy 1977).

Albedo (1-a(x))
Sie ist abhängig von der Eisbedeckung der Ozeane, der Oberflächenbedeckung der Kontinente (Bewachsung, Schnee- bzw. Eisbedeckung), der Wolkenbedeckung und dem Partikelgehalt der Atmosphäre (z. B. Vulkanausbrüche). Weiter oben wurde auf die Geschichte der Vulkanausbrüche als typische Information in Eisbohrkernen hingewiesen. Wichtig für den Bruchteil der Sonnenenergie, der die Erdoberfläche erreichen kann, ist sodann der O_3-Gehalt der Atmosphäre, der indirekt durch die Sonnenaktivität (über O_3-zerstörendes NO), wie auch direkt über den Ionisationsgrad der hohen Stratosphäre beeinflusst wird (Roedel, in Vorbereitung).

Durchlässigkeit der Atmosphäre für Infrarotabstrahlung
Die von der Erdoberfläche emittierte Wärmestrahlung wird in bestimmten Wellenlängenbereichen von atmosphärischen Komponenten, wie Wasserdampf, CO_2, O_3, absorbiert. Der H_2O-Gehalt der Atmosphäre hängt mit der Temperaturgeschichte zusammen. Schwankungen des CO_2-Gehaltes der Atmosphäre mögen sich auf die Strahlungsbilanz der Erde ausgewirkt haben.

Atmosphärischer Wärmetransport (D_F, D_L)
Information über die Herkunft von Luftmassen liefern unter anderem Aerosolmessungen an Eisbohrkernen, wobei Luft kontinentalen Ursprungs durch das Leitelement Aluminium, maritime Luft durch Salzkerne charakterisiert ist. Saharastaub (Haeberli 1977) oder Pollen (Vareschi 1942, Bortenschlager 1967) sind ähnliche Informationsträger. Der Transport latenter Wärme ist beispielsweise durch die Bestimmung von Akkumulationsraten in den Polargebieten gegeben. Darüber hinaus weisen anormale $^2H/^{18}O$-Verhältnisse auf kinetische Effekte bei rascher Verdunstung hin.

Ausblick: Das ^{10}Be-^{14}C-Experiment

Es ist eines der grossen wissenschaftlichen Ziele unserer Zeit, das Umwelt- und Klimageschehen soweit wie möglich zu verstehen. Der Erfolg wird wesentlich davon abhängen, ob es in absehbarer Zeit gelingt, Modellrechnungen, denen physikalische Gleichungen zugrunde liegen, mit Messreihen von Klimaparametern sinnvoll zu verknüpfen. Die Vertrauenswürdigkeit solcher Modelle hängt davon ab, inwieweit sie in der Lage sind, neben dem gegenwärtigen Klima vergangene Klimasituationen zu beschreiben. Durch die skizzierten Fortschritte in der Messtechnik sollte es in naher Zukunft gelingen, kontinuierliche ^{10}Be- und ^{14}C-Profile an Eisbohrkernen zu messen. ^{10}Be und ^{14}C werden in der Atmosphäre durch die kosmische Strahlung produziert. ^{10}Be lagert an Partikeln an und wird Monate bis wenige Jahre nach seiner Produktion mit den Niederschlägen im Eis deponiert. Wegen der geringen Aufenthaltsdauer in der Atmosphäre sollten vermutete Schwankungen der ^{10}Be-Produktion ersichtlich sein. Sie werden für den 11-Jah-

res-Zyklus der Sonne und die dazugehörige Modulation der galaktischen kosmischen Strahlung auf etwa einen Faktor 1,5, für die Modulation des 11-Jahres-Zyklus (z.B. Maunder-Minimum) auf etwa einen Faktor 1,2 geschätzt. Das in der Atmosphäre produzierte ^{14}C andererseits verbrennt zu $^{14}CO_2$ und durchmischt sich mit dem übrigen CO_2 der Atmosphäre, der Biosphäre und des Ozeans. Wegen dieses Durchmischungsprozesses und der langen Halbwertszeit sind ^{14}C-Schwankungen im CO_2 der Atmosphäre stark gedämpft: Der 11-Jahres-Zyklus besitzt nur noch eine geschätzte Amplitude von $< \sim 3‰$, die sekulären Schwankungen manifestieren sich - messbar in Baumringproben - mit Amplituden von etwa bis zu 2-3%.
Diese Schwankungen lassen sich in Baumringen wohl bis etwa 8000 Jahre vor heute rekonstruieren (Suess 1965), doch fehlt die Information über die Ereignisse während so wichtiger Phasen klimatischer Veränderungen wie beim Übergang Eiszeit-Nacheiszeit. Mit der neuen Methode liessen sich ^{10}Be-Messungen über vielleicht 100 Jahrtausende, ^{14}C-Messungen über 50 Jahrtausende an Eisbohrkernen durchführen. Die Dämpfung der ^{14}C-Schwankungen im atmosphärischen CO_2 lässt sich mittels Modellen des CO_2-Austausches im System Atmosphäre-Biosphäre-Ozean berechnen und damit die Antwort des Systems auf einen ^{14}C-Impuls formulieren: Die Funktion $R(\tau)$ gebe an, wie ein ^{14}C-Puls, der in die Atmosphäre injiziert wird, im Laufe der Zeit τ infolge Durchmischung und radioaktiven Zerfalls abklingt. Die Funktion $R(\tau)$ gestattet es, ^{14}C-Produktionsschwankungen $\{P(t)\}$, wie sie durch die ^{10}Be-Schwankungen in Eisprofilen reflektiert werden, mit den ^{14}C-Schwankungen $\{^{14}C/C(t)\}$ im CO_2 verknüpfen. Es ist

$$^{14}C/C(t) = \int_0^\infty P(t-\tau)\, R(\tau)\, d\tau$$

- $^{14}C/C(t)$ wird durch Messungen an Baumringen und Eisbohrkernen bestimmt.
- Die Produktionsschwankungen radioaktiver Isotope in der Atmosphäre P(t) werden aufgrund von ^{10}Be-Analysen an Eisbohrkernen ermittelt.
- Der Vergleich von $^{14}C/C(t)$ und P(t) gestattet die Kontrolle, ob die heutige Vorstellung der Dynamik des CO_2-Kreislaufs zutrifft und ob sich in früheren klimatischen Epochen Änderungen einstellten.

Das Studium von ^{10}Be und ^{14}C an Eisbohrkernen wird somit die Information über die Geschichte der Sonnenaktivität, des Erdmagnetismus und der Dynamik des CO_2-Zyklus liefern, wesentlicher Parameter also, die das Klima unserer Erde bestimmen.

Literatur

Ambach, W. and Dansgaard, W. 1970: Fallout and climate studies on firn cores from Carrefour, Greenland. EPSL, Vol. 8, 311-316.

Bennett, C.L., Beukens, R.P., Clover, M.R., Gove, H.E., Liebert, R.B., Litherland, A.E., Purser, K.H. und Sondheim, W.E. 1977: Radiocarbon Dating Using Electrostatic Accelerators: Negative ions provide the key. Science Vol. 198, 508-510.

Berner, W., Stauffer, B., und Oeschger, H. 1977: Dynamic glacier flow model and the production of internal meltwater. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie Bd. 13, H. 1/2, 209-217.

Berner, W., Stauffer, B., und Oeschger, H. 1978: Past atmospheric composition and climate, gas parameters measured on ice cores. Nature Vol. 275, No. 5683, 53-55.

Bortenschlager, S. 1967: Pollenanalytische Ergebnisse einer Firnprofiluntersuchung am Kesselwandferner (3240 m, Ötztal, Tirol). Mit einem Anhang «Glaziologische Interpretation des Pollenprofils Kesselwandferner» von L. Ambach und H. Eisner. Grana Palynologica 7:1, 261-276.

Bucher, P., 1977: Verschiedene Aspekte des Gasgehalts von Gletschereis. Dissertation Universität Bern.

Budyko, M.I. 1969: The effect of solar radiation variations on the climate of the earth. Tellus, Vol. 21, 611-613.

Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B. and Langway, C.C. 1971: Climatic record revealed by the Camp Century ice core. In: The Late Cenozoic Glacial Ages, Karl K. Turekian, Ed., Yale University, 1971, 37-56.

Dansgaard, W., Johnsen, S.D., Clausen, H.B., und Gundestrup, N. 1973: Stable isotope glaciology. Meddelelser om Grønland Bd. 197, Nr. 2.

Eddy, J.A. 1977: Climate and the changing sun. Climatic Change Vol. 1, 173-190.

Ehhalt, D.H. 1979: Der atmosphärische Kreislauf von Methan. Naturwissenschaften, 66. Jahrgang Heft 6, 307-311.

Haeberli, W. 1976: Eistemperaturen in den Alpen. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. XI, Heft 2, 203-220.

Haeberli, W. 1977: Sahara dust in the Alps - a short review. Appendix B in Oeschger et al. 1977 a, 206-208.

Hammer, C.U., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Gundestrup, N., Johnsen, S.J., und Reeh, N. 1978: Dating of Greenland ice cores by flow models, isotopes, volcanic debris and continental dust. Journal of Glaciology Vol. 20, No. 82, 3-26.

Herron, M.M. und Langway Jr., C.C. 1978: Dating of Ross Ice Shelf cores by chemical analysis. Paper presented at the Symposium on the dynamics of large ice masses, Ottawa, Canada, 21-25 August 1978.

Junge, C.E. 1977: Processes responsible for the trace content in precipitation. Proc. Intern. Symposium on Isotopes and Impurities in now and Ice, Grenoble 1975, IAHS Publ. No. 118, 63-77.

Lamb, H.H. 1970: Volcanic dust in the atmosphere. With a chronology and assessment of its meteorological significance. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Ser.A, Vol.266, No.1178, 425-533.

Langway, C.C. 1970: Stratigraphic analysis of a deep ice core from Greenland. The Geological Society of America, Special Paper 125.

Lehmann, B. 1979: Laser in der Geophysik. Dissertation Universität Bern.

Loosli, H.H. 1979: Eine Altersbestimmungsmethode mit Argon-39. Habilitationsschrift Universität Bern.

Muller, R.A. 1977: Radioisotope dating with a cyclotron. Science Vol. 196, 489-494.

Oeschger, H., Alder, B., Loosli, H., Langway, C.C. and Renaud, A. 1966: Radiocarbon Dating of Ice. EPSL, Vol. 1, No. 2, 49-54.

Oeschger, H., Schotterer, U., Stauffer, B., Haeberli, W., und Röthlisberger, H. 1977a: First results from alpine core drilling projects. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziologie, Bd. 13, H1/2, 193-208.

Oeschger, H., Stauffer, B., Bucher, P., und Möll, M. 1976: Extraction of trace components from large quantities of ice in bore holes. Journal of Glaciology, Vol. 17, No. 75, 117-128.

Oeschger, H., Stauffer, B., Bucher, P., und Loosli, H.H. 1977b: Extraction of gases and dissolved and particulate matter from ice in deep boreholes. Proc. Intern. Symp. on Isotopes and Impurities in Snow and Ice. Grenoble 1975, IAHS Publ. No. 118, 307-311.

Paterson, W.S.B., Koerner, R.M., Fischer, D., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Bucher, P., und Oeschger, H. 1977: An oxygen-isotope climatic record from the Devon Island ice cap, Arctic Canada. Nature Vol.266, No.5602, 508-511.

Raynaud, D. und Lorius, C. 1977: Total gas content in polar ice: rheological and climatic implications. Proc. Intern. Symp. on Isotopes and Impurities in Snow and Ice, Grenoble 1975, IAHS Publ. No. 118, 326-335.

Scholander, P.F., Hemmingsen, J.A., Coachman, L.K. und Nut, D.C. 1961: Composition of gas bubbles in Greenland icebergs. Journal of Glaciology Vol. 3, No. 24, 813-822.

Schotterer, U., Finkel, R., Oeschger, H., Siegenthaler, U., Wahlen, M., Bart, G., Gäggeler, H., und von Gunten, H.R. 1977: Isotope measurements on firn and ice cores from Alpine glaciers. Proc. Intern. Symp. on Isotopes and Impurities in Snow and Ice, Grenoble 1975, IAHS Publ. No. 118, 232-236.

Schotterer, U., Haeberli, W., Good, W., Oeschger, H. und Röthlisberger, H. 1980: Datierung von Kaltem Firn und Eis in einem Bohrkern von Colle Gnifetti, Monte Rosa. In diesem Buch.

Sellers, W.D. 1973: A new global climate model. Journ. App. Meteor., Vol.8, 241-254.

Siegenthaler, U., und Oeschger, H. 1978: Predicting future atmospheric carbon dioxide levels. Science, Vol. 199, 338-395.

Splettstoesser, J.F.ED. 1976: Ice-core drilling. Proceedings of a Symposium, University of Nebraska Lincoln, 28-30 August 1974, University of Nebraska Press.

Stauffer, B. 1980: Gase im Gletschereis. In diesem Buch.

Stichler, W., und Herrmann, A. 1978: Räumlich-zeitliche Variationen der Isotopengehalte randalpiner Niederschläge. Proceedings der 15. Internat. Tagung für Alpine Meteorologie, Grindelwald 19.-23. Sept. 1978. Veröffentlichungen der Schweiz. Meteorologischen Zentralanstalt, 271-275.

Suess, H.E. 1965: Secular variations of the cosmic-ray-produced carbon-14 in the atmosphere and their interpretations. J. Geophys. Res. Vol. 70, 5937-5962.

Vareschi, V. 1942: Die pollenanalytische Untersuchung der Gletscherbewegung. Veröffentlichungen des Geobotanischen Instituts Rübel in Zürich, 19. Heft, 144.

Anschrift der Verfasser:

Prof. Dr. Hans Oeschger
Ulrich Schotterer
Physikalisches Institut der Universität Bern
Sidlerstr. 5
CH-3012 Bern

Datierung von kaltem Firn und Eis in einem Bohrkern vom Colle Gnifetti, Monte Rosa

Ulrich Schotterer, Wilfried Haeberli, Walter Good, Hans Oeschger und Hans Röthlisberger

Zusammenfassung

Am Beispiel eines 32 m langen Bohrkernes vom Colle Gnifetti (4450 m ü. M.) werden die Möglichkeiten der Datierung von kaltem Firn und Eis in den hochgelegenen Gebieten der Alpen diskutiert. Isotopenmessungen und Eislinsenstratigraphie geben ein übereinstimmendes Bild der Akkumulationsgeschichte. Mit Strukturanalysen an Firnproben wird eine Möglichkeit untersucht, Niederschläge aus verschiedenen Jahreszeiten zu unterscheiden. Aufgrund einfacher rheologischer Überlegungen kann abgeschätzt werden, dass tiefere Bohrungen auf dem Colle Gnifetti Ablagerungen aus mehreren Jahrhunderten durchfahren könnten.

Résumé

On discute les possibilités de datation de la glace et du névé froids situés dans les régions les plus élevées des Alpes en considérant une carotte, longue de 32 m, prélevée au Colle Gnifetti (4450 m). Les mesures isotopiques et l'étude de la stratigraphie des lentilles de glace donnent une image concordante de la chronologie de l'accumulation. Par l'analyse de la structure du névé prélevé on essaie de déterminer les saisons durant lesquelles les précipitations se sont produites. Des considérations rhéologiques élémentaires laissent entrevoir la possibilité de traverser des couches vieilles de plusieurs dièces par la réalisation de forages plus profonds au Colle Gnifetti.

Einleitung

Seit 1976 werden auf dem Colle Gnifetti, Monte Rosa, Kernbohrungen durchgeführt. Zu den Hauptzielen dieser Arbeiten gehören das Studium der Akkumulationsgeschichte in hochgelegenen alpinen Firngebieten, die Untersuchung der Beziehung zwischen Isotopenverhältnissen und meteorologischen Parametern und die Rekonstruktion der Entwicklungsgeschichte atmosphärischer Spurenstoffe seit dem Beginn der industriellen Zeit (Oeschger et al. 1978). Voraussetzung für die Entzifferung der in den Firnschichten gespeicherten Information ist die Erstellung einer zuverlässigen und gut auflösenden Zeitskala. Datierungen von temperierten oder doch stark von Schmelzwasser beeinflussten alpinen Firnschichten wurden seit den ersten Versuchen auf dem Jungfraujoch im Jahre 1957 (Oeschger et al. 1962) verschiedentlich vorgenommen (z. B. Ambach und Eisner 1965, Ambach et al. 1969, Eisner 1971, Schotterer et al. 1977). Der Colle Gnifetti liegt in einer Höhe von rund 4450 m ü. M. und damit in der Rekristallisations-Infiltrationszone der Alpen (Haeberli 1976) mit stark reduziertem Schmelzwassereinfluss und deutlich negativen Firntemperaturen (Oeschger et al. 1978). Es lag deshalb nahe, zur Datierung der hier erbohrten Kerne auch Methoden zu verwenden, wie sie in polaren Gebieten erfolgreich eingesetzt worden sind (Hammer et al. 1978). Die vorliegende Arbeit diskutiert Möglichkeiten und Grenzen einiger dieser Methoden für den Fall des Colle Gnifetti und stellt die bisher erarbeitete Chronologie des Bohrkerns von 1976 dar.

Vorarbeiten

Über die zu erwartenden Akkumulationswerte (Firnzuwachs) bestanden vorerst nur Vermutungen. Vor Beginn der Bohrarbeiten wurde deshalb ein kleiner Probeschacht gegraben, um durch Isotopenanalysen erste Hinweise auf die effektiven Akkumulationswerte zu erhalten. Die entsprechenden Re-

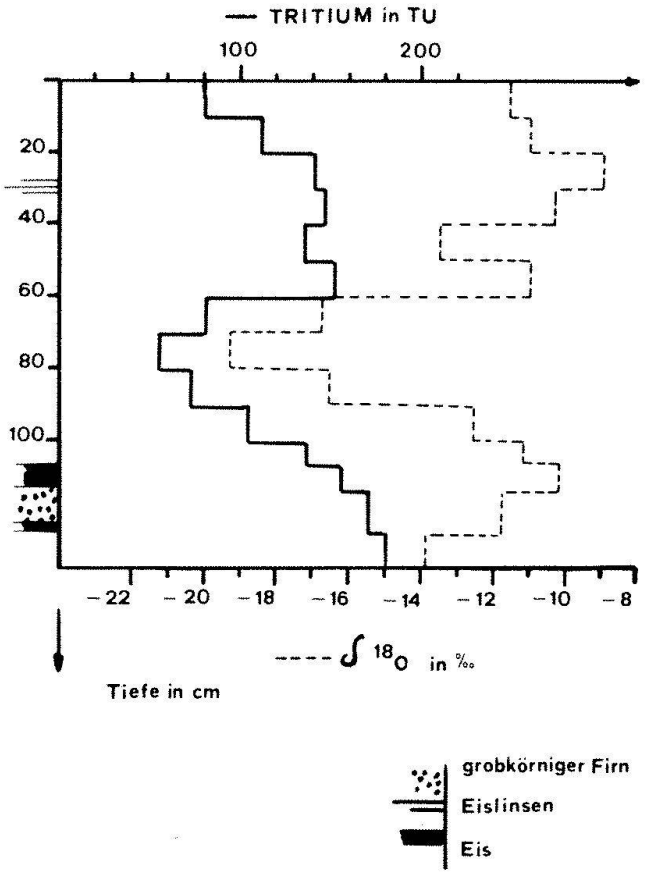


Abb. 1. Tritium- und $\delta^{18}O$-Profil im Probeschacht vom August 1976. Die beiden Maxima im $\delta^{18}O$ erscheinen kurz oberhalb, im Sinne der Ablagerung «nach» den höchsten Tritiumwerten.

sultate sind in Abbildung 1 dargestellt. Sowohl Tritium wie $\delta^{18}O$ zeigen Variationen, die dem aus direkten Niederschlagsmessungen bekannten Jahresgang entsprechen. Der Abstand der beiden im Schacht beobachteten (Sommer-)Maxima beträgt etwa 80–100 cm Schnee, resp. 30–40 cm Wasser bei einer geschätzten Dichte von 0.3 bis 0.4 g/cm³. Mit dieser kleinen jährlichen Zuwachsrate war gewährleistet, dass auch bei geringer Mächtigkeit des Firnsattels auf dem Colle Gnifetti eine Bohrung wesentliche Zeitabschnitte des 20. Jahrhunderts umfassen würde. Anfangs September des gleichen Jahres (1976) wurde durch eine Gruppe von Mitarbeitern aus dem Physikalischen Institut der Universität Bern und der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich eine erste, rund 32 m tiefe Kernbohrung auf dem Colle Gnifetti durchgeführt.

Grobstratigraphie

Die Kerne dieser Bohrung wurden an der Bohrstelle selbst gewogen, photographiert und verpackt und anschliessend in gefrorenem Zustand in das Labor des Physikalischen Instituts der Universität Bern transportiert. Im Kälteraum wurde die visuelle Stratigraphie der Bohrkerne im Maßstab 1:1 festgehalten. Dabei wurden nur Bruchstellen, Eislinsen und markante Staubschichten notiert, da für eine eingehende Feinstratigraphie (vgl. z.B. Langway 1967) vorerst zu wenig Material zur Verfügung stand und zudem die Anwendbarkeit der in polaren Regionen bewährten Prinzipien (Benson 1962) ohnehin für den extrem windbeein-

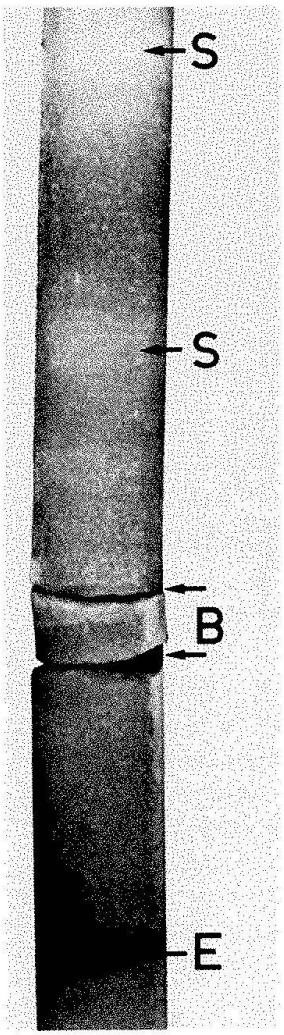


Abb. 2. Bohrkern Nr. 36 aus der 50 m tiefen Bohrung von 1977, aufgenommen im Kältelabor (Negativ). E = dünne Eislinse (wahrscheinlich aus dem Sommer 1936), B = Bruchstellen, S = Sahara-Staubschichten aus den Jahren 1936/37.

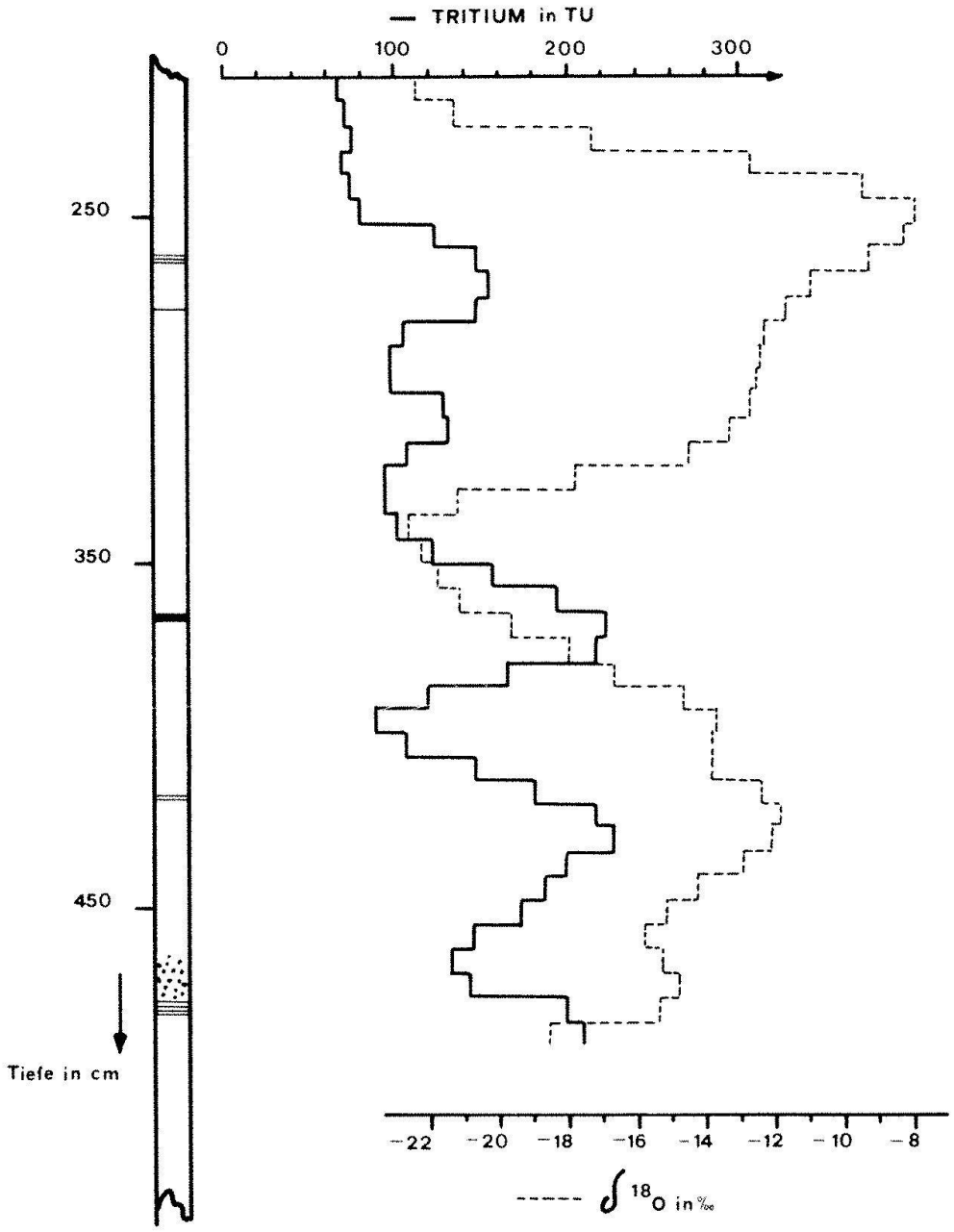


Abb. 3. Tritium- und $\delta^{18}O$-Profil im Bohrkern von 1976 zwischen 220 und 560 cm Tiefe. Die beinahe ideale Abfolge von ^{3}H- und $\delta^{18}O$-Werten aus Fig. 1 scheint hier gestört. Das $\delta^{18}O$ ist weniger aufgelöst als das Tritium, das in diesem Abschnitt offensichtlich Jahresschwankungen repräsentiert. Man beachte das Auftreten von Eislinsen unmittelbar oberhalb der Tritium-Maxima.

flussten Colle Gnifetti fragwürdig schien. Die auffälligsten Strukturen, nämlich Häufungen von Eislinsen in 16,5 und 17,5 m Tiefe wurden den speziell heissen Sommern 1947 und 1950 zugeordnet, zwei auffällige gelbliche Schichten zwischen 21 und 22 m Tiefe den häufigen Saharastaubfällen von 1936/37 (Oeschger et al. 1978). Zusammen mit der über Volumen- und Gewichtsmessungen an den Kernen bestimmten Dichtekurve konnte somit die durchschnittliche Akkumulation an der Bohrstelle auf rund 35 cm Wasserwert pro Jahr geschätzt werden. Abbildung 2 zeigt einen Abschnitt des Bohrkerns, aufgenommen mit fluoreszierendem Durchlicht (Negativ), in dem neben einer dünnen Eislinse (E) zwei Bruchstellen (B) und Saharastaubschichten aus der Zeit 1936/37 (im Negativ hell, S) zu sehen sind.

Isotopenstratigraphie

Aufgrund der geschätzten mittleren Akkumulation von 35 cm Wasserwert pro Jahr und der Dichtemessungen wurden die Bohrkerne für das weitere Vorgehen in 7–10 cm lange, zeitlich möglichst aequidistante Abschnitte zersägt. Schon erste Analysen zeigten, dass das im Profil des Probeschachtes festgestellte, nahezu ideale Abbild von Isotopenvariationen in Niederschlägen keines-

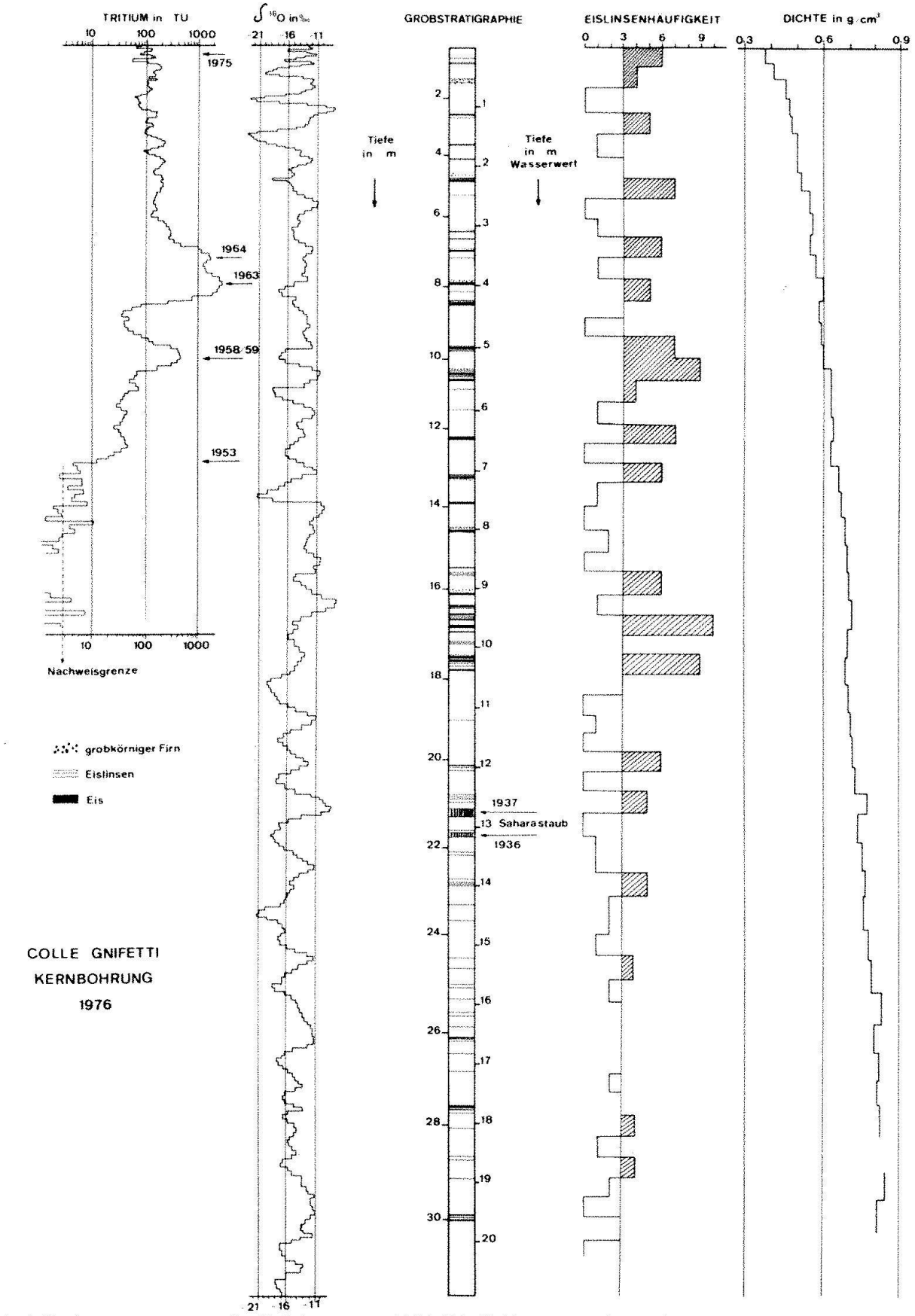


Abb. 4. Datierungsparameter des Bohrkerns von 1976. Die Tritiumwerte sind auf das Entnahmedatum (September 1976) bezogen. Den etwa 30 abzählbaren Schwankungen im $\delta^{18}0$ steht eine datierte Zeitspanne von rund 65 Jahren gegenüber. Die Zahl der Eislinsenhäufigkeit bezieht sich auf jedes am Bohrkern visuell festgestellte Schmelzereignis in einem Abschnitt von 34 cm Wasseräquivalent. Die individuelle Dicke einzelner Eislinsen ist in dieser Darstellung nicht berücksichtigt.

wegs über die ganze Länge des Bohrkerns vorhanden ist. Der Abschnitt von 220–560 cm zeigt in Abbildung 3 zwischen ^{3}H und $\delta^{18}O$ sowohl Phasenverschiebung wie auch Gegenläufigkeit. Die Maxima im $\delta^{18}O$ treten in den Niederschlägen in den Sommermonaten, im ^{3}H im späten Frühjahr auf. Im Bohrkern sollten letztere also unterhalb (=vor) dem Maximum im $\delta^{18}O$ des betreffenden «Jahres» erscheinen. Das $\delta^{18}O$ ist weitgehend temperaturbedingt (Dansgaard 1964), «warme» und «kalte» Einzelniederschläge können jedoch zu jeder Jahreszeit auftreten. In der Meteorologie bekannte Singularitäten sind beispielsweise die Eisheiligen oder das Weihnachtstauwetter.

Demgegenüber treten die höchsten ^{3}H-Werte nach dem Einbruch von Stratosphärenluft etwa zwischen April und Juni auf, da die Stratosphäre immer noch durch Kernwaffen produziertes Tritium (^{3}H) abgibt. Die heute mit der verbreiteten industriellen Anwendung verbundene Emission von Tritium verwischt allerdings zeitweilig diesen regelmässigen jahreszeitlichen Gang. Wenn zudem wesentliche Teile eines Jahresniederschlags in der Firnrücklage fehlen, was wegen des starken Windeinflusses am Colle Gnifetti nicht auszuschliessen ist, wird es schwierig, einzelne Firnschichten durch Isotopenmessungen bestimmten Jahreszeiten zuzuordnen.

Das «Abzählen» von Jahresschichten in Firn und Eis, wie es an Bohrkernen aus dem grönländischen Inlandeis angewendet wird (Hammer et al. 1978), ist am Colle Gnifetti eine fragwürdige Datierungsmethode, obwohl in einzelnen Fällen nahzu ideale Sequenzen zu beobachten sind. Wegen der starken Konzentrationsanstiege infolge von Kernwaffentests ist hingegen die Datierung der Tritiumhorizonte in 12.8 m Tiefe auf 1953/54, in 10.3 m Tiefe auf 1958/59 und in 8.3 m Tiefe auf 1962/63 gesichert.

Eine Tritiumdatierung in der Zeit vor 1953 ist wegen der geringen Konzentrationen zur Zeit messtechnisch nicht möglich. Für den zu erwartenden Altersbereich der erbohrten Firn- und Eisschichten am Colle Gnifetti ist jedoch ^{210}Pb (22.3 Jahre Halbwertzeit) eine zusätzliche Datierungshilfe (Gäggeler 1978). Erste Messungen bestätigen, dass die über den Aktivitätsabfall von ^{210}Pb mit der Tiefe ermittelte Firnzuwachsrate mit den übrigen Datierungen weitgehend übereinstimmt (s.u.). Abbildung 4 gibt eine Zusammenstellung von Datierungsparametern für die Kernbohrung 1976 auf dem Colle Gnifetti.

Eislinsenstratigraphie

Aufgrund der vorliegenden Datierung konnte nun der mittlere Firnzuwachs für die Zeitperioden 1937–1953 (36cm/Jahr), 1954–1958 (34 cm/Jahr), 1959–1962 (28 cm/Jahr) und 1963–1975 (31 cm/Jahr) bestimmt werden. Die massive Häufung von Eislinsen bei rund 17 m Tiefe – interpretiert als zweite Hälfte der 40er Jahre – bestätigte die Tendenz zu erhöhter Akkumulation in den warmen Jahren der Jahrhundertmitte. Es wurde deshalb versucht, die Feindatierung des Bohrkerns anstatt mit einer konstanten mittleren Akkumulation mit Hilfe von Beziehungen zwischen Eislinsenhäufigkeit, Lufttemperatur und Akkumulation vorzunehmen. Es wurde dabei angenommen, dass (1) durch Schmelze an der Schneeoberfläche kein Massenverlust entsteht, da das Schmelzwasser nahe der Oberfläche im kalten Schnee wieder gefriert, (2) das Ausmass der Schmelze und damit die Dicke der in den Bohrkernen beobachteten Eislinsen eine Funktion der Lufttemperatur (als «Vertreter» der Strahlung) im Sommer ist, (3) die im Sommer entstehenden Eislinsen die darunterliegende Schneedecke vor dem Abtrag durch an der Bohrstelle oft beobachtete Winderosion schützen und (4) deshalb sowohl zwischen Eislinsendicke resp. -häufigkeit und Firnzuwachs, wie auch zwischen Firnzuwachs und Lufttemperatur, resp. Lufttemperatur und Eislinsendicke Beziehungen existieren. Als Grundlagen wurden verwendet: (a) die mittlere Abweichung der Temperatur der Ablationsperiode (Mai bis September) im Durchschnitt der sieben Bergstationen Sonnblick, Vent, Zugspitze, Hohenpeissenberg, Säntis, St. Gotthard und St. Bernhard vom 100jährigen Mittel 1851–1960, nach Patzelt (1977, im weiteren als T (°C) bezeichnet), (b) die Dicke der Eislinsen nach der im Masstab 1:1 vom Bohrkern erstellten Grobstratigraphie in cm/Jahr, im weiteren als E bezeichnet, (c) die nach den Dichtekurven berechneten Wasseraequivalente (w.e.) und (d) die erwähnten Zeitmarken. Es galt also, einen

Zeitraster für den Bohrkern zu finden, innerhalb dessen dann sowohl die Eislinsendicke mit der Lufttemperatur wie auch die jährliche Akkumulation (b, cm w.e./Jahr) mit der Lufttemperatur, resp. der Eislinsendicke positiv korreliert war. Ein Vergleich von b und T aus diversen Kombinationen der gegebenen Zeitmarken ergab im Mittel die Beziehung $b = 30.41 + 7.35\ T$, wobei nur Zeitintervalle berücksichtigt sind, die mindestens 10 Jahre umfassen, und der Sommer 1947 auf eine Tiefe von 16.2 m festgelegt ist. Damit wurden nun die Firnzuwachswerte aufgrund der gegebenen T-Werte für 5-Jahresintervalle geschätzt und gleichzeitig für alle sich ergebenden 5-Jahresintervalle die totale Eislinsendicke gemessen. Da bei gleichmässiger Verteilung der Eislinsen über die Bohrkernlänge (E/Längeneinheit konstant bei T = konstant) automatisch bei grösserer Akkumulation auch die totale Eislinsendicke grösser sein müsste, wurde in der Folge die Differenz zwischen der gemessenen und der bei gleichmässiger Eislinsenverteilung zu erwartenden Eislinsendicke für alle vollständigen 5-Jahresintervalle mit T korreliert. Es stellte sich eine eindeutig positive Korrelation ($r = 0.724$, 12 stochastisch abhängige Wertepaare) mit einem krassen «Ausreisser» (Intervall 1960/61 - 1965/66) ein. Bei der plausibleren Annahme einer (theoretisch) gleichmässigen Verteilung der Eislinsen über die Zeit (E/Zeiteinheit konstant bei T = konstant) kann die gemessene Eislinsendicke direkt mit T korreliert werden ($r = 0.810$). Es konnte somit angenommen werden, dass die gewählte Zeiteinteilung den beobachteten Trends in der b/T- und E/T-Beziehung einigermassen gerecht wird. Als nächster Schritt wurden die markantesten Eislinsenanhäufungen innerhalb der nun festgelegten 5-Jahresintervalle mit den höchsten T-Werten aus den gleichen Zeitabschnitten in Beziehung gesetzt. Durch einen Vergleich zwischen dieser Eislinsendatierung und der gewählten, als sinnvoll betrachteten Zeiteinteilung konnte der Datierungsfehler auf rund ± 1 Jahr geschätzt werden. Der unterste Abschnitt der Bohrung von 1976 wird demnach dem Jahre 1911 zugeordnet. Dieses Resultat stimmt innerhalb der angegebenen Fehlergrenzen mit demjenigen der davon völlig unabhängig ermittelten ^{210}Pb-Datierung überein. Auf alle Fälle darf angenommen werden, dass die über die Eislinsenverteilung ermittelte Bohrkernchronologie der Wirklichkeit besser entspricht als eine Datierung mit einer konstanten durchschnittlichen Akkumulation, da diese den Firnzuwachs in der Mitte des 20. Jahrhunderts unter- und denjenigen in der ersten Jahrhunderthälfte überschätzt hätte.

Erste Anwendungen: Akkumulationsgeschichte und pH-Entwicklung

In Abbildung 5 sind die am Bohrkern gemessenen pH-Werte als Funktion der nun als bekannt vorausgesetzten Zeit in gleitenden dreijährigen Mitteln aufgetragen. Die pH-Messungen wurden unmittelbar nach dem Aufschmelzen in Plastikbehältern an den Proben (20–50 ml) für die ^3H- und die $\delta^{18}O$-Bestimmung gemessen, um einen ersten Überblick zu erhalten, und sollten in ihrer Genauigkeit nicht überschätzt werden. Generell scheint das pH der auf dem Colle Gnifetti abgelagerten Niederschläge seit etwa 1915 zwischen den Werten von 5.6 und 6.3 mit extremen Einzelwerten von 5.1 und 6.9 geschwankt zu haben, der Mittelwert für die Periode 1916–1965 beträgt 6.0 ± 0.2. Seit rund 1965 ist eine deutliche Tendenz zu niedrigen pH-Werten zu beobachten, was durch Messungen an Schachtproben vom Colle Gnifetti im Oktober 1979 bestätigt wird. Der Trend, der auch in direkten Messungen beobachtet wird, muss im Zusammenhang mit der stark steigenden Emission von Schwefeloxiden durch die Verbrennung fossiler Kohlenstoffe gesehen werden (Likens et al. 1979). Aktuelle Werte von Firnproben am Colle Gnifetti liegen bei pH 5 mit Einzelwerten bis hinunter auf pH 4. Eine detaillierte Analyse dieser Entwicklung wird erst möglich sein, wenn die stark streuenden Einzelmessungen durch eine differenziertere Stratigraphie zeitlich besser eingeordnet werden können und exaktere Messungen vorliegen.

In Abbildung 6 ist die Akkumulationsgeschichte auf dem Colle Gnifetti aufgrund der erwähnten Temperatur-Akkumulationsbeziehung rekonstruiert. Dargestellt sind wiederum gleitende dreijährige Mittel, da die benützte Beziehung wohl nur generelle

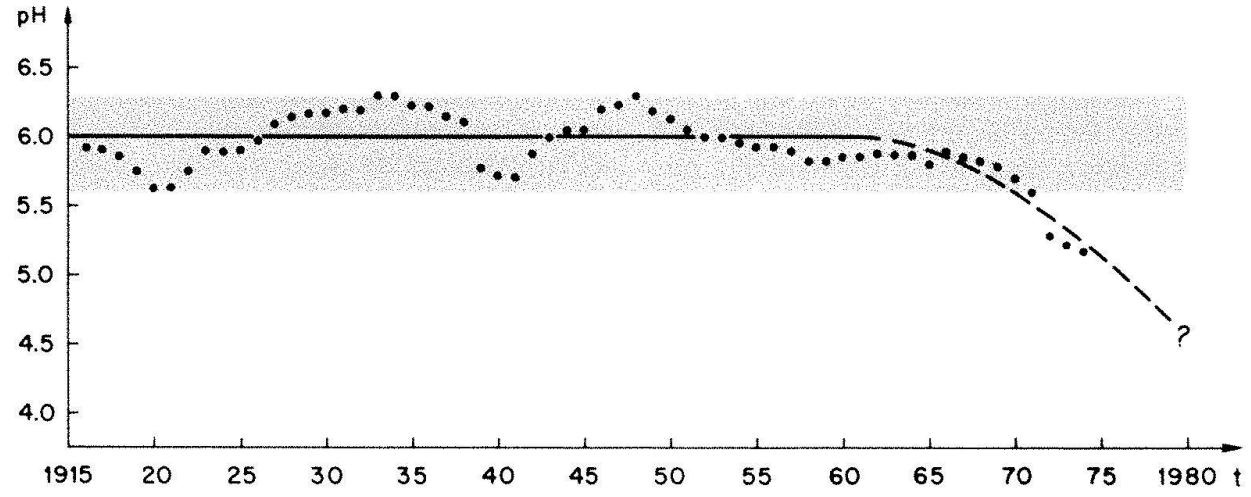


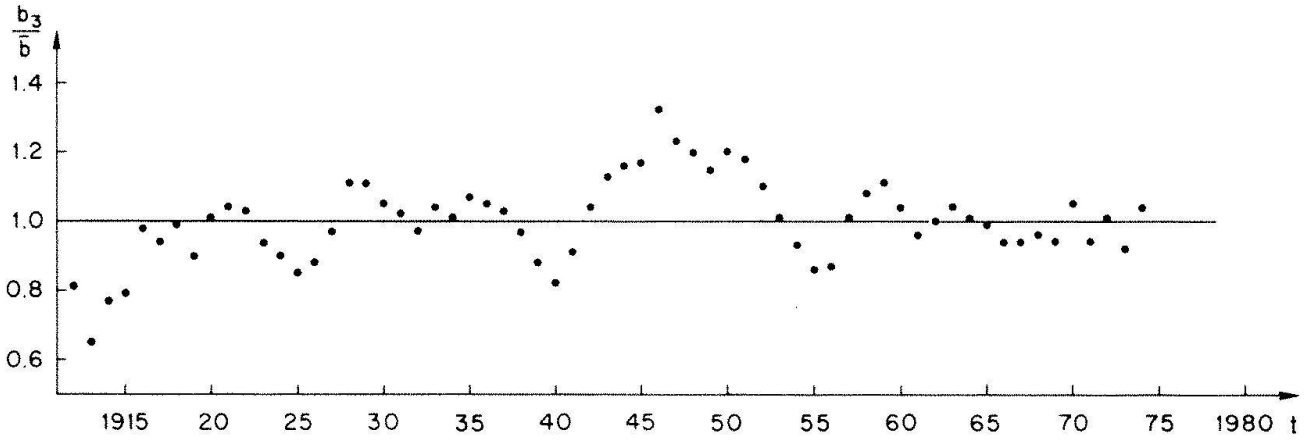
Abb. 5. pH-Werte vom Bohrkern 1976, nach der bisher erarbeiteten Datierung als Funktion der Zeit aufgetragen (gleitende 3jährige Mittel).

Trends gibt und für Einzeljahre nicht überschätzt werden sollte. Falls die Beobachtungen auf dem Colle Gnifetti auf andere hochgelegene Akkumulationsgebiete der Alpen mit kaltem Firn übertragen werden können, ergäben sich interessante Informationen über den Massenhaushalt steiler, hochgelegener Hängegletscher über rund 4000 m ü.M. In temperierten Firngebieten der Alpen ist eine negative Korrelation zwischen Sommertemperatur und Firnzuwachs bekannt (Ambach und Eisner 1967), so dass sich in kalten und temperierten Firngebieten (Pass- und Muldenlagen?) möglicherweise gegenläufige Bilanzentwicklungen abspielen. Zwei Hauptfragen stellen sich im Zusammenhang mit diesen und ähnlichen Zeitreihen, nämlich: Wie kann ein differenzierterer Zeitraster erstellt werden? Wie weit zurück lässt sich die Entwicklung anhand von Bohrkernen auf dem Colle Gnifetti rekonstruieren?

Abb. 6. Firnzuwachs (Nettomassenbilanz) am Colle Gnifetti (gleitende 3jährige Mittel, b_3) im Vergleich zum Durchschnittswert für den ganzen Bohrkern 1976 (32 cm Wasseräquivalent, b), rekonstruiert aufgrund der Beziehung $b = 30.41 + 7.35\ T$ (vgl. Text), nach der bisher erarbeiteten Datierung als Funktion der Zeit aufgetragen.

Weiterführende Arbeiten

Im Frühjahr 1978 wurden in einem Schacht bei der Bohrstelle Proben aus rund 3 Jahresschichten entnommen, um die Schneeablagerungen auf dem Colle Gnifetti detaillierter zu analysieren. In erster Linie soll bei dieser Untersuchung eine Vielzahl charakteristischer Parameter von Schneeschichten aus verschiedenen Jahreszeiten und Herkunftsgebieten bestimmt und damit für die Bohrkerne eine Art «Interpretationsschlüssel» erarbeitet werden. Neben den Analysen von



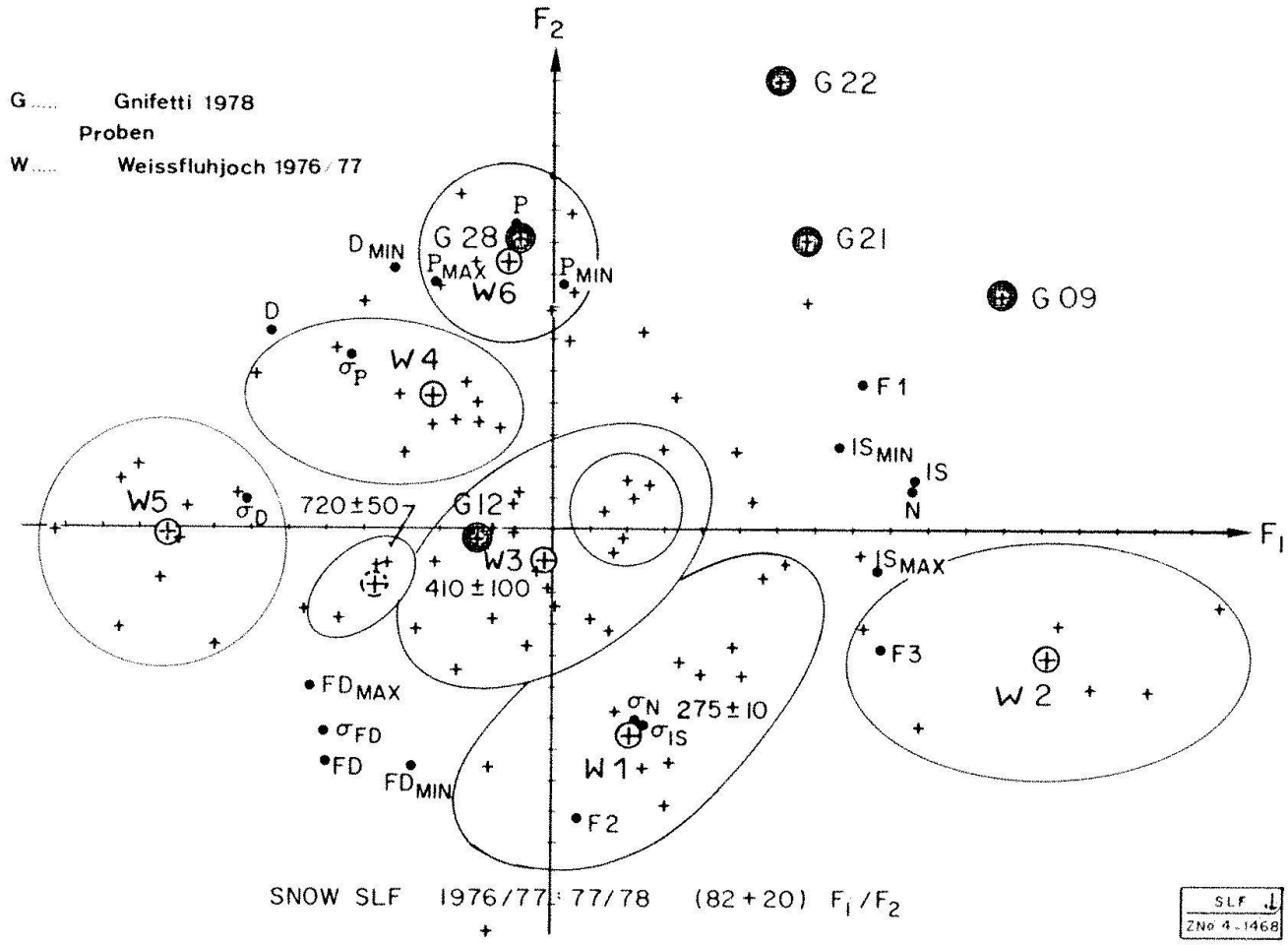


Abb. 7. Faktordarstellung von Strukturelementen einiger Gnifettiproben (G ...) im Verband mit Schneeproben vom Versuchsfeld Weissfluhjoch (W ...). F_1 und F_2 sind die Faktorenachsen, D ist die Dichte, IS und D stehen beispielsweise für die Anzahl der Randpunkte und den Durchmesser von Firn- oder Schneekörnern im Präparat.

Pollen, Isotopen, Staub, Haupt- und Spurenelementen werden auch umfassende Strukturuntersuchungen durchgeführt. Dabei werden durch Ausgiessen der Kornzwischenräume bereits ablaufende Umlagerungsvorgänge gestoppt und das Gefüge des Schnees (Firns) stabilisiert. Anschliessend wird ein Dünnschnitt der Probe mit einem Mikrophotometer automatisch abgetastet und auf 47 verschiedene Parameter analysiert, wovon 20 in einer Faktordarstellung Verwendung finden (Good 1975, 1976). Ein Beispiel mit Proben vom Colle Gnifetti ist in Abbildung 7 dargestellt. Wegen der geringen Anzahl von Proben wurden diese nicht nur unter sich, sondern im Verband mit Proben aus der natürlichen Winterschneedecke 1977/78 am Weissfluhjoch verglichen, wo Stichproben aus ein und derselben Ablagerungsschicht von Ende Dezember 1977 in Abständen von 14 Tagen entnommen, fixiert und analysiert wurden. Die strukturelle Probencharakterisierung ergibt Punktegruppierungen, deren Schwerpunkte in Abbildung 7 mit W1-W6 bezeichnet sind. Sie werden ergänzt durch die Erwartungswerte der 20 Parameter, der nicht eindeutig zuzuordnenden Individuen und der 5 Gnifettiproben (G ...). So wird ersichtlich, dass sich letztere von den Punkten, welche die Winterschneedecke charakterisieren, zum Teil deutlich abheben. In dieser Darstellung ist zudem die Bedeutung der Faktorachsen anschaulich dargestellt: Mit der F_1-Achse positiv korreliert sind zum Beispiel die Anzahl der Randpunkte (IS), mit der Achse F2 die Dichte (P) und der Durchmesser (D). G12 ordnet sich zwangslos in die Gruppe der Schneeproben, die zwischen Mitte Februar und Mitte März entnommen wurden, und G25 in die Elemente des bis Mai gealterten Schnees ein. G09, G21 und G22 bilden eine Gruppe für sich im ersten Quadranten.

Es wäre sicher verfrüht, eine Zuordnung aufgrund der strukturellen Merkmale zu wagen, da zu viele unkontrollierte Phasen in der Probenbeschaffung vorhanden sind. Hingegen ist der Abstand zwischen den einzelnen Proben im Faktorraum gross genug – alle waren denselben unkontrollierten Bedingungen ausgesetzt –, so dass wesentliche Unterschiede in der Gefügestruktur sichtbar werden und als Hilfe in der Datierung herangezogen werden können.

Für die Datierung langer Bohrkerne – im Idealfall bis hinunter auf das Felsbett – bieten sich in erster Linie rheologische Betrachtungen an. Nach einer photogrammetrischen Auswertung von Luftbildern des 6. September 1977 durch A. Flotron, Meiringen, und einer terrestrischen Vermessung durch W. Schmid, VAW, mit Kern DKM 2A und DM 501 (Distanzmessung) am 19. Oktober 1979 verschob sich die Bohrstelle im genannten Zeitraum mit einer Geschwindigkeit von rund 1.7 m pro Jahr nach Norden. Aufgrund der gemessenen Verschiebung kann in erster Näherung angenommen werden, dass die durch die Bohrstelle verlaufende Fliesslinie etwa in der Fallinie unter der Capanna Margherita (Signalkuppe-Gipfel) am Hangfuss beginnt, sich entlang der Firnscheide zur Bohrstelle hinzieht und im Bereich der Bohrstelle langsam auf den Abbruch im Osten hin abschwenkt. Eine wichtige Folgerung aus dieser Beobachtung ist, dass die Fliesslinie, die zum Bohrloch führt, offenbar senkrecht zur Hauptwindrichtung verläuft, was wohl die erstaunliche Konstanz der im Bohrfern festgestellten Akkumulation erklärt (keine Veränderungen der Luv-/Lee-Effekte entlang der Fliesslinie!). Die Länge der Fliesslinie (ca. 320 m) erlaubt eine grobe Abschätzung der minimalen Zeitspanne, welche in einem bis zum Felsuntergrund reichenden Bohrkern enthalten ist, dies unter der Voraussetzung, dass die Fliessgeschwindigkeit des Eises am Felsbett gleich gross ist wie an der Oberfläche und entlang der Fliesslinie konstant bleibt. Demnach muss im Eis an der Bohrstelle ein Intervall von mindestens 190 Jahren enthalten sein. Die im Bohrloch gemessenen Temperaturen (Oeschger et al. 1978) lassen jedoch darauf schliessen, dass die Temperatur an der Grenzfläche zwischen Fels und Eis bei etwa -10 bis -12°C liegt. Der Gletscher ist deshalb zweifellos am Felsbett angefroren und die Geschwindigkeit am Felsbett wird damit 0. Für diesen Fall geben Hammer et al. (1978) gestützt auf Betrachtungen von Haefeli (1961) eine rheologisch begründete Datierungsmethode, die zumindest grobe Extrapolationen erlaubt, nämlich mit t = Zeit

$$t = \frac{H}{\lambda_H} \ln \frac{H}{y}$$

(Jahre), H = Eismächtigkeit in w.e.(m), λ_H = jährlicher Firnzuwachs in w.e.(m), Jahr und y = Distanz vom Felsbett in w.e. (m). Bei einer im Frühling 1978 ermittelten Eismächtigkeit von rund 90 m an der Bohrstelle (Thyssen, in Vorbereitung), entsprechend 70 m.w.e. (Oeschger et al. 1978), und unter Annahme einer konstanten Akkumulation von 0.32 w.e.(m) pro Jahr können sowohl Entstehungszeit wie auch Ausdünnung von früher abgelagerten Schichten als Funktion der Tiefe geschätzt werden. Für die Bohrung von 1976 sind die Verdünnungseffekte noch vernachlässigbar, könnten aber in den tiefsten Kernen bereits geringfügige Zeitverschiebungen gegenüber der bisherigen Datierung ergeben.

Bereits auf rund 40% der ursprünglichen Mächtigkeit sind die Jahresschichten in den untersten Kernen der Bohrung von 1977 bis 65 m Tiefe (Oeschger et al. 1978) ausgedünnt. Dieser Bohrkern dürfte annähernd 200 Jahre umfassen. Der klimatologisch besonders interessante Beginn der «Kleinen Eiszeit» um 1600 n.Chr. dürfte in einer Tiefe von rund 75–80 m zu erwarten sein, wobei mit jährlichen Schichtdicken von nur noch 5–10 cm zu rechnen ist. Es erscheint im Rahmen dieser Betrachtungsweise nicht unmöglich, auf dem Colle Gnifetti mit tiefen Bohrungen Jahresschichten von einigen cm Dicke aus dem Hochmittelalter zu bergen. Da jedoch die hier verwendete Berechnungsmethode für grössere Tiefen nur sehr grobe Schätzungen erlaubt, ist geplant, aufgrund weiterer Geschwindigkeits-, Akkumulations- und Dickenmessungen ein präziseres Modell für den Fall des Colle Gnifetti zu rechnen.

Literatur

Ambach, W. und Eisner, H. 1965: Radioaktivitätsmessungen zur Bestimmung der Firnrücklagen eines Alpengletschers. Die Naturwissenschaften 52, no. 7, 154.

Ambach, W. und Eisner, H. 1967: Klimatologische Interpretation eines Firnpollenprofiles. 9. Internationale Tagung für alpine Meteorologie in Brig und Zermatt 1966. Veröffentlichungen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt Nr. 4, 25–31.

Ambach, W., Eisner, H. und Sauzay, G. 1969: Tritium profiles in two firn cores from alpine glaciers and tritium content in precipitation in the alpine area. Arch. Met. Geoph. Bioklim. Serie B, 17, 93–104.

Benson, C.S. 1962: Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland ice sheet. CRREL Research Report 70. 93 p.

Dansgaard, W. 1964: Stable isotopes in precipitation. Tellus, Vol. 16, No. 4, 436–468.

Eisner, H. 1971: Bestimmung der Firnrücklagenverteilung im Akkumulationsgebiet des Kesselwandferners (Oetztaler Alpen) durch Messung der Gesamt-β-Aktivität von Bohrproben. Zeitschrift für Gletscherkunde Bd. 7, H. 1–2, 65–78.

Gäggeler, H. 1978: ^{210}Po (^{210}Pb) Dating on the Colle Gnifetti core 1976. Appendix A in Oeschger et al (1977). Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie Bd. 13, H. 1/2 (1977), 204–206.

Good, W. 1975: Numerical parameters to identify snow structure. Snow Mechanics Symposium, Proceedings of the Grindelwald Symposium, April 1974, IAHS Publ. No. 114, 91–102.

Good, W. 1976: Multivariate data analysis to describe intra- and intergranular relations in thin sections. Proceedings of the Fourth International Congress for Stereology at NBS – Gaithersburg 1975. National Bureau of Standards Special Publication 431, 75–78.

Haeberli, W. 1976: Eistemperaturen in den Alpen. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie Bd. 11, H. 2 (1975), 203–220.

Haefeli, R. 1961: Contribution to the movement and the form of ice sheets in the Arctic and Antarctic. Journal of Glaciology Vol. 3, No. 30, 1133–1150.

Hammer, C.U., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Gundestrup, N., Johnson, S.J. und Reeh, N. 1978: Dating of Greenland ice cores by flow models, isotopes, volcanic debris, and continental dust. Journal of Glaciology Vol. 20, No. 82, 3–26.

Langway, C.C. Jr. 1967: Stratigraphic analysis of a deep ice core from Greenland. CREEL Research Report 77, 130 p.

Likens, G.E., Richard, F.W., Galloway, J.N. and Butler, T.J. 1979: Acid Rain. Scientific American Vol. 241, No. 4, 39–47.

Oeschger, H., Renaud, A. und Schumacher, E. 1962: Essai de datation par le tritium des couches de névé du Jungfraujoch et détermination de l'accumulation annuelle. Bull. Soc. Vaudoise des Sciences Naturelles 68, no. 306, 49–56.

Oeschger, H., Schotterer, U., Stauffer, B., Haeberli, W. und Röthlisberger, H. 1978: First results from alpine core drilling projects. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie Bd. 13, H. 1/2 (1977), 193–208.

Patzelt, G.: Statistik der Längenmessungen an den österreichischen Gletschern 1960–1975. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie Bd. 12, H. 1 (1976), 91–94.

Schotterer, U., Finkel, R., Oeschger, H., Siegenthaler, U., Wahlen, M., Bart, G., Gäggeler, H. und von Gunten, H.R. 1977: Isotope measurements on firn and ice cores from alpine glaciers. Isotopes and Impurities in Snow and Ice, Proceedings of the Grenoble Symposium, August/September 1975, IAHS Publication No. 118, 232–236.

Thyssen, F. (in Vorbereitung).

Die beschriebenen Untersuchungen wurden vom Schweizerischen Nationalfonds und von der ETH Zürich unterstützt.
Für die sorgfältigen δ^{18}O-Messungen sei K. Hänni, Physikalisches Institut Universität Bern, und für die Beratung in statistischen Fragen der Eislinsenuntersuchung H. Jensen, VAW/ETH Zürich, herzlich gedankt.

Anschrift der Autoren:

Ulrich Schotterer
Prof. Dr. Hans Oeschger
Physikalisches Institut der Universität Bern
Sidlerstrasse 5
CH-3012 Bern

Dr. Walter Good
Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung
CH-7260 Weissfluhjoch-Davos

Dr. Wilfried Haeberli
PD Dr. Hans Röthlisberger
Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich
ETH-Zentrum, Gloriastrasse 37/39
CH-8092 Zürich

Gase im Gletschereis

Bernhard Stauffer

Zusammenfassung

Bei der Bildung von Gletschereis wird atmosphärische Luft in Blasen eingeschlossen. In sehr kaltem Eis wird die Luft in ihrem Gehalt und ihrer Zusammensetzung über Jahrhunderte unverändert gespeichert. Messungen des Luftgehaltes und der Luftzusammensetzung alter Eisproben geben Hinweise auf die Zusammensetzung der Atmosphäre in früheren Zeiten, und, da der Luftgehalt wesentlich vom Luftdruck zur Zeit und am Ort der Eisbildung abhängt, über die frühere Mächtigkeit von Eisschildern. Die Interpretation ist dadurch erschwert, dass die Zusammensetzung der Luft in frisch gebildetem Eis leicht von der atmosphärischen abweicht und der Gehalt nicht nur vom herrschenden Luftdruck abhängt. Das Eis alpiner Gletscher hat oft eine Temperatur von 0 °C. Dieses sogenannte temperierte Eis enthält Wassereinschlüsse, die mit der Luft in den Blasen in Wechselwirkung treten. Analysen solcher Eisproben in Bezug auf Luftgehalt und -zusammensetzung dienen dem Studium von Prozessen, die sich im Innern von Gletschern abspielen.

Résumé

Lors de la formation de la glace du glacier, de l'air atmosphérique y est enfermé en bulles. Dans des glaces très froides, l'air dans sa composition et dans son contenu se conserve inchangé durant des siècles. Des mesures du contenu et de la composition de l'air sur des échantillons de glace ancienne donnent des indications, d'une part, sur l'atmosphère des temps anciens et, de comme le contenu de l'air dépend en grande partie de la pression de l'air l'époque et du lieu de formation de la glace d'autre part, sur l'épaisseur prématurée des calottes polaires. L'interprétation est donc rendue difficile parce que la composition d'air, dans la glace fraîchement formée, varie légèrement de l'atmosphère et que le contenu ne dépend pas uniquement de la pression atmosphérique dominante. La glace des glaciers alpins se situe souvent à une température de 0° degré. Cette glace dite tempérée contient des cernes d'eau qui entrent en action réciproque avec l'aire en bulles. Des analyses de ce type d'échantillons de glace, en rapport avec la composition et le contenu de l'air, servent à l'étude des processus qui se déroulent à l'intérieur du glacier.

Einleitung

Gletschereis enthält in Blasen eingeschlossene Luft. Es handelt sich im Wesentlichen um atmosphärische Luft, die zur Zeit der Eisbildung eingeschlossen wurde. Die Menge und die genaue Zusammensetzung der atmosphärischen Gase (N_2, O_2, Ar, usw.) hängen von der Bildungsart des Eises ab. Ausser in den Blasen hat es auch im Eis gelöste Gase. Deren Anteil ist aber sehr gering und, ausser für das Kohlendioxyd, zu vernachlässigen (Stauffer, im Druck). Wenn nichts anderes erwähnt wird, sind im folgenden immer die Gase in den Blasen gemeint.

Im Verlaufe der Zeit können sich Gasmenge, Gaszusammensetzung und Blasenform je nach dem Verhalten des Gletschers ändern. Somit hängen all diese Grössen einer Eisprobe von der Atmosphäre zur Zeit der Eisbildung, vom Einschlussprozess und von der Geschichte des Eises im Gletscher ab. Ziel der Untersuchung von Gasen im Gletschereis ist es, von Messungen des Gasgehaltes, der Gaszusammensetzung und eventuell der Blasencharakteristiken Auskunft zu erhalten, über die einstige Atmosphäre, die Art des Einschlusses oder das Verhalten des Glet-

schers, wobei der Einfluss anderer Grössen oder Prozesse konstant, zu vernachlässigen oder berechenbar sein muss. Primäres Ziel ist es beispielsweise, aus Gasanalysen alter Eisproben auf die Gaszusammensetzung der Atmosphäre und den Barometerdruck zur Zeit und am Ort der Eisbildung zu schliessen. Dazu müssen allfällige Veränderungen der Gaszusammensetzung beim Einschluss und Veränderungen des Gasgehaltes und der Gaszusammensetzung im Eis bekannt sein. Da Zielsetzung und vorläufige Ergebnisse des Studiums dieser atmosphärischen Grössen in einem anderen Beitrag diskutiert werden, sollen hier vor allem diese Veränderungen behandelt werden.

Der Einschluss von Luft im Eis

Eis kann gebildet werden, indem Wasser unter 0 °C abgekühlt wird. Je nach der Geschwindigkeit des Gefrierprozesses wird mehr oder weniger in Wasser von 0 °C gelöste Luft in Form von Blasen im Eis eingeschlossen (Carte 1961, Bari 1974). In 1 kg Wasser von 0 °C sind bei Normaldruck 29,5 cm^3 Luft gelöst, wobei die besser löslichen Komponenten angereichert sind. Eis, das durch Abkühlen von Wasser entsteht, kann nicht mehr als diese Gasmenge enthalten. Die besser löslichen Gase werden auch im Eis angereichert sein.

Bei der Bildung von Gletschereis sind Sinterungsprozesse wichtiger als das Abkühlen grösserer Wasseransammlungen. Der Schnee wandelt sich zuerst in Firn um; der Firn verdichtet sich zu Eis, indem die Firnkörner zusammensintern. Je nach Umgebungstemperatur läuft dieser Sinterprozess unter trokkenen, kalten Firnkörnern oder, bei 0 °C, unter nassen Firnkörnern ab.

Betrachten wir zuerst den einfacheren Fall des trockenen Sinterns. Er kommt vor allem in den zentralen Plateaus der polaren Eisschilder vor. Auch auf den höchsten Firnfeldern der Alpen, zum Beispiel auf dem Colle Gnifetti, wird Eis zur Hauptsache so gebildet. In der obersten Schicht verdichtet sich der Firn, indem die Firnkörner sich verschieben und eine dichtere Packung bilden ohne ihre Form stark zu verändern. Bei einer Dichte von rund 0,55 Mgm^{-3} ist dieser Prozess abgeschlossen. Eine weitere Verdichtung erfolgt durch Zusammensintern der Firnkörner. Der Materialtransport zu den Berührungsstellen kann über verschiedene Mechanismen ablaufen. Bei trockenen Firnkörnern herrscht plastisches Fliessen oder der Transport über die Dampfphase vor (Anderson 1963, Hobbs 1965). Der mit atmosphärischer Luft gefüllte Raum zwischen den Firnkörnern wird immer kleiner, die miteinander verbundenen Kanäle werden immer dünner. Bei einer bestimmten Dichte bricht dann dieses Kanalsystem zusammen, und einzelne Blasen werden gebildet. Definitionsgemäss bedeutet dies, dass Firn mit durchgehenden Luftkanälen zu Eis mit isolierten Blasen wird. Die Dichte, bei der dieser Übergang stattfindet, ist erstaunlich konstant. In Tabelle 1 ist eine Zusammenstellung verschiedener Messungen nach Raynaud (1977) angegeben.

Tab. 1. Dichte und Porosität beim Übergang von Firn Eis nach Raynaud.

Station	Mittlere Jahres-temperatur °C	Dichte · Mgm^{-3}	Porosität m^3Mg^{-1}
Byrd Station Antarktis	−28	0,821	0,131
Devon Island Kanada	−24	0,822	0,130
Camp Century Grönland	−24	0,820	0,133
Site II Grönland	−25	0,824	0,127

Es scheint ein idealer Fall vorzuliegen, indem beim Sintern von trockenem Firn Eis entsteht, dessen Luftgehalt nur von atmosphärischen Grössen, nämlich dem Barometerdruck und der Lufttemperatur, abhängt.

In Eiskernen verschiedener Orte wurden im ältesten Eis, das noch während der letzten Eiszeit gebildet wurde, Luftgehalte gemessen, die kleiner sind als in heutigem Eis. Raynaud interpretiert diese Ergebnisse so, dass die Eisschilder in der letzten Eiszeit dicker, die entsprechende Übergangszone zwischen Firn und Eis höher und damit der Barometerdruck kleiner waren. Demnach lassen sich die Mächtigkeiten der Eisschilder während der letzten Eiszeit aus Gasanalysen berechnen. In unserem Labor wurde ein 60 cm langer Bohrkern von Camp Century in 22 Proben unterteilt und auf seinen Gasgehalt untersucht. Die Resultate sind in

Abb. 1 dargestellt. Die Schwankungen scheinen systematisch zu sein; es könnte sich um Saisonschwankungen handeln. Temperaturschwankungen können als Ursache ausgeschlossen werden. Ob es sich um Schwankungen des Luftdruckes in der Übergangszone handelt, oder ob Eigenschaften des Firnes die Porosität beim Übergang von Firn zu Eis doch beeinflussen, muss noch weiter untersucht werden. Sollte sich herausstellen, dass der Gasgehalt tatsächlich noch von Eigenschaften des Firnes beeinflusst wird, müssten die Interpretationen der Resultate von Raynaud überdacht werden.

Läuft der Sinterprozess nur über die plastische Verformung ab, so kann die Übergangsdichte unter folgenden vereinfachenden Annahmen berechnet werden:

- Bei der Dichte von 0,55 Mgm^{-3} sind alle Firnkörner sphärisch, gleich gross und regulär gepackt.
- Durch die plastische Verformung gehen die sphärischen Firnkörner in Körper über, die ausser an den Kontaktstellen sphärische Oberflächen haben.

Die berechneten Porositäten liegen je nach angenommener Packungsart zwischen 0,006 m^3Mg^{-1} und 0,036 m^3Mg^{-1}. Auch die grössten errechneten Porositäten sind also um mehr als einen Faktor 2 kleiner als die in der Natur vorkommenden. Durch künstliches, beschleunigtes Sintern im Labor, kann Eis mit kleinerer Porosität gebildet werden. So werden in unserem Labor Schneeproben bei $-20\,°C$ und bei einem Druck von $7 \cdot 10^6 P$ in 14 Tagen zu Eis gesintert. Die Luftgehalte der Proben sind in Tabelle 2 angegeben. Daraus können, unter der Annahme, dass der Luftdruck in der Probe während dem Sintern dem Atmosphärendruck entspricht, die Abschlussdichten berechnet werden (siehe Tabelle 2).

Tab. 2.

	Luftgehalt (m^3Mg^{-1})	errechnete Dichte (Mgm^{-3})
Probe 1	0,049	0,881
Probe 2	0,035	0,891
Probe 3	0,077	0,859

Der entscheidende Unterschied zwischen dem Sintern im Labor und dem Sintern zu Gletschereis liegt im Zeitfaktor. Statt 14 Tage dauert das Sintern auf dem Colle Gnifetti rund 60 Jahre, auf Byrd Station gar 500 Jahre. Bei diesem langsamen Sintern ist der zweite erwähnte Sintermechanismus, der Transport über die Dampfphase, wichtiger.

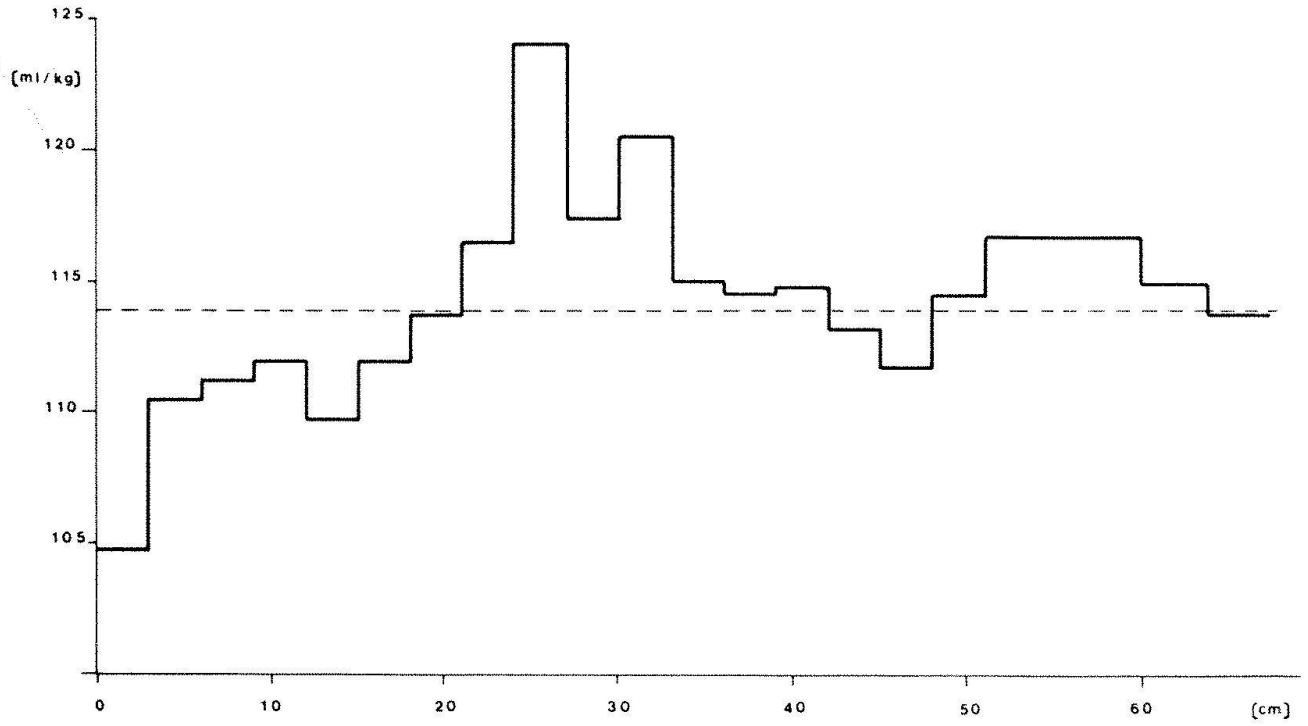


Abb. 1: Gasgehalt von Eisproben von Camp Century in Grönland. Der 65 cm lange Eiskern entspricht ungefähr dem Niederschlag von 2 Jahren.

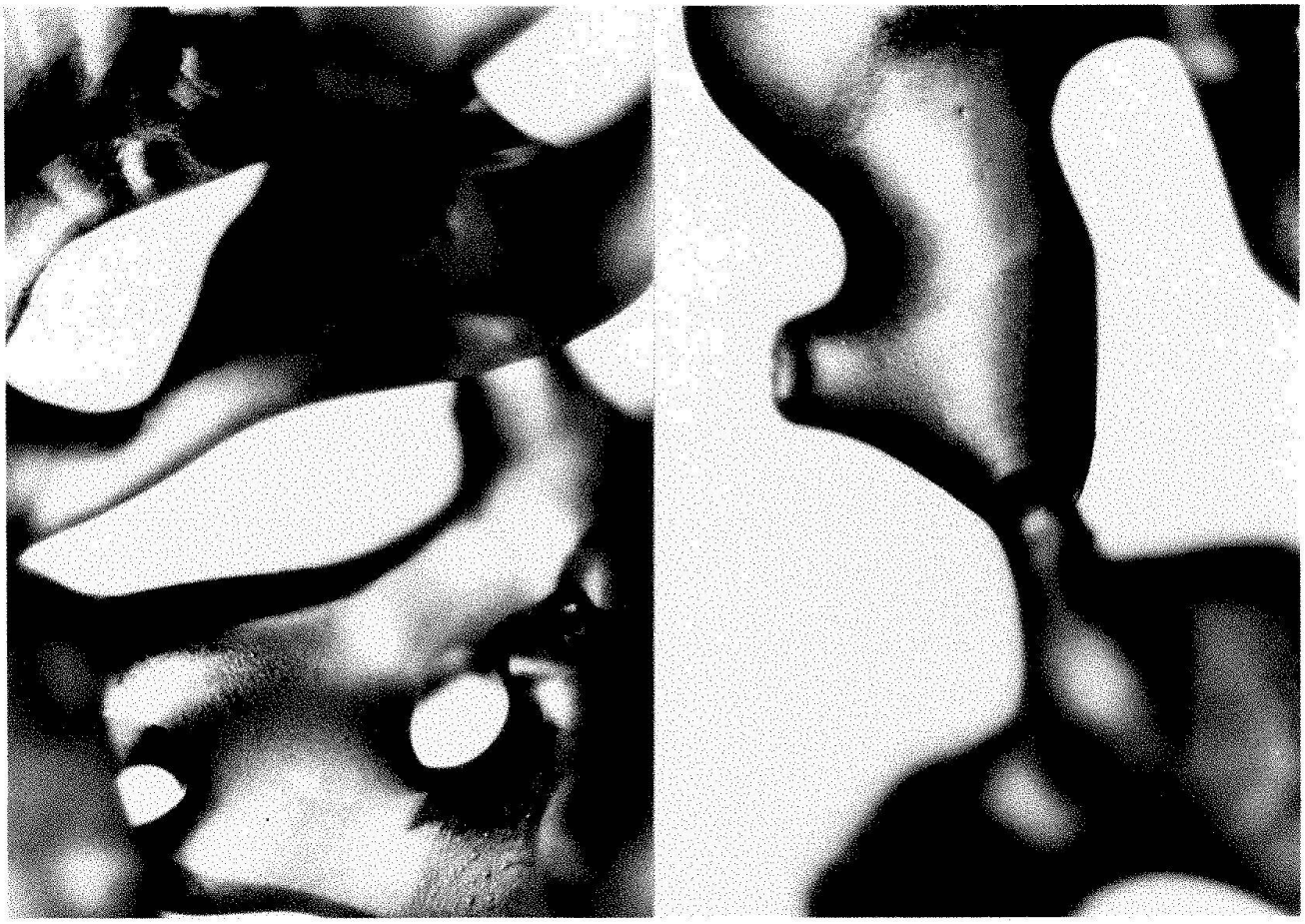


Abb. 2: Silikonabguss einer Firnprobe der Dichte 0,77 Mg/m^{-3}. Dort, wo die deutlichsten Einschnürungen sind, wird sich das Kanalsystem in einer späteren Phase ganz abschnüren und schliesslich zu isolierten Blasen führen.

Bei diesem Mechanismus werden, auch bei regulären Anordnungen, die geometrischen Formen der Porenkanäle sehr kompliziert. Die Formänderung erfolgt aus dem Bestreben, eine kleinere Oberfläche zu bilden, was einem Zustand kleinerer freier Energie entspricht. Das Porenvolumen besteht dann aus Kanälen, die - zumindest lokal - Minimalflächen darstellen. Beim Erreichen der Dichte 0,82 Mgm^{-3} schnüren sich diese Minimalflächen an den dünnsten Stellen ab und es bilden sich isolierte Poren. Unter dem Stereomikroskop kann man solche Kanäle beobachten.

Besser lassen sich Porenformen beobachten, wenn man Firnproben mit Silikonharz ausgiesst. Nachdem das sehr dünnflüssige Harz bei $-20\,°C$ das Porenvolumen ausgefüllt hat und dann erstarrt ist, lässt man die Probe schmelzen. Zurück bleibt ein Abguss der Porenkanäle. Abbildung 2 zeigt einen Ausschnitt aus einem Abguss, der aus einer Firnprobe vom Colle Gnifetti mit einer Dichte von 0,77 Mgm^{-3} gefertigt wurde. Die Abbildung sieht einem Ausschnitt irgendeines offenporigen Schaumes sehr ähnlich. Die geometrische Form von Schäumen, ebenfalls von Minimalflächen begrenzt, wurde schon eingehend untersucht (Underwood 1974, Ross 1978). Die relative Dichte eines Schaumes hängt unter anderem von der Oberflächenspannung und der Viskosität des Ausgangsmaterials ab. Es bleibt zu untersuchen, ob beim natürlichen Sintern die Porosität beim Übergang von Firn zu Eis auch davon abhängt. Der Staubgehalt oder andere Verunreinigungen schwanken je nach Saison (Hammer 1978) und beeinflussen die Viskosität und die Oberflächenspannung von Eis. Diese beeinflussen möglicherweise die Porosität und damit den Gasgehalt des Eises. Es wäre denkbar, dass sie die Erklärung für unsere Messresultate an den 22 Proben von Camp Century liefern. Da grönländisches Eis aus der letzten Eiszeit einen grösseren Staubgehalt aufweist, könnte dies sogar einen Teil der

Unterschiede im Gasgehalt verursachen. Befindet sich Wasser zwischen den Firnkörnern, so beschleunigt es den Sinterprozess und kompliziert den Gaseinschluss, so dass nur noch qualitative Aussagen möglich sind. In einem typischen temperierten Firnfeld erfolgt der Übergang von Firn zu Eis in einer Tiefe von ca. 25 m. Die darüberliegende Firnschicht weist aber viele Eislinsen auf, die in geringer Tiefe entstehen, wenn im Frühling Schmelzwasser in den kalten Firn sikkert. Solche Eislinsen, die durch Abkühlen von Wasser entstehen, schliessen Luft in der Grössenordnung von 30 m^3Mg^{-1} ein, und die gut löslichen Gase CO_2, Ar und O_2 sind gegenüber N_2 angereichert. In 25 m Tiefe schwankt die Temperatur praktisch nicht mehr. Die Bildung von Eis erfolgt durch Sintern. Zwischen den Firnkörnern befindliches Wasser wird mit den darin gelösten Gasen hinausgepresst. Wird im letzten Stadium des Sinterns noch Firn durch Reibungswärme geschmolzen, so kann das Schmelzwasser aus den noch vorhandenen Lufttäschchen Luft lösen, wobei es die besser löslichen Komponenten bevorzugt. Zurück bleibt Eis, welches Luft enthält, die in den besser löslichen Komponenten abgereichert ist. Wichtig für die Gasmenge scheint bei temperierten Firnfeldern zu sein, ob die Übergangszone im Winter austrocknet oder mit Wasser gesättigt bleibt. Das Eis enthält mehr Gase, wenn die Übergangszone jährlich austrocknet, was innerhalb eines Firnfeldes je nach Ort verschieden sein kann. In Tabelle 3 sind einige Werte der Gasmenge und Gaszusammensetzung frisch gesinterten, temperierten Eises angegeben.

Veränderung der Gase im Gletschereis

Nachdem die Gase im Gletschereis eingeschlossen worden sind, stellt sich die Frage, wie sich ihre Eigenschaften im Laufe der Zeit verändern. Lufteinschlüsse in temperiertem Eis sind sicher grösseren Veränderungen unterworfen, da die Gase mit dem vorhandenen Wasser in Wechselwirkung treten. Dieses Wasser im Gletscher ist nach Nye und Frank (Nye 1973, Lliboutry 1971) beweglich. An einem Ort des Gletschers kann es Gase lösen und wegtransportieren, an einem andern in Form von Blasen wieder deponieren. Wasser, das von der Oberfläche her durch den Gletscher hindurchfliesst, kommt mit Luftblasen von ständig grösserem Gasdruck in Kontakt, da der Gasdruck in den Blasen mit dem hydrostatischen Druck des Eises zunimmt. Deshalb löst dieses intergranulare Wasser ständig mehr Gase. Die Menge Gas der Komponente i (V_i), die durch eine infinitesimale Menge Wasser (dm) aus einer Gasblase in der Tiefe y wegtransportiert werden kann, beträgt (Berner 1978)

$$dV_i = L_i \frac{Vi}{\sum_j Vj} \frac{dp}{dy} dm \qquad (1)$$

Dabei bedeutet:

L_i Löslichkeit der Komponente i in Wasser von 0 °C.
p hydrostatischer Druck in Funktion der Tiefe y.

Nebst diesem durch den Gletscher fliessenden Wasser spielt auch das im Gletscher durch Reibungswärme produzierte Wasser eine grosse Rolle. An seinem Entstehungsort ist es praktisch gasfrei und hat die Fähigkeit, aus seiner unmittelbaren Umgebung sehr viel Gas zu lösen, besonders wenn der Prozess in grosser Tiefe stattfindet.
Die Menge Gas der Komponenten i (V_i), die durch eine infinitesimale Menge Wasser (dm), die durch Schmelzen von Eis entsteht, an Ort und Stelle gelöst und dann wegtransportiert werden kann, beträgt

$$dV_i = -L_i \frac{Vi}{\sum_j Vj} p\,dm \qquad (2)$$

Die Bezeichnungen haben die gleiche Bedeutung wie in der vorangegangenen Gleichung.
In einer früheren Arbeit (Berner 1978) wurde die Wasserproduktion in Funktion des Ortes anhand eines Gletschermodells berechnet. Zudem wurde angenommen, dass die Wassermenge, die pro Jahr von der Oberfläche her durch den Gletscher fliesst, einem Wasseräquivalent zwischen 0,02 und 0,04 m entspricht. Damit konnten Messungen des Gasgehaltes und der Gaszusammensetzung entlang der Ablationszone des Griesgletschers befriedigend erklärt werden.

Hier soll die Anwendungsmöglichkeit von Gasmessungen an Eisproben an einem Beispiel aus Grönland demonstriert werden. An der Westküste Mittelgrönlands (EGIG Camp III, 69°43,5'N, 50°8'W) am Rande des Inlandeises tritt Eis aus tieferen Schichten an die Oberfläche und schmilzt ab. Dieses Eis wurde im Zentrum Grönlands vor einigen tausend Jahren durch Sintern trockenen Firnes bei ungefähr −30 °C und einem mittleren Barometerdruck von ca. 700 mbar gebildet. Es hatte ursprünglich ungefähr 0,0917 m^3Mg^{-1} STP Luft von im wesentlichen atmosphärischer Zusammensetzung eingeschlossen. Gasanalysen an Proben von Camp III ergeben nun Resultate, die im Gasgehalt und in der Gaszusammensetzung stark von den entsprechenden Werten abweichen (Tabelle 4). Diese Abweichungen können nur verstanden werden, wenn man annimmt, dass das untersuchte Eis im Verlaufe der Zeit einmal temperiert war. Dies ist keine selbstverständliche Annahme, wurde das Eis doch bei −30 °C gesintert und hatte bei der Probenentnahme in Camp III eine Temperatur von −4 °C.

Für das Auswaschen der Gase kommt nur intern produziertes Schmelzwasser in Frage, da in dieser Breite über den ganzen Eisschild eine Schicht kalten Eises das Eindringen von Oberflächen-Schmelzwasser in das Kanalsystem von allfällig darunterliegendem temperiertem Eis verhindert. Falls in Gleichung 2 ein mittlerer Druck p (entsprechend einer mittleren Tiefe unter Oberfläche y ($p = \rho_{Eis} \cdot y$) eingesetzt wird, kann das Produkt $p \cdot m$ aus den Messresultaten berechnet werden. Es beträgt ungefähr:

$$p \cdot m = 6{,}2\ 10^{-4}\ P\ kg_{Schmelzwasser}/kg_{Eis}$$

oder

$$y \cdot m = 5{,}7\ m\ kg_{Schmelzwasser}/kg_{Eis}$$

wenn nicht vom hydrostatischen Druck p, sondern von der Tiefe unter Oberfläche y ausgegangen wird. Dies bedeutet, dass, wenn z.B. 5,7% des ursprünglichen Eises weggeschmolzen und herausgepresst wurden, dies in einer mittleren Tiefe von 100 m stattgefunden haben muss.

In kaltem Eis sind die Gasblasen viel stärker an ihren Ort gebunden. Sie können Konzentrationsgefälle nur durch Diffusion ausgleichen. Die Diffusionskonstanten der Gase im Eis sind schlecht bekannt. In Eis von −20 °C gibt die Diffusionskonstante für Neon mit 10^{-12} m^2s (Hobbs 1974) eine Grössenordnung an, die für die atmosphärischen Gase eine obere Grenze darstellt. Dies bedeutet, dass sich Gase auch bei grossen Konzentrationsgefällen in 100 Jahren nur um Bruchteile eines Meters verschieben, was für die meisten grossräumigen Betrachtungen vernachlässigt werden kann. Lokal können aber Veränderungen der Gaszusammensetzung in den Gasblasen auftreten, indem im Eis gelö-

Tab. 3.

	Totaler Gasgehalt (m^3Mg^{-1})	N_2 (%)	O_2 (%)	Ar (%)	CO_2* (mm^3g^{-1})
Kesselwandferner 1	0,0481	85,8	13,4	0,79	-**
Kesselwandferner 2	0,0405	78,3	20,7	1,05	-**
Kesselwandferner 3	0,0569	85,6	13,6	0,80	-**
Ewigschneefeld 1	0,00534	77,3	21,5	1,16	0,14
Ewigschneefeld 2	0,00536	76,6	22,2	1,20	0,12
Ewigschneefeld 3	0,00466	70,9	27,4	1,51	0,20
Atmosphäre	-	78,09	20,95	0,93	-

* Totale Menge, in den Blasen und im Eis gelöst.
** Nicht gemessen, da Proben in Trockeneis transportiert wurden.

Tab. 4.

	Entnahmetiefe (m)	Totaler Gasgehalt (m^3Mg^{-1})	N_2 (%)	O_2 (%)	Ar (%)	CO_2 (mm^3g^{-1})
Camp III 28a	3,65	71,2	80,5	18,6	0,82	0,013
Camp III 28b	4,67	79,1	78,4	20,2	0,72	0,019

ste Gase in die Blasen diffundieren oder umgekehrt. Wie schon erwähnt, ist nur das CO_2 zu einem beachtlichen Teil im Eis gelöst. Erste Messungen haben denn auch ergeben, dass dessen Gehalt in den Blasen mit dem Alter des Eises ansteigt. Dies erschwert die Interpretation von CO_2-Messungen der Gasblasen in altem Eis im Hinblick auf die Bestimmung des CO_2-Gehaltes der Atmosphäre zur Zeit der Eisbildung. Ein Rückschluss auf den CO_2-Gehalt der Atmosphäre ist erst möglich, wenn die Diffusion des CO_2 vom Eis in die Blase berechnet werden kann. Auch der Sauerstoffgehalt weicht in einigen Proben kalten Eises etwas ab von jenem in der Atmosphäre und in jungem Eis. Es wurde diskutiert, ob diese Abweichungen Veränderungen im O_2-Gehalt der Atmosphäre, Oxydation von Staub oder biologische Prozesse im Eis widerspiegeln (Scholander 1962). Davon abgesehen scheint kaltes Eis ein sehr zuverlässiger Speicher zu sein, was die Konstanz der Gasmenge und der Gaszusammensetzung betrifft. Grössen im Zusammenhang mit Gasblasen, die sich auch in kaltem Eis ändern, sind die Blasengrösse und die Blasenform. Da sich der Gasdruck in den Blasen dem hydrostatischen Druck der Umgebung angleicht, werden die Blasen mit zunehmender Tiefe kleiner. Der Gasdruck entspricht übrigens nicht genau dem Umgebungsdruck des Eises, sondern folgt diesem mit einer Verzögerung und ist bis ca. 200 m Tiefe $4 \cdot 10^{-5}$ P, in grösseren Tiefen 10^{-5} P kleiner als dieser (Gow 1968). Am Bohrkern von Byrd Station Antarktis wurde beobachtet, dass die Blasen unter 1200 m Tiefe ganz verschwinden (Miller 1969). Entweder bilden die Gasmoleküle mit den H_2O-Molekülen des Eises Klathrathe, oder die Gasatome gehen bei diesem Druck im Eis in Lösung (Jones 1977). Luftblasen nehmen in ruhendem Eis mit der Zeit Kugelgestalt an, da dies dem Zustand mit der kleinsten Oberflächenenergie entspricht. In fliessendem Eis wird die Blase zu einem Ellipsoid verzerrt. Durch Wasserdampftransport in der Blase wird diesem Prozess entgegengewirkt, so dass die Blasenform nur Auskunft über die rezente Verzerrung der entsprechenden Eisprobe geben kann. Die Rückformung von einem Ellipsoid in eine Kugel hängt nebst der Form auch von der Grösse der Blase ab. Der Prozess dauert in Eis von $-20\,°C$ einige Jahre bis einige Jahrzehnte. Eine irreversible Änderung ergibt sich, wenn die Verzerrung so gross ist, dass sich benachbarte Blasen berühren und dann verschmelzen (Weertmann 1968).

Aus Figur 1 ersieht man, dass der Luftgehalt in dieser Eisprobe jahreszeitlich um ca. 10% schwankt. Die Eisprobe entstammt einer Tiefe von 100 m. Es stellt sich nun die Frage, ob sich solche Unterschiede des Gasgehaltes mit zunehmender Tiefe und zunehmendem Alter ausgleichen, erhalten bleiben oder gar verstärken. Dabei ist zu berücksichtigen, dass Blasen entlang einem Temperaturgradienten zur wärmeren Seite hin wandern. Da sich andererseits blasenreiches Eis bei gleicher Scherspannung stärker verzerrt als blasenarmes und somit mehr Wärme pro Volumeneinheit produziert, liegt im Prinzip eine positive Rückkopplung vor; die Unterschiede könnten sich sogar verstärken.

Eine grobe numerische Abschätzung soll zeigen, dass dieser Effekt so gering ist, dass er auch in extremen Fällen vernachlässigt werden kann. Eine Gleichung von Shreve zur Berechnung der Wanderungsgeschwindigkeit in einem Temperaturgradienten (Shreve 1967) ergibt, angewandt auf sphärische Blasen:

$$u = 3 \cdot 10^{-12} \frac{dT}{dy} \frac{m^2}{s\,deg} \qquad (3)$$

Bei einer reinen Scherspannung von 10^7 P, was als extreme obere Grenze bei einem Gletscher oder Eisschild gelten darf, erreicht man zwischen blasenreichem und blasenarmem Eis im Abstand von 50 cm höchstens einen Temperaturunterschied von $10^{-2}\,°C$. Beim entsprechenden Temperaturgradienten wäre die Wanderungsgeschwindigkeit u ungefähr $2 \cdot 10^{-6}$ m/Jahr.

Mit dieser Abschätzung sollen die Beispiele von offenen Problemen im Zusammenhang mit Gasen im Eis abgeschlossen werden. Gasgehalt, Gaszusammensetzung, Blasengrösse, Blasenform und Blasenverteilung enthalten sicher noch viele Informationen über die Umweltbedingungen zur Zeit der Eisbildung und über die Geschichte des Eises, die uns jetzt noch verborgen bleiben. Je mehr Messresultate vorliegen, desto eher wird eine richtige Interpretation möglich sein.

Literatur

Anderson, D.L. and Benson C.S. 1963: The densification and diagenesis of snow. Kingery W.D., Ice and Snow A.I.T., Press Cambridge.

Bari, S.A., Hallett, J. 1974: Nucleation and growth of bubbles at an icewater interface. Journal of Glaciology, Vol. 13, No. 69, 489–520.

Berner, W., Stauffer, B. and Oeschger, H. 1978: Dynamic Glacier Flow Model and the Production of Internal Meltwater. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 209.

Carte, A.E. 1961: Air bubbles in ice. Proceedings of the Physical Society of London, Vol. 77, No. 495, 757–68.

Gow, A.J. 1968: Bubbles and bubble pressures in Antarctic glacier ice. Journal of Glaciology, Vol. 7, No. 50.

Hammer, C.U., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Gundestrup, N., Johnsen, S.J. and Reeh, N. 1978: Dating of Greenland ice cores by flow models, isotopes, volcanic debris and continental dust. Journal of Glaciology, Vol. 20, No. 82, 3–26.

Hobbs, P.V. 1965: The effect of time on the physical properties of deposited snow. J. Geophys. Res. 70, 3903–7.

Hobbs, P.V. 1974: Ice Physics. Clarendon Press, Oxford & London, 855.

Jones, S.J., Johari, G.P. 1977: Effects of hydrostatic pressure on air bubbles in ice. Proceedings of the International Symposium on Isotopes and Impurities in Snow and Ice. Grenoble 28–30 August 1975. International Association of Hydrological Sciences. Commission on Snow and Ice. IAHS-Publication No. 118, 23–28.

Lliboutry, L. 1971: Permeability, brine content and temperature of temperate ice. Journal of Glaciology, Vol. 10, No. 58, 15–29.

Miller, S.L. 1969: Science No. 165, 489.

Nye, J.F. and Frank, F.G. 1973: Hydrology of the intergranular veins in a temperate glacier. Symposium on the Hydrology of Glaciers, Cambridge, 7–13 Sept. 1959, IAHS-Publication No. 95, 157.

Raynaud, D., Lorius, C. 1977: Total gas content in polar ice; rheological and climatic implications. Proceedings of the International Symposium on Isotopes and Impurities in Snow and Ice. Grenoble, 28–30 August 1975. International Association of Hydrological Sciences, Commission on Snow and Ice. IAHS-Publication No. 118, 326–35.

Scholander, P.F., de Vries, H., Dansgaard, W., Coachman, L.K., Nutt, D.C., Hemmingsen, E. 1962: Radio-Carbon age and oxygen-18 content of Greenland icebergs. Meddelelser om Grønland, Bd. 165, No. 1.

Shreve, R.L. 1967: Migration of air bubbles, vapor figures and brine pockets in ice under a temperature gradient. Journal of Geophysical Research, Vol. 72, No. 16, 4093–100.

Stauffer, B. and Berner, W. 1978: CO_2 content in natural ice. Journal of Glaciology, Vol. 21, No. 85, 291–300.

Weertman, J. 1968: Bubble coalescene in ice as a tool for the study of its deformation history. Journal of Glaciology, Vol. 7, No. 50, 155–59.

Anschrift des Autors:

PD Dr. Bernhard Stauffer
Physikalisches Institut der Universität Bern
Sidlerstrasse 5
CH-3012 Bern

Die kartographische Darstellung würmzeitlicher Gletscherrandlagen

René Hantke

Zusammenfassung

Die kartographische Darstellung vergletscherter Gebiete stellt verschiedenste Probleme. Die Gletscherstände haben nur kurze Zeit gedauert, einige Dekaden oder maximal Jahrhunderte. Moränen- und entsprechende Schmelzwassersedimente sind daher nur wenig mächtig und oft nicht zusammenhängend zwischen Berghang und Gletscher sowie vor dessen Stirn abgelagert worden. Um sie kartographisch darzustellen, müssen sie, damit sich ein Gesamtbild der einzelnen Rückzugsstadien ergibt, entweder auf Übersichtskarten in ihren Dimensionen übertrieben gezeichnet und ergänzt oder in Reliefkarten eingetragen werden. Noch grössere Probleme bietet die Darstellung von Vorstoßstadien. Von Moräne bedeckte Seeablagerungen widerspiegeln alte Zungenbecken, und der Beginn von Schotterfluren bezeichnet den Stirnrand ehemaliger Gletscherzungen.

Résumé

La cartographie des paysages englacés pose des problèmes variés. Les stades glaciaires n'ayant duré que peu de temps, quelques décades ou quelques siècles, les sédiments morainiques et les sédiments des eaux de fonte correspondantes n'ont, par conséquent, que peu d'épaisseur. Ils sont souvent discontinus entre les versants et les glaciers ou devant leurs fronts. Pour les cartographier il faut donc soit exagérer leurs contours et les compléter, afin que les cartes puissent montrer l'ensemble des différents stades de retraits successifs, soit intégrer les données observées dans des cartes de relief successives.

L'établissement de cartes montrant des phases de progression pose encore davantage de problèmes. Des sédiments lacustres recouverts de moraines sont le reflet d'anciens bassins de langues glaciaires et les limites proximales des cailloutis indiquent les bords frontaux des langues.

Das Erkennen und die kartographische Wiedergabe quartärgeologischer Zusammenhänge grösserer Areale bietet Probleme verschiedenster Art. Zunächst sind quartäre Ablagerungen oft in recht kurzer Zeit, häufig katastrophenartig geschüttet worden. Sie sind daher nur von lokaler Ausdehnung, und einander zeitlich entsprechende Bildungen liegen oft weit auseinander. Als Stauschotter, Moränen und als Tälchen erkennbare Abflussrinnen dokumentieren sie ehemalige, über Jahrzehnte bis Jahrhunderte bestandene Eisrandlagen. Als solche treten sie naturgemäss nur kleinräumig oder linienförmig auf.

Während Gletscher-Endlagen der letzten Eiszeit durch Zungenbecken, sie umschliessende Stirnmoränen und davor von Schmelzwässern geschüttete Sanderfluren meist klar in Erscheinung treten, verlieren sich zugehörige Seitenmoränen alpeneinwärts mehr und mehr, und oberhalb der jeweiligen klimatischen Schneegrenze bleiben sie – wie noch heute – schliesslich ganz aus.

Dass die Gletscher zur Eiszeit bei rund 10° tieferen Durchschnittstemperaturen weit ins Mittelland vorgestossen sind, ist bereits anfangs des letzten Jahrhunderts erkannt worden. Neben dem gewaltigen Eisnachschub aus den alpinen Hochlagen erlaubten vorab die vielen Zuschüsse aus den Voralpen sowie die über den grössten Teil des Jahres als Schnee auf die Gletscheroberfläche gefallenen Niederschläge ein derart weites Vordringen ins Vorland. Dadurch wurden die Abschmelz- und Verdunstungsverluste teilweise kompensiert.

Beim Abschmelzen der Gletscher von ihren Stirnlagen bildete sich zwischen Endmoräne

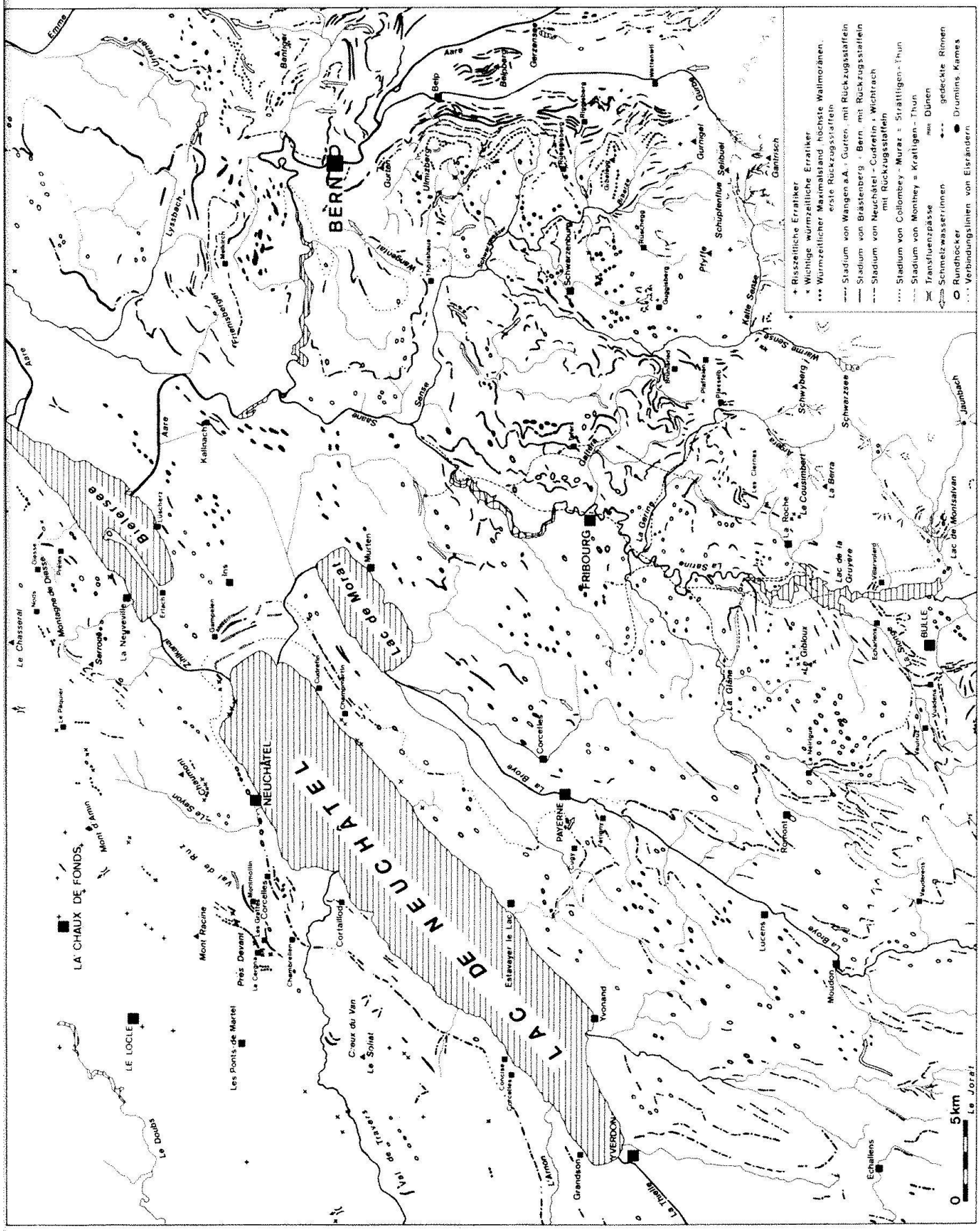
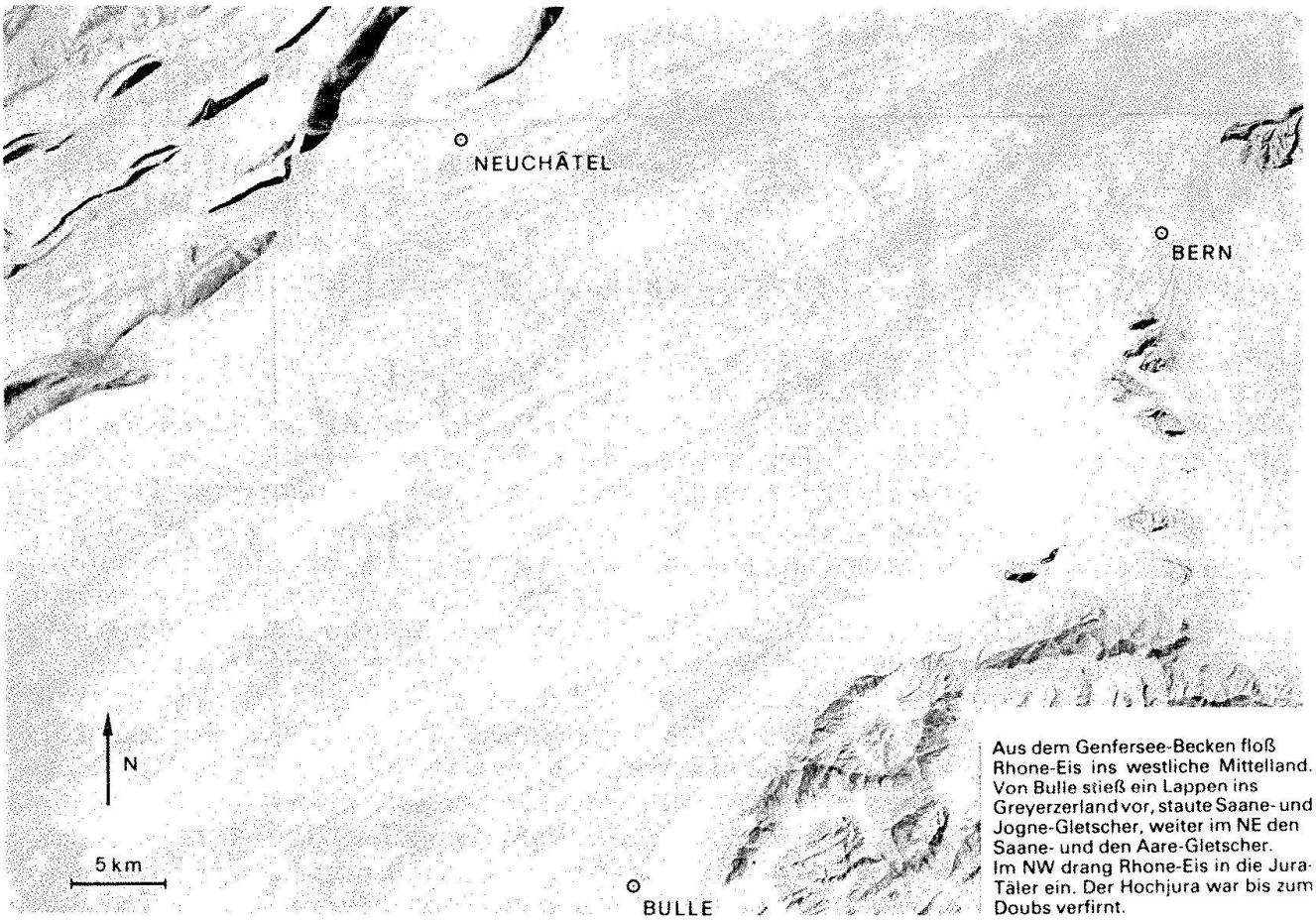
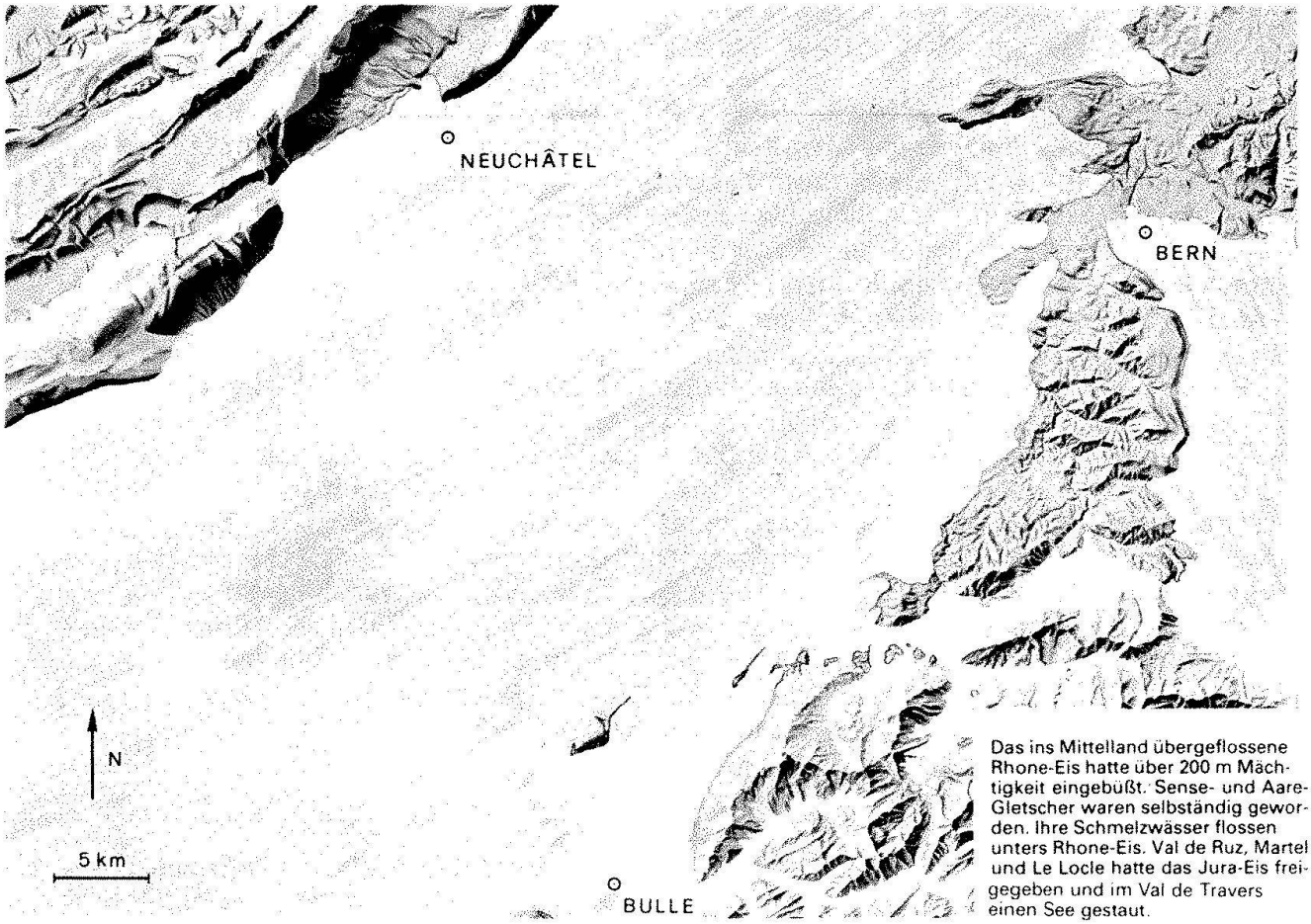


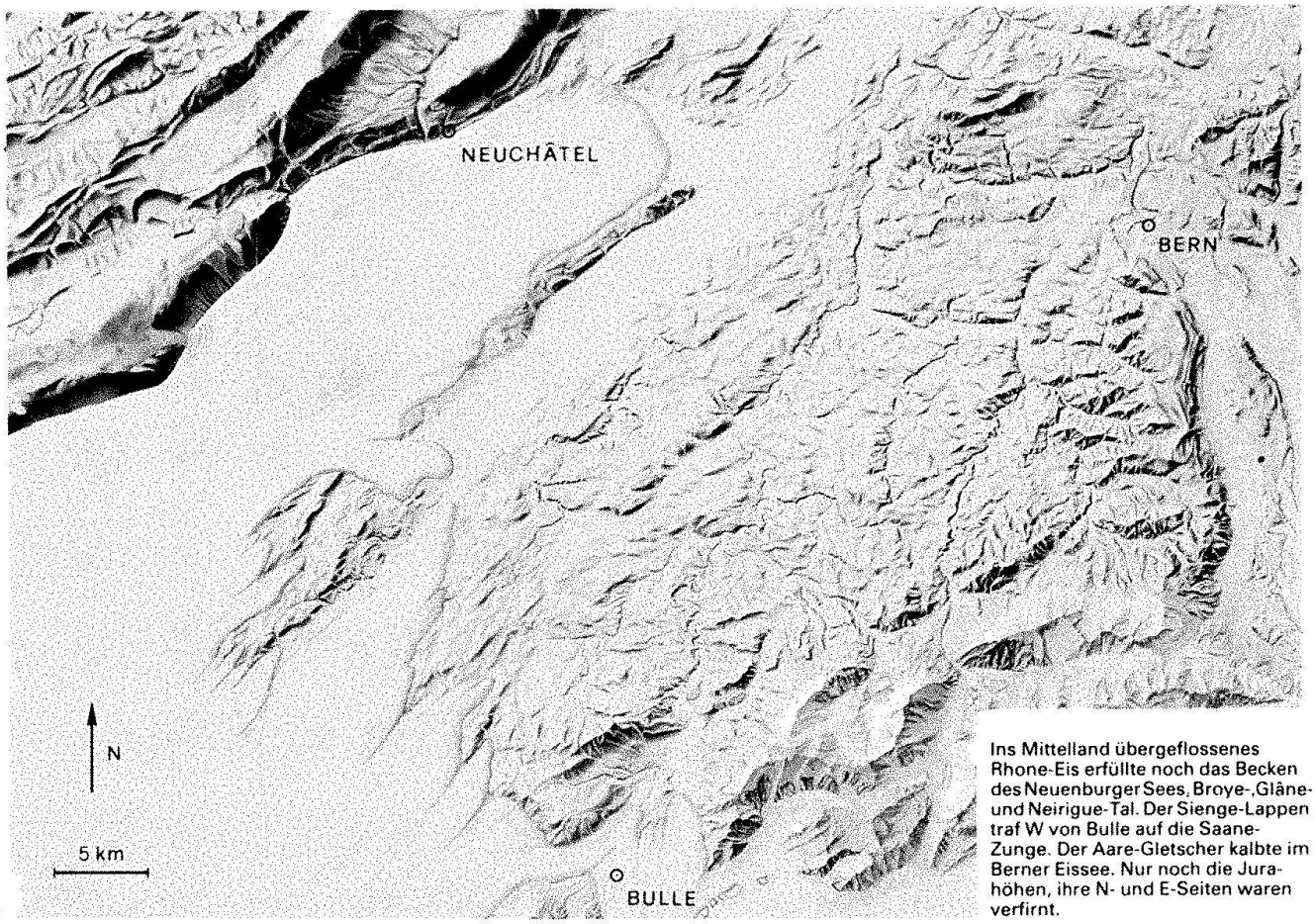
Abb. 1. Quartärgeologische Kartenskizze zwischen Neuenburgersee, Bulle und Bern



2 Aus dem Genfersee-Becken floß Rhone-Eis ins westliche Mittelland. Von Bulle stieß ein Lappen ins Greyerzerland vor, staute Saane- und Jogne-Gletscher, weiter im NE den Saane- und den Aare-Gletscher. Im NW drang Rhone-Eis in die Jura-Täler ein. Der Hochjura war bis zum Doubs verfirnt.



3 Das ins Mittelland übergeflossene Rhone-Eis hatte über 200 m Mächtigkeit eingebüßt. Sense- und Aare-Gletscher waren selbständig geworden. Ihre Schmelzwässer flossen unters Rhone-Eis. Val de Ruz, Martel und Le Locle hatte das Jura-Eis freigegeben und im Val de Travers einen See gestaut.



4 Ins Mittelland übergeflossenes Rhone-Eis erfüllte noch das Becken des Neuenburger Sees, Broye-, Glâne- und Neirigue-Tal. Der Sienge-Lappen traf W von Bulle auf die Saane-Zunge. Der Aare-Gletscher kalbte im Berner Eissee. Nur noch die Juraköhen, ihre N- und E-Seiten waren verfirnt.

Abb. 2. Das Gebiet zwischen Neuenburger See, Bulle und Bern im Würm-Maximum

Abb. 3. Das Gebiet zwischen Neuenburger See, Bulle und Bern im Bern-Stadium

Abb. 4. Das Gebiet zwischen Neuenburger See, Bulle und Bern im Neuenburger Stadium

---

Abb. 5. Quartärgeologische Karte 1:100000 des mittleren Wallis zwischen Gamsen W von Brig bis unterhalb von Leuk

Schuttfächer

Rundhöcker

Heutiger Gletscherumriss sowie Begrenzung der Firngebiete
Holozäne und frührezente Stände

Letzte Spätwürm-Stände: Stadium von Obergesteln

Moränen des ausgehenden Spätwürm. Stadium von Münster

Stadium von Visp und Lalden-Eyholz

Stadium von Leuk (= Chalais) und Raron

►


Altels
Balmh.
Lötschenp.
Lötschen-Gl.
Stegh.
Rinderh.
Daubensee
Gemmi
Daubenh.
Dala
Majingh
Ferden
Leukerbad
Torrenth.
Kipp
Blatten
Lonza
Breithorn
Beich-Gl.
Bietschhorn
Bietsch-Gl.
Gredetschtal
Bel
Goppenstein
Lötschen
Inden
Albinen
Joli
Jeizinen
Hohtenn
LEUK
Varen
Salgesch
Gampel
Raron
St. German
Ausserberg
Baltschieder
Mund
Birgisch
Gamsen
Rhone
Lalden
Pfinwald
Turtmann
Agarn
Unterems
Ergisch
Eischoll
VISP
Unterbäch
Bürchen
Oberems
Zeneggen
Gebidem
Visperterminen
Vispa
Gamsa
Jllhorn
Turtmanna
V. d'Anniviers
Chandolin
Bielen
Moosalp
Roth
Bella Tola
Augstbordhorn
Törbel
Stalden
Staldenried
La Navisence
0
2 km

und zurückschmelzender Front oft ein Eisrandsee. Die bereits bei wiederholten früheren Vorstössen ausgekolkten Zungenbecken boten auch beim Zurückschmelzen vorgegebene Haltelagen. Diese belegen damit zunächst Zeiten sich rasch verändernden, dann gleichbleibenden Klima-Charakters. Die Ausräumtiefe der Becken dagegen wird durch Tektonik und Erosionsresistenz der Gesteine bestimmt. Das Fehlen von eigentlichen Becken deutet eher auf kontinuierliche Vorstossabschnitte und damit auf langsame Klima-Verschlechterung hin. Im Schweizer Mittelland lassen sich die einzelnen Eisrandlagen durch Seitenmoränen, Stauschutt-Terrassen und randliche Schmelzwasserrinnen von einer Talung um Molassesporne in die nächste verfolgen. Da sich die verschiedenen Gletschersysteme im Mittelland während der Hochstände zu einem zusammenhängenden Eisstromnetz vereinigt haben, lassen sich die einzelnen Lappen des einen mit den zeitlich entsprechenden des andern Systems verbinden. Damit ergäbe sich theoretisch bei kontinuierlicher Ausbildung der Moränenwälle eine Abfolge länger anhaltender Vorstoss- und Abschmelzstände. Die Schuttführung ist jedoch weder bei heutigen, noch war sie bei eiszeitlichen Gletschern gleichmässig, sondern hängt bzw. hing vom Schuttanfall durch Felsstürze und von der seitlichen Erosion ab; Ablagerung und Erhaltung von Moränen werden von der Steilheit der Talflanken bestimmt. Dies gilt auch für die Füllung von Schmelzwasserrinnen. Früher oder später fanden die randlichen Schmelzwässer den Weg unter das Eis oder flossen in ein benachbartes Tal ab. Stauschutt-Terrassen haben sich stets nur in eng begrenzten Randbereichen abgelagert. Im Gebirge verwehren heute – neben der Steilheit der Gehänge – oft Sackungen und spätere Überschüttungen durch Gehängeschutt und Bergsturztrümmer die Verfolgung der Moränenwälle. Dies dürfte auch während der Eiszeiten kaum anders gewesen sein.

Trotz ihrer meist recht lückenhaften Erhaltung erlauben Seitenmoränen und randliche Schmelzwasserrinnen gleichwohl eine Rekonstruktion zeitlich sich folgender Eisränder und ihre proximalen Enden ein Abgrenzen der jeweils zugehörigen Firnregion. Bei reichlicher Schuttführung und kleinen Wiedervorstössen hat sich – mindestens frontal – oft eine ganze Folge von Moränenstaffeln ausgebildet. Auf der niederschlagsreichen Alpen-Nordseite liegen die letzten eiszeitlichen und die nacheiszeitlichen Wälle räumlich weit auseinander. In inneralpinen Trokkentälern erscheinen sie dagegen eng gerafft; die nacheiszeitlichen liegen zuweilen gar übereinander und täuschen so markante Wälle eines frührezenten Gletschervorstosses vor, während sie lediglich ältere Wälle krönen. Dort erlauben zuweilen fossile Böden und eingeschlossene Reste von Baumstämmen, alte Moränenoberflächen zu rekonstruieren oder sogar absolut zu datieren. Früh- und späteiszeitliche Ablagerungen lassen sich aufgrund ihrer Waldentwicklung pollenanalytisch einstufen. Da das Klima in den Zeitabschnitten des weiteren Vorstosses und der entsprechenden Abschmelzphasen bereits, beziehungsweise noch zu kühl war, konnte keine Baumvegetation hochkommen. Eine wald- und klimageschichtliche Einstufung und damit eine absolute Datierung gestaltet sich daher recht schwierig. In den

Abb. 6. Quartärgeologische Karte 1:100000 des unteren Goms zwischen Bellwald und Brig

Schuttfächer

Rundhöcker

Heutiger Gletscherumriss sowie Begrenzung der Firngebiete

Holozäne und frührezente Stände

Letzte Spätwürm-Stände: Stadium von Obergesteln

Moränen des ausgehenden Spätwürm: Stadium von Münster

Stadium von Visp und Lalden-Eyholz


Aletschhorn
Mittel-Aletsch-Gl.
Ober-
Geissh
Zenbachenhorn
Grosser Aletsch-Gl.
Aletsch-Gl.
Sparrh.
Belalp
Riederalp
Bettmeralp
Bettmerh.
Marjelensee
Fischer Gl.
Eggishorn
Fieschertal
Bellwald
Mühlebach
Fiesch
Rappe-
Ernen
Lax
RHONE
Grengiols
Binna
Blatten
Mörel
Breithorn
Geimen
Massa
Bettlih
Lengtal
Naters
RHONE
Termen
Faulhorn
BRIG
Ried
Rami-Gl.
Glis
Rosswald
Steinen Gl.
Saltina
Bortelhorn
Glishorn
Tavetbach
Wasenh.
0
2km

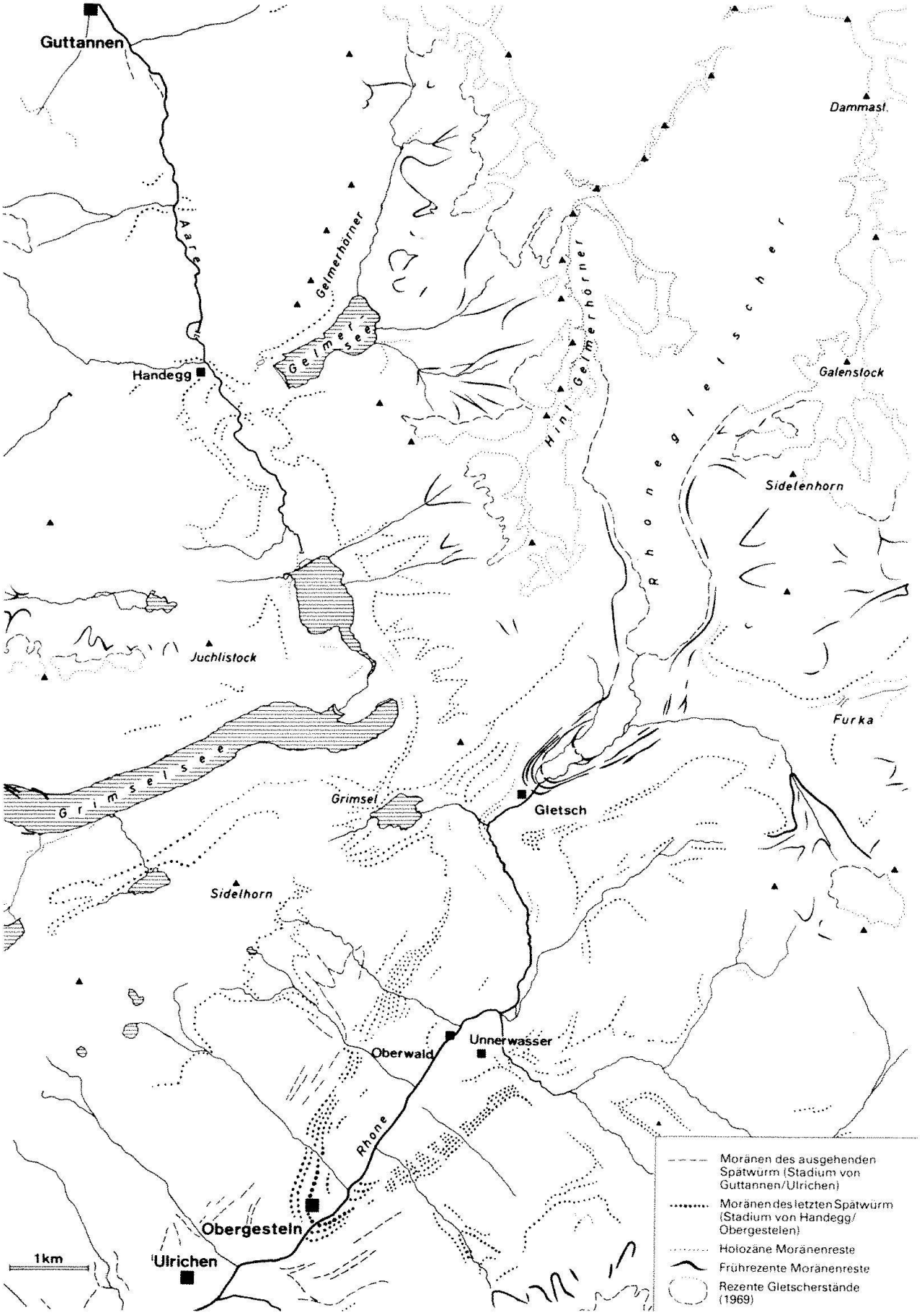


Abb. 7. Quartärgeologische Karte des Grimselgebietes und des obersten Goms

letzten Vorstoss- und den ersten Abschmelzphasen fehlen aus klimatischen Gründen sogar torfige Sedimente. Die Vegetation war im Vorfeld der Gletscher derart spärlich, dass selbst die Tierwelt verarmt war und ^{14}C-Daten von Knochen- und Holzresten nicht unbedingt das Alter ihrer Einbettung widerspiegeln, so dass eine absolute Datierung kaum mehr möglich ist. Damit verbleiben für das Hochglazial einstweilen meist nur die morphologische und die lithostratigraphische Arbeitsweise: Das Verfolgen von Moränenwällen, die Untersuchung ihrer Beziehungen zu Gletscherrand-Ablagerungen und deren minuziöser Aufbau, bis es gelingt, diese Ergebnisse weitab vom ehemaligen Eisrand mit vegetationsfreundlichen Sedimenten in Verbindung zu bringen.

Schon die kartographische Darstellung von Moränenwällen gestaltet sich zufolge ihrer geringen Längserstreckung und ihres unterschiedlichen Alters oft recht schwierig. Vor allem gewährt eine solche Karte meist kaum einen optisch gut fassbaren Überblick über die einzelnen aufeinander folgenden Eisrandlagen, so dass das Lesen solcher Karten selbst dem Quartärgeologen Mühe bereitet; dies besonders im alpinen Bereich, wo Moränenreste, vorab solche älterer Stände, oft weit auseinander liegen und durch Solifluktion vielfach stark beeinträchtigt worden sind (Abb. 1, 5–7). Einem grosszügigen Verbinden der Moränenrelikte zu durchhaltenden Eisrandlagen stehen oft berechtigte Hemmungen des Bearbeiters im Wege.

Ein Mehrfarbendruck kurzer linearer Objekte bietet drucktechnisch Schwierigkeiten und lässt sich finanziell kaum verantworten. So verbleiben meist nur die schwarzweisse Inventarkarte mit verschiedenen Strichsignaturen, welche die effektiv beobachtbaren Eisrandmarken wiedergibt, kleinmaßstäbliche Übersichtskarten mit Rekonstruktionen der Eisränder, wobei meist die seitlichen Zuschüsse unberücksichtigt bleiben, und schliesslich mit Geduld und mehr oder weniger Geschick erstellte Reliefkärtchen, welche die Talgletscher mit ihren Einzugsgebieten plastisch darzustellen versuchen (Abb. 2–4).

Noch problematischer als die Skizzierung von Landschaftsbildern einzelner Rückzugslagen gestaltet sich die Skizzierung der Vorstosshalte, da die konkreten Anhaltspunkte hiezu wesentlich geringer sind. Sowohl deren Randlagen als auch deren Reihenfolge sind wenig gesichert. Immerhin dokumentiert das Einsetzen von moränenbedeckten Schotterfluren ehemalige Sanderkegel; Seetone wurden in bereits existenten Zungenbecken abgelagert; mit Moräne verstopfte Rinnenanfänge belegen die schon beim Vorstoss länger eingenommenen Randlagen. Da die autochthone Pollenflora solcher Zungenbekken-Seen meist recht bescheiden ist, erlaubt sie lediglich Aussagen zum Vegetations-Charakter, aber kaum zur präzisen zeitlichen Einstufung der Sedimente. Eingeschlossene Hölzer sind meist aufgearbeitet. Da sich derartige Untersuchungen auf zahlreiche Bohrungen stützen, sind sie nur im Zusammenhang mit grösseren Bauvorhaben, etwa von Kraftwerksbauten, möglich, bei denen zusätzlich sämtliche anfallenden geotechnischen Daten mitverwendet werden können. Umgekehrt können derartige Rekonstruktionen auch geotechnische Untersuchungen verbilligen.

Die Kartenbeispiele wurden aus dem Einzugsgebiet des würmzeitlichen Rhone-Gletschers gewählt. Sie waren in Brig im Original ausgestellt und sind vom Verfasser (1980) publiziert worden.

Literatur

Hantke, R. 1978: Eiszeitalter, Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete, Band 1. 468 Seiten, Ott-Verlag, Thun.

Hantke, R. 1980: Dito Band 2. 703 Seiten, Ott-Verlag, Thun.

Anschrift des Verfassers:

Prof. Dr. René Hantke
Geologisches Institut der ETHZ
ETH-Zentrum
CH-8092 Zürich

Zur Geschichte unserer Gletscher in der Nacheiszeit. Methoden und Ergebnisse

Gerhard Furrer, Barbara Gamper-Schollenberger, Jürg Suter

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit fasst die Ergebnisse einiger glazialmorphologischer Untersuchungen im schweizerischen Alpenraum zusammen.
Durch Auswertung von Karten, Gletschervermessungen der Gletscherkommission, schriftlichen Quellen und Bilddokumenten sowie mit Hilfe der Lichenometrie wurden die Gletscherbewegungen während der Neuzeit in den verschiedenen Untersuchungen erarbeitet. Diese Resultate werden geordnet; speziell interessiert die zeitliche Einstufung und Grössenordnung der einzelnen Gletscherstände. Nach dem Vergleich der Gletscherstände von 23 Gletschern erscheint die Neuzeit als geschlossene Hochstandsperiode von rund 300 Jahren, die in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts von einem kräftigen Gletscherrückgang abgelöst wird. Ferner zeigt sich, dass die verschiedenen Eisströme im allgemeinen gleichzeitig anwachsen und abschmelzen.
Auch die vorneuzeitlichen postglazialen Gletscherbewegungen werden zusammengestellt. Mit der ^{14}C-Datierung von Torf, Holz, Holzkohle und von A-Horizonten fossiler Böden lassen sich maximale bzw. minimale Gletscherausdehnungen in eine absolute Zeitskala einordnen. Die Ergebnisse der einzelnen Zeitabschnitte werden besprochen und mit pollenanalytischen Befunden aus der Schweiz verglichen.

Résumé

Ce travail résume les résultats de quelques recherches géomorphologiques dans les Alpes suisses.
Diverses recherches ont permis de reconstituer les variations glaciaires des temps modernes grâce à l'interprétation des cartes topographiques, aux contrôles des glaciers de la Commission helvétique des glaciers, aux sources historiques écrites et iconographiques ainsi qu'à l'aide du diamètre des lichens.
Ces résultats sont classés; la chronologie et la dimension des stades glaciaires retiennent tout spécialement l'intérêt. La comparaison des stades de 23 glaciers montre que les temps modernes forment une période uniforme d'environ 300 ans qui se termine par un fort recul des glaciers dans la seconde moitié du 19e siècle. De plus il apparaît qu'en général les glaciers avancent et reculent simultanément.
Les variations des glaciers postglaciaires précédant les temps modernes sont également regroupées. Par la datation au ^{14}C de la tourbe, du bois, du charbon de bois et des horizons A des sols fossiles les extensions glaciaires maximales ou minimales ont été établies selon une chronologie absolue. Les résultats sont discutés pour chaque époque et comparés avec ceux des analyses polliniques de Suisse.

Einleitung

Seit bald zehn Jahren befassen sich einige Doktoranden des Geographischen Institutes der Universität Zürich mit nacheiszeitlichen Gletscherschwankungen. Dieser Beitrag fasst die angewandten Methoden und die bis im Frühjahr 1978 erreichten Ergebnisse zusammen. Weil wir eine allgemeingültige Aussage zur postglazialen Gletschergeschichte der Schweizer Alpen anstreben, sind die Beobachtungen möglichst vieler Gletscher aufgeführt. Ihre Resultate sind einzeln dargestellt. Der Leser kann so zu allen Zeiten des Postglazials selber feststellen, auf welche und auf wie viele Befunde wir uns stützen.
Die Abhängigkeit der Gletscherbewegungen

von klimatischen Faktoren wie Temperatur oder Niederschlag ist vielschichtig (Hoinkes 1971, Gamper/Suter 1978) und wird hier nicht behandelt. Wir schliessen nur generell von Gletscherhochstandsperioden auf Klimaverschlechterungen, bzw. von Perioden abgeschmolzener Gletscher mit hochgelegenen Stirnen auf Klimaverbesserungen.
Die vorliegende Arbeit entstand aus den Resultaten von elf Diplomarbeiten, vier Dissertationen und weiteren, nicht an der Universität Zürich durchgeführten Untersuchungen. Die Diplomarbeiten, welche wir beizogen, sind als Manuskripte am Geographischen Institut der Universität Zürich vorhanden, und wir betrachten deren Ergebnisse als publiziert. Aus Platzgründen sind wir gezwungen, nur die Resultate zu verwenden. Für die Herleitungen verweisen wir auf die einzelnen Arbeiten.

Begriffe

Über die jüngsten Längenänderungen der Gletscher gibt uns die Gletschervermessung zuverlässige Daten. Wo diese fehlen, zeugen Wallmoränen von ehemaligen Ausdehnungen unserer Gletscher. Ist eine Gletscherausdehnung durch Endmoränen markiert, so sprechen wir von einem Stand. Unter Hochstand verstehen wir einen postglazialen Gletscherstand in der Grössenordnung der Zeit um 1850. Dieses Mass aus einer nicht allzufernen Vergangenheit ist gut rekonstruierbar, zeichnet sich doch das Gletschervorfeld (Kinzl 1949) heute noch recht scharf von seiner Umgebung ab. Auch die Moränen aus der Zeit des 17. bis Mitte des 19. Jahrhunderts, die das Vorfeld abgrenzen sowie die zugehörigen Zungenlängen unterscheiden sich in ihrer Grösse deutlich von den jüngeren Ständen.
Unter Ausdehnung sei ein momentaner Umriss der Gletscherzunge verstanden. Vorstoss bedeutet Vergrösserung, Rückzug Verkleinerung der vergletscherten Fläche. Mit Schwankung wird eine Klimaverschlechterung bezeichnet, die pollenanalytisch nachgewiesen ist.
Bei der Besprechung der Ergebnisse drängt sich vom methodischen Gesichtspunkt her eine zeitliche Gliederung auf. Das Postglazial wird unterteilt in Vorneuzeit und Neuzeit. Die Vorneuzeit umfasst den Zeitraum von der Wende des Spät- zum Postglazial um 10200 y B.P. bis 1500 n.Chr.; die Neuzeit beginnt mit dem 16. Jahrhundert.

Neuzeit

Methoden

Die zuverlässigsten Angaben liefert wie erwähnt die Gletscherkommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft durch ihre Vermessungen. Seit 1880 wird eine grosse Zahl von Gletscherzungen jährlich eingemessen. Mit diesen Messungen können ohne weiteres selbst kleinste Veränderungen von weniger als 10 m erfasst und zeitlich genau eingestuft werden.
Ebenfalls genaue und datierte Angaben bringen Karten. Zwar steht ihre Aussage nicht direkt in Beziehung zur Gletscherbewegung, wohl aber zeigen sie eine momentane Ausdehnung. In einigen Spezialfällen fand jedoch die Aufnahme der Karte im selben Jahr statt, in dem sich die Moräne bildete; so erfolgte in vielen Fällen die Aufnahme der Messtischblätter für die Dufourkarte zur Zeit des Hochstandes um 1850. Damit erhalten wir eine wichtige Zeitmarke in der Gletschergeschichte. Normalerweise aber ergeben sich nur relative Altersangaben, z.B. für Moränen oder minimale Ausdehnungen.
Sehr unterschiedlich in ihrer Verwendbarkeit sind schriftliche Quellen und Bilddokumente aller Art. Ab ca. 1800 finden sich mehr und mehr Stiche, Aquarelle, Reliefs und später auch Photos. Noch weiter zurück gehen die vielfältigen Unterlagen aus Reiseberichten, Tagebüchern, Chroniken, Urkunden, Alpurbarien usw., die mit der Gletschergrösse in Verbindung gebracht werden können.
Auch die Lichenometrie leistet wertvolle Dienste bei geeigneten Gletschervorfeldern. Am Bifertengletscher z.B. konnten sieben Moränenkränze datiert werden, deren Entstehungsjahre bis zum Beginn des 17. Jahrhunderts reichen (Gasenzer 1964, 68ff.).
Dank diesen mannigfaltigen Informationen sind wir also über die Gletschervorstösse der letzten 200 Jahre gut unterrichtet. Dann aber werden die Zeugnisse dürftiger. Offenbar kam damals ein Interesse an den Gletschern nur in Zusammenhang mit Katastrophen (z.B. Gletscherseeausbrüchen) auf.

Unterer Grindelwald-, Rhone- und Fiescher-gletscher

Drei Beispiele – Unterer Grindelwaldgletscher (Messerli und Mitarbeiter 1975, insbesondere Beitrag Zumbühl), Rhonegletscher (Mercanton 1916 und Vermessung der Gletscherkommission SNG) und Fieschergletscher (Holzhauser 1978) – zeigen die jährlichen Änderungen der Zungenlängen oder, wo keine jährlichen Beobachtungen zur Verfügung stehen, die Lage der Gletscherstirnen in möglichst kurzen Intervallen (Abb. 1). Es handelt sich um drei Gletscher aus einem relativ eng begrenzten Gebiet mit Flächen von ähnlicher Grösse.

Die jüngsten Zeitabschnitte der drei Kurven sind dank den Gletschervermessungen gut gesichert. Im Zeitraum von der Vermessung (beim Unteren Grindelwaldgletscher vor 1880, beim Rhonegletscher vor 1874 und beim Fiescherglетscher vor 1892) basieren die drei Kurven auf den verschiedenartigen, oben erwähnten Dokumenten. In den älteren Abschnitten der Neuzeit mangelt es jedoch an Überlieferungen. So klaffen selbst beim Unteren Grindelwaldgletscher, dem bezüglich der Neuzeit wohl bestdokumentierten Eisstrom, Lücken.

Zur Festlegung der drei Kurven gehen wir in erster Linie von heute noch vorhandenen und datierten Endmoränen aus, sind diese doch die direkten Zeugen ehemaliger Gletscherstände. Zwischen den Ständen fehlen oft Angaben über die Lage der Gletscherstirne, die Bewegung (Vorstoss bzw. Rückzug) oder gar über deren Alterseinstufung.

Ein Vergleich der Längenänderungen aller drei Gletscher im Zeitraum von 1870 bis 1970 ergibt eine recht gute Übereinstim-

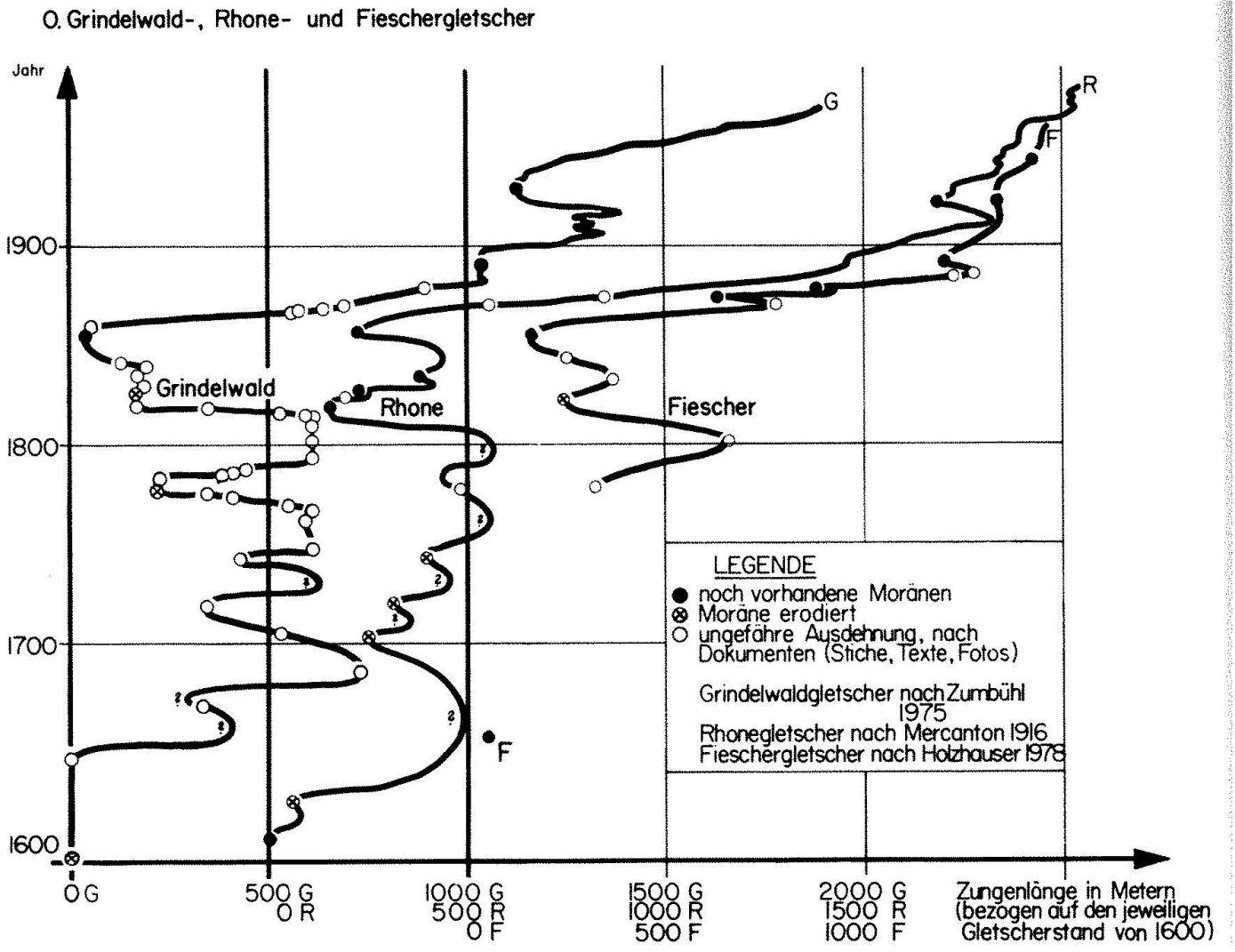


Abb. 1. Änderungen der Gletscherzungenlängen von 1600 bis 1975

mung, obwohl der Rückzug des Rhone- und des Fiescherglетschers gegenüber dem Unteren Grindelwaldgletscher seit 1920 deutlich langsamer vor sich ging. Alle drei Eisströme zeigen einen markanten Rückgang in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts.
Im 17. und 18. Jahrhundert bewegten sich die Gletscherstirnen wie in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts unterhalb der Stirnlagen des 20. Jahrhunderts. Dieser Aussage haftet allerdings eine Unsicherheit an; denn bis zu welcher Höhenlage die Gletscherzungen zwischen zwei Ständen wegschmolzen, ist nur selten exakt festzulegen; die unsicheren Stellen sind daher in Abb. 1 mit Fragezeichen versehen.
Vor 1780 beschränkt sich der Vergleich auf den Rhone- und den Unteren Grindelwaldgletscher, weil vom Fiescherglетscher nur noch eine Moräne aus der Mitte des 17. Jahrhunderts nachzuweisen ist (Holzhauser 1978, 42 und 45). Die Übereinstimmung im Verhalten der Zungenenden ist auch im 17. und 18. Jahrhundert augenfällig.
Die drei Gletscher zeigen also eine deutliche Parallelität in bezug auf die Grössenordnung ihrer jeweiligen Ausdehnungen.

Neuzeitliche Gletscherstände

Abbildung 2 basiert auf den Untersuchungen von 23 Gletschervorfeldern. 19 davon sind Gegenstand von Promotionsarbeiten am Geographischen Institut der Universität Zürich. Zum Vergleich dienen der Untere Grindelwaldgletscher, der Rhonegletscher, der Trift- und der Steingletscher (King 1974). Es wurden nur Gletscher berücksichtigt, die mindestens zwei datierte Stände aufweisen. Die Gletscher sind nach Einzugsgebieten angeordnet (von links nach rechts) analog den Berichten der Gletscherkommission. Über den Gletschernamen sind die Bearbeiter genannt.
Die Figur enthält alle nachgewiesenen Gletscherstände, dabei wird nach der Genauigkeit ihrer zeitlichen Einordnung unterschieden (siehe Legende). Wenn in einem Untersuchungsgebiet alle sichtbaren neuzeitlichen Moränenwälle datiert werden konnten, so ist dies ausserdem durch einen Punktraster festgehalten.
Sowohl beim Unteren Grindelwaldgletscher wie auch beim Rhonegletscher hat sich deutlich gezeigt, dass sich eine Gletscherchronik nicht nur auf eine reine Moränenkartierung stützen darf; falls beispielsweise der Hochstand um 1850 die grösste neuzeitliche Ausdehnung erreicht hat, sind alle älteren neuzeitlichen Moränen überfahren worden und gehen als Zeugen früherer Gletscherstände in der Regel verloren. Wir benötigen daher zusätzliche Informationen und Untersuchungen von möglichst vielen Gletschervorfeldern, um ein realistisches Bild der Gletschergeschichte zu erarbeiten.
Vergleicht man die Gletscherstände miteinander, fällt die zeitliche Übereinstimmung insbesondere der Stände um 1920 und der Hochstände um 1850 und 1820 an sehr vielen Gletschern auf.
Die Kurve am linken Rand der Abbildung 2 fasst die Einzelergebnisse der 23 Gletscher zusammen. Die Stände dieser Kurve sind ab dem 17. Jahrhundert als Ergebnis der rechten Figurenseite zustandegekommen. Die Abszisse enthält die bekannten Stände von 1850, 1890, 1920 und die Ausdehnung von 1973. Wir haben versucht, das Verhältnis der Distanzen zwischen diesen Ständen dem mehrheitlich beobachteten, tatsächlichen Verhältnis möglichst anzupassen. Die Ordinate stellt die Zeitskala dar. Die Stützwerte der Kurve bilden die örtlich und zeitlich empirisch gemittelten Stände der 23 untersuchten Gletscher. Auf die mittlere Änderung der Zungenlängen zwischen den einzelnen Ständen wurde mit Hilfe der historischen Quellen, auf die sich die einzelnen Autoren abstützen, oder mit Hilfe der Daten der Gletschervermessung so weit als irgend möglich geschlossen. Daher stellen die Stände die am besten gesicherten Abschnitte der Kurve dar, während die Bewegungen dazwischen einen Trend angeben. Die Kurve ist nicht überall durch gleich viele Beobachtungen und Stände belegt.
Vor dem Jahre 1600 stützt sich die Kurve lediglich noch auf die beiden folgenden Informationen:
- E. Le Roy Ladurie (1967, 106): Der Rhonegletscher war um 1546 grösser als in den Jahren 1930 bis 1966.
- W. Schneebeli (1976, 25): Im Jahre 1549 erreicht ein Vorstoss des Glacier de Giétro die Grössenordnung von 1850.

Gemäss unserer Kurve erscheint die Neuzeit als eine dreihundertjährige Hochstandspe-

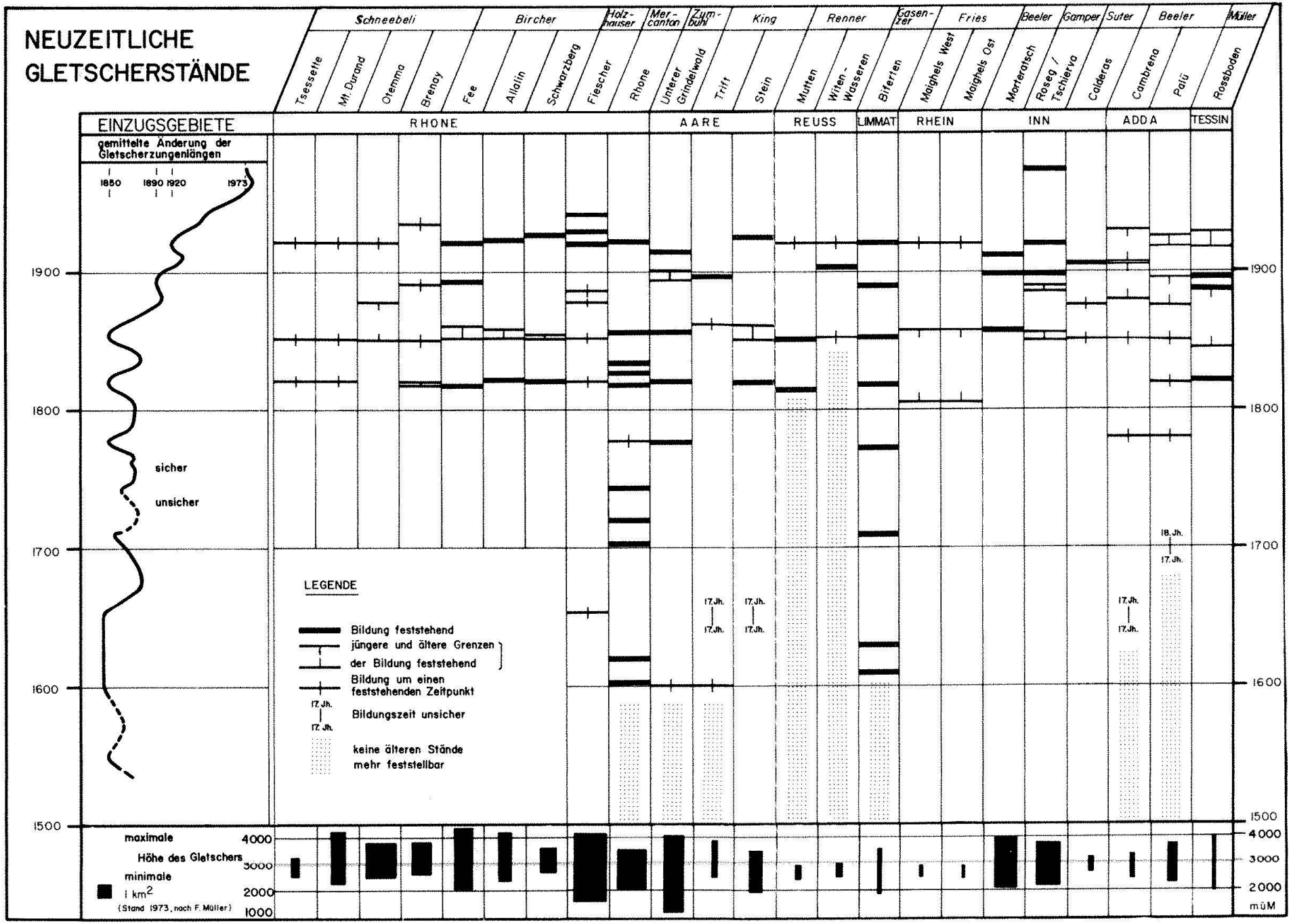


Abb. 2. Neuzeitliche Gletscherstände

riode (Mitte 16. bis Mitte 19. Jahrhundert) mit anschliessender kräftiger Abschmelzphase, was erneut das Ergebnis aus Abb. 1 bestätigt.

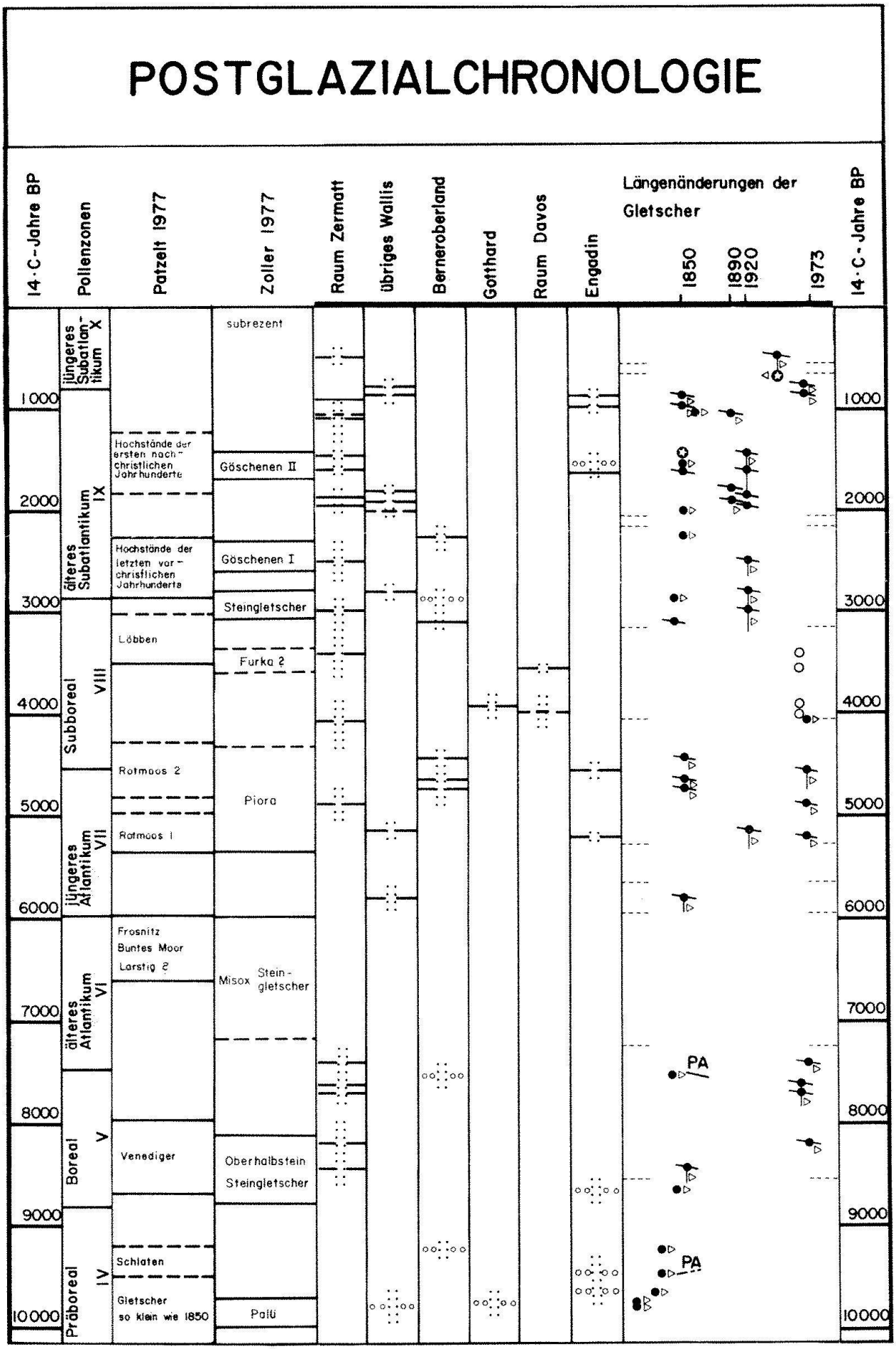
Vorneuzeit

Methoden

Für die Datierung vorneuzeitlicher postglazialer Ereignisse bedienen wir uns in erster Linie der ^{14}C-Methode. Bei allen ^{14}C-Daten handelt es sich um unkorrigierte, konventionelle Radiokarbonalter. Mit dieser einen Methode können je nach Material und Fundumständen sehr verschiedenartige Aussagen zum Gletschergeschehen gewonnen werden.
Problemlos ist die Datierung von Torfbasisproben aus ungestörten Mooren. Die ^{14}C-Datierung zeigt den Beginn der Torfbildung an. Für die Gletschergeschichte ergibt dieses Datum ein Mindestalter seit dem Abschmelzen des Eises aus dem Gebiet des betreffenden Moores.
Weniger eindeutig sind Holzfunde zu interpretieren. Die ^{14}C-Datierung der äussersten Jahrringe einer Holzprobe gibt das Absterbedatum eines Baumes an. Dieses Datum eines im Gletschervorfeld verwurzelten und von einer Moräne überschütteten Stammes steht in direktem Zusammenhang mit dem Verhalten des Gletschers, muss doch der Gletscher vor diesem Datum eine kleinere Ausdehnung gehabt und erst durch sein anschliessendes Vorstossen den Baum in die Moräne eingebettet haben. Oft aber können die Stämme nicht mehr in situ gefunden werden, möglicherweise wurden sie mit Lawinen ins Vorfeld transportiert. Dennoch können solche Funde zu Aussagen über die Gletschergeschichte verwendet werden, wobei aber jeder «einzeln bearbeitet und gewertet werden muss» (Röthlisberger 1976, 87). Holzfunde aus der Region über dem heutigen Rhododendrengürtel (Landolt 1969, 46) geben einen Hinweis, dass die Waldgrenze einst höher lag als die heutige potentielle Waldgrenze. Die Gletscherzungen lagen in Zeiten mit hoher Waldgrenze ebenfalls hoch, denn: «Dem Empordringen der Vegetation parallel läuft das seit mehr als einem Menschenalter zurückreichende Abschmelzen der Alpengletscher» (Braun-Blanquet 1957, 231). Zudem konnte Bortenschlager (1977) zeigen, dass die Waldgrenze in ihrer Lage parallel zu den Gletschern sehr schnell auf ungünstige klimatische Bedingungen im Sommer reagiert.
Ähnlich wie Torfbasisproben sind Funde von Holzkohle zu interpretieren. Sie geben an, dass zur gegebenen Zeit die Fundstelle eisfrei war, d.h. dass die Gletscherzunge oberhalb der Fundstelle lag.
Organisches Material für ^{14}C-Datierungen lässt sich auch aus A-Horizonten fossiler Böden gewinnen. Da aber das Alter weder mit dem mittleren Bodenalter noch mit dem Beginn oder Abschluss der Bodenbildung übereinstimmen muss, wurden die Bodenalter hier nicht verwendet. Ausnahmen bilden die Proben 11, 12, 17, 33 und 45 (vgl. Liste im Anhang), deren ^{14}C-Daten durch Holz- oder Torfdaten aus dem gleichen Profil auf ihre Wahrscheinlichkeit geprüft werden konnten.
Zweimal wurden datierte Hinweise zum Gletscherverhalten verwendet, die aus den Pollenanalysen von King (1974, 110) und Zoller (in Beeler 1977, 212) hervorgehen.

Ergebnisse

Wir haben nun versucht, unser Datenmaterial, das Rückschlüsse auf die postglazialen Gletscherbewegungen zulässt, in Abbildung 3 zu veranschaulichen.
Links zeigt diese die Gliederungen des Postglazials nach den Ergebnissen aus den Österreicher Alpen (Patzelt 1977, mündl. Mitteilung) und aus den Schweizer Alpen (Zoller 1977). Die nächsten Kolonnen zeigen Herkunftsgebiet, Material und die zeitliche Einstufung (inkl. Streuung) der Funde aus den Schweizer Alpen. In der rechten Kolonne ist jeder Wert zeitlich und nach seinem Fundort, bezogen auf die bekannten Stände von 1850, 1890, 1920 und die Ausdehnung von 1973, in der richtigen Lage eingezeichnet. Ausserdem enthält die Abbildung die Bewegungsrichtung der Gletscherstirne. Für jene Funde, welche auf eine höhere als die heutige potentielle Waldgrenze hindeuten, haben wir «gleiche Lage» angenommen. Zwei historische Daten ergänzen die Darstellung. (Wir sind uns dabei bewusst, dass ein Vergleich solcher Daten mit Radiokarbonaltern nicht statthaft ist.)


POSTGLAZIALCHRONOLOGIE
14·C-Jahre BP
Pollenzonen
Patzelt 1977
Zoller 1977
Raum Zermatt
übriges Wallis
Berneroberland
Gotthard
Raum Davos
Engadin
Längenänderungen der Gletscher
1850
1890
1920
1973
jüngeres Subatlantikum X
älteres Subatlantikum IX
Subboreal VIII
jüngeres Atlantikum VII
älteres Atlantikum VI
Boreal V
Präboreal IV
Hochstände der ersten nachchristlichen Jahrhunderte
Hochstände der letzten vorchristlichen Jahrhunderte
Löbben
Rotmoos 2
Rotmoos 1
Frosnitz
Buntes Moor
Larstig 2
Venediger
Schlaten
Gletscher so klein wie 1850
subrezent
Göschenen II
Göschenen I
Steingletscher
Furka 2
Piora
Misox Stein-gletscher
Oberhalbstein Steingletscher
Palü
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000
9000
10000
PA
PA

Anhang zu Abb. 3. Verwendete ^{14}C-Daten

Nr.	^{14}C-Datum	Labor-Nr.	Material, Literatur, Fundort
Raum Zermatt			
1	8400 ± 200 BP	(Ly-749)	Holz, Anzévui in Röthlisberger 1976, 91/115, Glacier de Tsidjiore Nouve
2	8160 ± 220 BP	(Ly-298)	Holz, Vallet in Röthlisberger 1976, 88, Gornergletscher
3	7680 ± 130 BP	(B-2543)	Holz, Röthlisberger 1976, 89, Zmuttgletscher
4	7590 ± 180 BP	(Ly-681)	Holz, Röthlisberger 1976, 89, Zmuttgletscher
5	7360 ± 180 BP	(Ly-297)	Holz, Vallet in Röthlisberger 1976, 88, Gornergletscher
6	4840 ± 150 BP	(Ly-613)	Holz, Schnyder in Röthlisberger 1976, 88, Gornergletscher
7	4030 ± 250 BP	(Sa-229)	Holz, Martin, Radiocarbon, 1965, in Röthlisberger 1976, 90, Glacier du Mont Miné
8	3360 ± 230 BP	(Ly-685)	Holz, Röthlisberger 1976, 90, Glacier de Ferpècle
9	2940 ± 150 BP	(Ly-750)	Holz, Röthlisberger 1976, 91, Glacier de Tsidjiore Nouve
10	2450 ± 200 BP	(Ly-611)	Holz, Röthlisberger 1976, 90, Glacier de Ferpècle
11	1905 ± 75 BP	(Hv-6798)	Boden, Röthlisberger 1976, 76/77, Glacier du Mont Miné
12	1810 ± 100 BP	(Hv-6797)	Boden, Röthlisberger 1976, 76/77, Glacier du Mont Miné
13	1555 ± 60 BP	(Hv-6799)	Holz, Röthlisberger 1976, 77/78, Glacier du Mont Miné
14	1400 ± 100 BP	(B-2542)	Holz, Röthlisberger 1976, 89/115, Zmuttgletscher
15	1015 ± 255 BP	(Hv-7221)	Holz, Röthlisberger 1976, 63, Findelengletscher
16	1000 ± 90 BP	(Ly-686)	Holzkohle, Röthlisberger 1976, 88, Gornergletscher
17	900 ± 75 BP	(Hv-6800)	Boden, Röthlisberger 1976, 78, Glacier du Mont Miné
18	440 ± 70 BP	(B-2541)	Holz, Röthlisberger 1976, 87, Findelengletscher
Übriges Wallis			
19	9760 ± 175 BP	(UZ-141)	Torfbasis, Bircher mündl. Mitteilung 1979, Feegletscher, Moor 1800 m. ü.M, 2 km ausserhalb 1850-Moräne
20	5760 ± 120 BP	(B-514)	Holz, Radiocarbon 7, 1965, in Röthlisberger 1976, 92, Allalingletscher
21	5100 ± 100 BP	(B-833)	Holz, H. Röthlisberger, in Röthlisberger 1976, 92, Allalingletscher
22	2750 ± 100 BP	(B-834)	Holz, H. Röthlisberger, in Röthlisberger, 1976, 92, Allalingletscher
23	1955 ± 80 BP	(UZ-102)	Holzkohle, Bircher mündl. Mitteilung 1979, Feegletscher, Holzkohle aus Seitenmoräne, Fundstelle 1850 mit Eis bedeckt
24	1860 ± 100 BP	(B-362,2)	Holz, Radiocarbon 5, 1963, in Röthlisberger 1976, 94, Aletschgletscher
25	1760 ± 100 BP	(B-362,1)	Holz, Radiocarbon 5, 1963, in Röthlisberger 1976, 94, Aletschgletscher
26	800 ± 100 BP	(B-71)	Holz, Oeschger und Röthlisberger 1961, 191–205, Aletschgletscher
27	720 ± 100 BP	(B-32)	Holz, Oeschger und Röthlisberger 1961, 191–205, Aletschgletscher
Berneroberland			
28	9200 ± 100 Bp	(B-2292)	Torfbasis, King 1974, 60–67, Steingletscher,
29	7500 ± 120 BP	(B-2279)	Torfbasis, King 1974, 94–97, Triftgletscher
30	4700 ± 160 BP	(B-138)	Holz, Radiocarbon 3, 1961, in Röthlisberger 1976, 95, Oberer Grindelwaldgletscher
31	4600 ± 80 BP	(B-254)	Holz, Radiocarbon 19, 1961, in Röthlisberger 1976, 95, Oberaargletscher

Abb. 3. Postglazialchronologie mit Legende zu ^{14}C-Datum aus separatem Blatt

—— Fossiler Boden
– – Holz
– – – Holzkohle
∞∞ Torf
⋮⋮ Streuungsbereich 1σ
PA Gletscherbewegung belegt durch Pollenanalysen
◄ ---- Trennung der ^{14}C-Alter von Holzproben

● Richtpunkt für die Lage der Gletscherstirne
○ Höhere Waldgrenze als heute
✪ Richtpunkt für die Lage der Gletscherstirne (nach histor. Dokumenten)
◁●▷ Gletscher zur Zeit t grösser, kleiner oder gleich
●▷ Gletscher vor Zeit t kleiner oder gleich
●|▷ Gletscher vor Zeit t während x Jahren kleiner oder gleich
Gletscher im Vorstoss zur Zeit t

32	4400 ± 120 BP	(B-139)	Holz, Radiocarbon 3, 1961, in Röthlisberger 1976, 95, Oberer Grindelwaldgletscher
33	3040 ± 100 BP	(B-2287)	Boden, King 1974, 76/77, Steingletscher
34	2820 ± 130 BP	(B-2288)	Torfbasis, King 1974, 75–79, Steingletscher
35	2210 ± 100 BP	(B-2286)	Holz, King 1974, 79/80, Steingletscher
Gotthard			
36	9730 ± 120 BP	(UZ-119)	Torfbasis, Renner 1977, 59/60 Witenwasseren-Gletscher
37	3880 ± 100 BP	(B-2271)	Holz, Kägi 1973, 25, Witenwasseren-Gletscher
Davos			
38	3935 ± 165 BP	(UZ-90)	Holzkohle, Vuagneux 1980, Weisshorngletscher, Holzkohle 2240 m ü. M. auf einer Seitenmoräne
39	3515 ± 80 BP	(UZ-120)	Holz, Vuagneux 1980, Weisshorngletscher, Arvenstamm aus einem Moor, 2270 m ü.M., 40 m über dem heutigen geschlossenen Alpenrosengürtel
Engadin			
40	9635 ± 160 BP	(UZ-46)	Torfbasis, Beeler 1977, 211–215, Palügletscher
41	9460 ± 140 BP	(B-2635)	Torf, Beeler 1977, 211–215, Palügletscher
42	8630 ± 165 BP	(UZ-140)	Torfbasis, Suter, unpubl. Vadret Calderas, Moor 2585 m ü.M., 200 m ausserhalb 1850-Moräne
43	5160 ± 75 BP	(UZ-38)	Holz, Schollenberger 1976, 41/42, Tschiervagletscher
44	4510 ± 90 BP	(UZ-116)	Holz, Gamper, unpubl., Tschiervagletscher, Holz aus dem Gletschervorfeld, Gletscher damals kleiner als um 1960 n.Chr.
45	1570 ± 55 BP	(Hv-6129)	Humose Schmitzen, Beeler 1977, 177–180, Cambrenagletscher
46	1490 ± 100 BP	(B-2531)	Torf, Beeler 1977, 177–180, Cambrenagletscher
47	925 ± 75 BP	(UZ-40)	Holz, Fitze, in Beeler, 1977, 220, Morteratschgletscher
48	815 ± 75 BP	(UZ-42)	Holz, Schollenberger 1976, 38–41, Rosegglетscher

Die Abkürzungen stehen für folgende Laboratorien:
B Universität Bern
Hv Niedersächsisches Landesamt für Bodenkunde, 3-Hannover 23
Ly Laboratoire de Radiocarbon, Université de Lyon
Sa Saclay (Gif-sur-Yvette, France)
UZ Universität Zürich

Weil es sich bei dieser Arbeit um eine Zusammenfassung von Resultaten handelt, können wir weder in der Darstellung noch im folgenden Text auf die Einzeluntersuchungen eingehen. Die ^{14}C-Daten sind im Text mit Nummern versehen, die im Anhang zu Abbildung 3 das Auffinden des zitierten Datums und der zugehörigen Literatur erleichtern sollen.

Wie die Figuren der Neuzeit deutlich belegen, wachsen die verschiedenen Gletscher – von individuellen Abweichungen abgesehen – gleichzeitig zu Hochständen an, haben gleichzeitig ihre grösste Ausdehnung und schmelzen auch gleichzeitig wieder ab. Bei der Bearbeitung unserer Postglazialchronologie setzen wir voraus, dass dieses Verhalten der Gletscher während des gesamten Postglazials unverändert blieb. Damit darf vom Verhalten eines einzelnen Gletschers auf ein allgemeines Verhalten der Schweizer Gletscher geschlossen werden.

Trotzdem sind wir noch nicht in der Lage, die postglazialen Gletscherbewegungen als Kurve abzubilden. Der Grund dafür sind die grösseren zusammenhängenden Datenabschnitte, innerhalb deren vom mathematischen Gesichtspunkt her Gruppierungen nicht erlaubt sind. In einigen Fällen allerdings sind mehrere Daten aus ein und demselben Profil vorhanden. Durch eine eindeutige stratigraphische Abfolge lässt sich dort die Reihenfolge der Ereignisse bestimmen.

Die Ergebnisse werden in einzelnen Abschnitten, die Dr. G. Schwarz, Zürich, nach der statistischen Bearbeitung der Daten (nach Willkomm 1976, 86) erhielt, besprochen. Dr. C. Burga, Zürich, hat die glazialmorphologischen Ergebnisse jedes Abschnittes mit den pollenanalytischen Befunden der Schweiz verglichen. Wir möchten hier für diese Unterstützung der Arbeit herzlich danken.

10 000–8500 BP

Die Daten 9760 ± 175 BP (19), 9200 ± 100 BP (28), 9730 ± 120 BP (36), 9635 ± 160 BP (40), 8630 ± 165 BP (42) belegen, dass die im

Anhang erwähnten Gletscher z.T. bereits vor 9700 Radiokarbon-Jahren auf ihre neuzeitliche Grössenordnung abgeschmolzen waren. Dies stützt die Ergebnisse von Patzelt (1977, 252), der für das erstmalige Erreichen der neuzeitlichen Grössenordnung den Zeitraum um oder etwas nach 9500 BP angibt.
Vor 9460 BP (41) ergeben sich auf Grund pollenanalytischer Untersuchungen Hinweise auf einen Vorstoss des Palügletschers (Palü-Schwankung), der nur wenig über die neuzeitliche Grössenordnung hinausreichte (Beeler 1977, 262). Zeitlich lässt sich die Palüschwankung mit der Schlaten-Schwankung (Patzelt 1973, 65) vergleichen.

8500–7200 BP
In den Vorfeldern des Glacier de Tsidjiore Nouve, des Gorner- und des Zmuttgletschers wuchsen Lärchenwälder, die in einer oder mehreren späteren Phasen von den oben genannten Gletschern überfahren wurden: Tsidjiore Nouve 8400 ± 200 BP (1), Gornergletscher 8160 ± 220 BP (2) und 7360 ± 180 BP (5), Zmuttgletscher 7680 ± 130 BP (3) und 7590 ± 180 BP (4).
Beim Gornergletscher ist zu vermuten, dass er nach dem Vorstoss von 8160 ± 220 BP abschmolz und um 7360 ± 180 BP erneut vorstiess.
Die beiden älteren Holzfunde sind eher der Venediger-Schwankung (Patzelt 1973) zuzuordnen, während die drei jüngeren Holzfunde zeitlich der etwas abgesetzten Oberhalbsteiner-Schwankung (Heitz 1975) entsprechen sowie der von King (1974) am Sustenpass nachgewiesenen Kaltphase (29).

7200–5900 BP
Zu den in der Schweiz nachgewiesenen Misoxer-Kaltphasen (Zoller 1960) sowie zu den ostalpinen Klimaschwankungen Buntes Moor (Mayr 1964), Larstig (Heuberger 1966) und Frosnitz (Patzelt 1973), besitzen wir aus der Schweiz nur vereinzelte geomorphologische Fakten. (Burga 1979: Alp Anarosa/GR: Valletta-Gletscher grösser als 1850, extramoränes Moor bei 2350 m ü. M.)

5900–5600 BP
Ein Lärchenstamm aus dem Vorfeld des Allalingletschers bezeugt, dass der Gletscher während mindestens 150 Jahren kleiner als um 1850 war. H. Röthlisberger schreibt dazu: «Although the trees were not found in the exact position where they had been growing, there is little doubt that they were incorporated in the moraine after having been overrun by the advancing glacier.» (Mitteilung H. Röthlisberger 1967 in F. Röthlisberger 1973, 186.) Das bedeutet, dass der Allalingletscher um 5760 ± 120 BP (20) vorstiess und die Grössenordnung von 1850 erreichte.
Die bisherigen pollenanalytischen Untersuchungen aus den Schweizer Alpen liefern jedoch nur unsichere Hinweise auf postglaziale Klimaschwankungen (Burga 1979). Ebenso fehlen Belege aus den Ostalpen.

5200–4200 BP
In den Vorfeldern des Allalin-, 5100 ± 100 BP (21), Gorner-, 4840 ± 150 BP (6), Oberaar-, 4600 ± 80 BP (31), Oberen Grindelwald-, 4700 ± 160 BP (30), 4400 ± 120 BP (32) und Tschiervagletschers 5160 ± 75 BP (43), 4510 ± 90 BP (44) konnte überall Holz gefunden werden, das vom vorstossenden Gletscher überfahren wurde.
Die Ausdehnung von 1850 wurde vom Oberaar- und Oberen Grindelwaldgletscher überschritten.
Ob es sich beim Oberen Grindelwaldgletscher um zwei Vorstossphasen handelt, kann noch nicht gesagt werden, weil deren Alter statistisch gleich sind. Hingegen sind beim Tschiervagletscher zwei Vorstossphasen nicht auszuschliessen.
Für zwei Klimarückschläge sprechen auch die Untersuchungen am Rotmoos (Patzelt 1973), wobei der ältere Holzfund am Tschiervagletscher zeitlich Rotmoos 1 und der jüngere Rotmoos 2 entspricht.
Am Übergang der Pollenzonen VII/VIII sind in den Pollendiagrammen der Schweizer Zentralalpen mehrere Anzeichen für Klimaschwankungen gegeben (Burga 1977, 1979; Heitz 1975; Müller 1972; Wegmüller 1976; Zoller 1960). Es ist jedoch von diesem Zeitpunkt an stets mit anthropogenen Vegetationsbeeinflussungen zu rechnen (Burga 1976).

4200–3100 BP
In diesem Zeitabschnitt lag die damalige Waldgrenze höher als heute die potentielle Waldgrenze (bezogen auf die obere Grenze des geschlossenen Alpenrosen-Gürtels). Die-

sen Schluss ziehen wir aufgrund der Holzfunde am Monte Miné 4030 ± 250 BP (7), am Flüelapass 3935 ± 165 BP (38) und 3515 ± 80 BP (39), im Raum Zermatt 3360 ± 230 BP (8) und am Gotthard 3880 ± 100 BP (37).

Daher darf dieser Zeitabschnitt als Phase geringer Gletscherstände angesehen werden.
Auch in den uns bekannten Pollendiagrammen aus der Schweiz liegen keine eindeutigen Hinweise auf Schwankungen vor. Wohl treten in einigen Diagrammen NBP- oder Strauchphasen auf, die aber alle eher als anthropogen zu deuten sind.
Es scheint, dass diese Phase mit höherer Waldgrenze durch die Löbben-Schwankung (Patzelt 1973) beendet wird. In der Schweiz konnte diese Schwankung durch radiodendrochronologische Untersuchungen für den Zeitraum um 3200 BP ebenfalls nachgewiesen werden (F. Röthlisberger, W. Bircher, F. Renner, F. Schweingruber in Vorbereitung, mündl. Mitteilung von F. Renner 1979).

3100–2100 BP
Baumstämme in den Vorfeldern des Glacier de Tsidjiore Nouve, des Glacier de Ferpècle und des Allalingletschers deuten auf einen späteren Gletschervorstoss hin: Tsidjiore Nouve 2940 ± 150 BP (9), Ferpècle 2450 ± 200 BP (10), Allalin 2750 ± 100 BP (22).
Aus dem Profil «Hotel Steingletscher» ergibt sich für den gleichnamigen Gletscher ein Vorstoss um 3000 BP von mindestens 200 m über den Stand von 1850 hinaus, der durch die ^{14}C-Daten 3040 ± 100 BP (33) und 2820 ± 130 BP (34) gesichert ist, welche ihrerseits den Ergebnissen der Pollenanalysen nicht widersprechen.
Ebenfalls aus dem Gebiet des Steingletschers liegt ein Holzfund 2210 ± 100 BP (35) aus der Torfbasis eines Moores nur wenig vor der Stirnmoräne von 1850 vor. Das ^{14}C-Datum widerspricht dem pollenanalytischen Ergebnis des Basistorfes nicht. Das bedeutet, dass sich der Steingletscher vor 2210 ± 100 BP (35) mindestens bis hinter die neuzeitlichen Moränen zurückgezogen hatte.
Diese zeitliche Abfolge darf deshalb angenommen werden, weil die beiden Basistorfproben pollenanalytisch mit einem durchgehenden Profil verglichen und in dieses eingeordnet werden konnten.
Auch in den Pollendiagrammen von Zoller et al. (1966) zeichnet sich Ende Subboreal und im Älteren Subatlantikum eine Klimadepression ab. Diese pollenanalytisch nachgewiesene Schwankung erscheint sehr glaubwürdig, weil sie durch geomorphologische Fakten (Gletscherstände: Damma- und Chelengletscher) gestützt wird.
Angeblichen Anzeichen von Klimaschwankungen in spätholozänen Pollendiagrammen ist wegen anthropogener Einflüsse stets mit äusserster Skepsis zu begegnen.

2000–600 BP
Weil die Holzfunde, die diesem Zeitabschnitt angehören, statistisch nicht voneinander zu trennen sind, ist es schwierig, eine gewisse Gliederung der Ereignisse zu erreichen. Zum besseren Verständnis seien die einzelnen Ereignisse, getrennt nach Regionen, kurz dargestellt:

Raum Zermatt
Aus einem Moränenprofil am Mont Miné geht hervor, dass zwischen der Bodenbildung, die altersmässig in der Grössenordnung der beiden ^{14}C-Daten 1905 ± 75 BP (11) und 1810 ± 100 BP (12) liegt, und dem darüberliegenden Lärchenstamm 1555 ± 60 BP (13) ein Gletschervorstoss wie um 1920 erfolgte. Der Lärchenstamm seinerseits wurde bei einem erneuten Gletschervorstoss von der Grössenordnung von 1850 mit Moränenmaterial bedeckt. Dieser Vorstoss ist sicher älter als die Bodenbildung 900 ± 75 BP (17) über diesem Moränenmaterial.
Aus dem Absterbedatum 1400 ± 100 BP (14) eines 400jährigen Lärchenstrunks aus dem Vorfeld des Zmuttgletschers kann geschlossen werden, dass der Gletscher während mindestens 400 Jahren kleiner als um 1920 war, und dass anschliessend ein Gletschervorstoss erfolgte, bei dem der Strunk überfahren wurde.
Der Holzkohlefund im Vorfeld des Gornergletschers besagt, dass der Gletscher um 1000 ± 90 BP (16) mindestens 200 m hinter dem Stand von 1850 lag.
Aufgrund eines Holzfundes aus der Seitenmoräne ist anzunehmen, dass der Findelengletscher um 1015 ± 255 BP (15) eine Ausdehnung wie um 1890 erreicht hatte.

Übriges Wallis
Die Datierung eines Holzkohlehorizontes 1955 ± 80 BP (23) von einer Stelle, die um 1850 eisbedeckt war, ergab, dass um 2000 BP der Feegletscher kleiner als um 1850 gewesen sein muss.
Die Altersbestimmungen der Holzfunde am Aletschgletscher deuten auf einen relativ hohen Gletscherstand nach 1800 BP in der Grössenordnung von 1890: 1860 ± 100 BP (24) und 1760 ± 100 BP (25). Vor 800 BP hatte der Aletschgletscher während mindestens 150 Jahren eine kleinere Ausdehnung als um 1960. Um 800 BP folgte ein neuer Vorstoss, der durch zwei datierte Wurzeln gesichert ist: 800 ± 100 BP (26) und 720 ± 100 BP (27).

Engadin
Der Cambrenagletscher stösst um 1500 BP bis in die Grössenordnung von 1850 vor, was die Daten 1570 ± 55 BP (45) und 1490 ± 100 BP (46) belegen.
Der von Moränenmaterial überschüttete Arvenstrunk am Morteratschgletscher 925 ± 75 BP (47) und der von Moränenmaterial umgebene Strunk am Roseggletscher 815 ± 75 BP (48) zeugen von einer Zeit vor rund 900 Radiokarbonjahren mit geringeren Gletscherständen als um 1850. Der anschliessende Vorstoss erreichte die Grössenordnung von 1850.

Zusammenfassend lässt sich folgendes sagen: Innerhalb des besprochenen Zeitabschnittes liegen mindestens zwei Gletschervorstösse. Dies wird aufgrund der Stratigraphie des Profiles Mont Miné geschlossen. Auch beim Aletschgletscher liegt die Vermutung nahe, dass es sich um zwei verschiedene Vorstossphasen handelt. Da uns aber auch in diesem Abschnitt durchgehende stratigraphische oder pollenanalytische Profile fehlen, sind wir nicht in der Lage, in den einzelnen Gebieten die Gletschervorstösse oder Zeitabschnitte geringer Gletscherausdehnungen einander zuzuordnen.
In diesen Zeitabschnitt fallen auch die ersten historischen Daten: 580 AD: Ausbruch des Gletschersees, der durch den Glacier du Giétro aufgestaut worden war. Dies deutet auf eine Gletscherausdehung wie um 1850 hin (Schneebeli 1976, 25).
Um 1300 AD: Der Fieschergletscher muss eine Ausdehnung von mindestens der Grössenordnung von 1940 gehabt haben. Dies ist durch eine Wasserfassung belegt (Holzhauser 1978, 79).
Einzig die pollenanalytischen Ergebnisse von Zoller et al. (1966), welche mit geomorphologischen Befunden im Zusammenhang stehen (Vorstösse des Damma- und Chelengletschers), deuten auf eine Klimaverschlechterung in der zweiten Hälfte des Älteren Subatlantikums hin.

Nach 500 BP
Auf eine eisfreie Zeitspanne vor 440 ± 70 BP (18) deutet ein Arvenstamm aus dem Vorfeld des Findelengletschers hin. Die Ausdehnung des Findelengletschers war während mindestens 300 Jahren kleiner als um 1936, als das Holz vom Gletscher freigegeben wurde. Durch das Absterbedatum wird ein Gletschervorstoss über die Ausdehnung von 1940 hinaus belegt.

Abkürzungen

EF 13	Erdwissenschaftliche Forschung, Bd. 13 (Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa, Hrsg. B. Frenzel, 1977)
GH	Geographica Helvetica
ZG	Zeitschrift für Geomorphologie N.F.
ZGG	Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie
Dipl. Arb.	Diplomarbeit

Literatur

Beeler, F. 1977: Geom. Untersuchungen am Spät- und Postglazial im Schweiz. Nationalpark und im Berninapassgebiet (Südrätische Alpen). Erg. wiss. Unters. im Schweiz. Nationalpark, 15, N.F., Nr. 77.

Bircher, W. 1977: Lageänderungen von Gletscherzungen im Saastal. Dipl. Arb., Manus. am Geogr. Inst. Univ. Zürich.

Bortenschlager, S. 1977: Ursachen und Ausmass postglazialer Waldgrenz-Schwankungen in den Ostalpen. EF 13.

Braun-Blanquet, J. 1957: Ein Jahrhundert Florenwandel am Piz Linard. Bull. Jard. Bot. Etat Brux., vol. jubilaire Walter Robyns, Bruxelles.

Burga, C. 1976: Frühe menschliche Spuren in der subalpinen Stufe des Hinterrheins. GH, Nr. 2.

- 1977: In Fitze P. und Suter J.: Führer zur ALPQUA 77, Schweiz. Geomorph. Ges.

- 1979: Pollenanalytische und geomorphologische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte und Quartärgeologie des Schams und des San Bernardino-Passgebietes (Kanton Graubünden, Schweiz). Unveröff. Manuskript Univ. Basel.

Forel, F.A.: Les variations périodiques des glaciers des Alpes suisses. 1880–1911. Rapports annuels. 1.rap. 1880 bis 32. rap. 1911. Mercanton, P.L. 1907 bis

1955: Mitarbeit ab 28. rap. bis 76. rap. Renaud A. 1950 bis 1962: Mitarbeit ab 71. rap. bis 83. rap. Kasser, P. 1964 bis 1974: Mitarbeit ab 84. rap. bis 92. rap. in Schweizer Alpenclub: Jahrbücher. Bern.

Fries, M. 1977: Ehemalige Gletscherstände im Val Maighels. Dipl. Arb., Manus. am Geogr. Inst. Univ. Zürich.

Gamper, M. und Suter, J. 1978: Der Einfluss von Temperaturänderungen auf die Länge von Gletscherzungen. GH, Nr. 4.

Gasenzer, H. 1964: Morphologische Untersuchungen in einem Gletschervorfeld (Bifertengletscher). Dipl. Arb., Manus. am Geogr. Inst. Univ. Zürich.

Heitz, C. 1975: Vegetationsentwicklung und Waldgrenzschwankungen des Spät- und Postglazials im Oberhalbstein (Graub./Schweiz) mit bes. Berücksichtigung der Fichteneinwanderung. Beitr. z. Geobot. Landesaufn. der Schweiz, Nr. 55, Bern.

Heuberger, H. 1966: Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain und Oetztal. Wissenschaftl. Alpenvereinshefte, Innsbruck, H. 20.

Hoinkes, H. 1977: Über Beziehungen zwischen der Massenbilanz des Hintereisferners und Beobachtungen der Klimastation Vent. Annalen der Meteorologie Nr. 5, Zürich.

Holzhauser, H. 1978: Zur Geschichte des Fieschergletschers. Dipl. Arb., Manus. am Geogr. Inst. Univ. Zürich.

Kägi, H.U. 1973: Die traditionelle Kulturlandschaft im Urserental. Diss. Univ. Zürich.

King, L. 1974: Studien zur postglazialen Gletscher- und Vegetationsgeschichte des Sustenpassgebietes. Basler Beiträge z. Geog. H. 18, Basel.

Kinzl, H. 1949: Formenkundliche Beobachtungen im Vorfeld der Alpengletscher. Veröffentlichungen des Museum Ferdinandeum, Bd. 26/29.

Landolt, E. 1969: Unsere Alpenflora. Verlag Schweizer Alpenclub.

Le Roy Ladurie, E. 1967: Histoire du climat depuis l'an mil. Paris.

Mayr, F. 1964: Untersuchungen über Ausmass und Folgen der Klima- und Gletscherschwankungen seit dem Beginn der postglazialen Wärmezeit. ZG, 8, H. 3.

Mercanton, P.L. 1916: Vermessungen am Rhonegletscher 1874–1915. Neue Denkschrift der Schweiz. Naturforschenden Ges., Bd. LII.

Messerli, B. et al. 1975: Die Schwankungen des Unteren Grindelwaldgletschers seit dem Mittelalter. Ein interdisziplinärer Beitrag zur Klimageschichte. ZGG, 11, H 1.

Müller, F., Caflisch, T. und Müller, G. 1976: Firn und Eis der Schweizer Alpen. Gletscherinventar. Geogr. Inst. ETH, Publ. Nr. 57.

Müller, H.J. 1972: Pollenanalytische Untersuchungen zum Eisrückzug und zur Vegetationsgeschichte im Vorderrhein- und Lukmaniergebiet. Flora, Bd. 161.

Müller, H.N. 1975: Untersuchungen ehemaliger Gletscherstände im Rossbodengebiet (Simplon, Wallis). Dipl. Arb., Manus. am Geogr. Inst. Univ. Zürich.

Öschger, H. und Röthlisberger, H. 1961: Datierung eines ehemaligen Standes des Aletschgletschers durch Radioaktivitätsmessungen an Holzproben und Bemerkungen zu Holzfunden an weiteren Gletschern. ZGG, 4, H. 3.

Patzelt, G. 1973: Die neuzeitlichen Gletscherschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). ZGG, Bd. IX, H. 1–2.

– 1977: Der zeitliche Ablauf und das Ausmass postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen. EF, 13.

Radiocarbon: Zeitschrift für gesammelte ^{14}C-Daten.

Renner, F. 1977: Ehemalige Gletscherstände im Witenwasseren- und Muttental (Urseren). Dipl. Arb., Manus. am Geogr. Inst. Univ. Zürich.

Röthlisberger, F. 1973: Blümlisalpsagen und Gletscherpässe im Raume Zermatt–Ferpècle–Arolla. (Ein Beitrag zu Klimaschwankungen im Postglazial mit einem Anhang über Holzfunde aus Gletschern). Dipl. Arb., Manus. am Geogr. Inst. Univ. Zürich.

– 1976: Gletscher und Klimaschwankungen im Raum Zermatt, Ferpècle und Arolla. Die Alpen, H3/4.

Schneebeli, W. 1976: Untersuchungen von Gletscherschwankungen im Val de Bagnes. Die Alpen, H. 3/4.

Schollenberger, B. 1976: Moränenwälle im hinteren Rosegtal. Dipl. Arb., Manus. am Geogr. Inst. Zürich.

Suter, J. und Suter, U. 1976: Glazialmorphologische Untersuchungen in der Val Bever. Dipl. Arb., Manus. am Geogr. Inst. Univ. Zürich.

Vuagneux, R. 1980 (im Druck): Glazialmorphologische Untersuchungen spät- und nacheiszeitlicher Gletscherstände im Raume Flüelapass. Diss. Univ. Zürich.

Wegmüller, H.P. 1976: Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den Thuralpen und im Faningebiet (Kanton Appenzell, St. Gallen, Graubünden/Schweiz). Bot. Jb. Syst. 97, H. 2.

Willkomm, H. 1976: Altersbestimmungen im Quartär. Verlag Karl Thiemig.

Zoller, H. 1960: Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz. Denkschr. Schweiz. Natf. Ges. 83, Abh. 2.

– 1977: Pollenanalyse, Klimaschwankungen und Gletscherstände im ausgehenden Pleistozän und Holozän der östlichen Schweizer Alpen. Vortrag vom 7. Okt. 1977 an der 157. Jahresversammlung der SNG, Bern.

Zoller, H., Schindler, C. und Röthlisberger, H. 1966: Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gotthardmassiv und Vorderrheingebiet. Verh. Natf. Ges. Basel, 77, Nr. 2.

Zumbühl, H.J. 1975: Die Schwankungen des Unteren Grindelwaldgletschers in den historischen Bild- und Schriftquellen des 12. bis 19. Jahrhunderts. ZGG, 11, H. 1.

Anschrift der Verfasser:

Prof. Dr. Gerhard Furrer
Dipl. Geogr. Barbara Gamper-Schollenberger
Dipl. Geogr. Jürg Suter
Geographisches Institut der Universität Zürich
Postfach
CH-8033 Zürich

Graphische Ausführung:
Dr. Gerhard Kasper
Dipl. Geogr. Hanspeter Holzhauser

Die Rekonstruktion des Klima- und Witterungsverlaufes der letzten Jahrhunderte mit Hilfe verschiedener Datentypen

Christian Pfister, Bruno Messerli, Paul Messerli, Heinz Zumbühl

Zusammenfassung

Allgemein und anhand konkreter Beispiele wird gezeigt, wie Daten aus historischen Quellen für die Rekonstruktion des Klimaverlaufs der letzten Jahrhunderte verwendet werden können.
Einleitend wird eine Taxonomie zur Klassifikation der über 27 000 Records aufgestellt, die für den Zeitraum 1525–1825 gesammelt werden konnten. Probleme der Quellenkritik und die Umsetzung des Materials in thermische und hygrische Indices werden diskutiert.
Als Beispiele von dokumentarischen Datentypen werden die 210jährige Temperaturreihe von Basel, eine Säkularreihe der Schneedauer in Zürich, eine Hoch- und Niedrigwasserstatistik für das schweizerische Mittelland sowie die Zungenlängenänderungen der beiden Grindelwaldgletscher (1600–1978) vorgestellt.
In der Synthese wird die Klimaschwankung von 1812–17 mit derjenigen in der zweiten Hälfte des 16. Jahrhunderts verglichen und dabei die Aussagekraft der verwendeten Datentypen demonstriert.

Résumé

Une reconstruction des variations climatiques est tentée sur la base d'un matériel provenant de documents historiques pour les siècles les plus récents.
D'abord une classification est faite des quelques 27 000 unités d'information collectionnées pour la période 1525 à 1825. Ensuite les problèmes sont discutés se rapportant à la critique des sources et à la création d'indices thermiques et hygriques.
Pour illustrer les qualités de différents types de données quatre exemples sont présentés: la série thermométrique de Bâle (1755–1965), une série séculaire de la durée d'enneigement à Zurich, une statistique des crues et des eaux basses sur le Plateau et une courbe des fluctuations des deux glaciers de Grindelwald (1600–1978).
La synthèse comprend une analyse de la variation climatique de 1812–17 qui est comparée à celle qui s'est produite dans la deuxième moitié du 16e siècle. Pour terminer la valeur des différents types de données employées est mis en relief.

Einleitung und Problemstellung

Das Klima ist das wichtigste Element unserer Umwelt. Die Rekonstruktion des Klima- und Witterungsverlaufes der letzten Jahrhunderte als Schlüssel zum besseren Verständnis der Gegenwart und möglicherweise auch der Zukunft stellt uns vor zwei grosse fachliche und methodische Problemkreise.
Zum ersten genügen die relativ kurzen Messreihen der Instrumentenzeit kaum, um die Klimaveränderungen und Klimaschwankungen der letzten Jahrhunderte zu erkennen und zu verstehen. Wir brauchen eine Verlängerung durch dokumentarische Daten um 500–1000 Jahre, so dass wir vor dem Problem stehen, Messungen mit historischen Beobachtungen zu korrelieren.
Zum zweiten müssen wir versuchen, Felddaten für weiter zurückliegende Ereignisse klimatologisch zu kalibrieren und zu interpretieren. Damit stehen wir vor dem Problem, verschiedenste Datentypen, die kaum vergleichbar sind, miteinander in Beziehung setzen zu müssen. Da aber nur eine umfassende Benützung aller vorhandenen Datentypen zu einer brauchbaren Rekonstruktion des Klima- und Witterungsverlaufes führt, müssen wir lernen, diese methodischen Schwierigkeiten zu bewältigen.
Von diesen Fragestellungen her besprechen

wir in den Kapiteln 2 und 3 definitorische und grundsätzliche Probleme, beschreiben in Kapitel 4 einige Beispiele verschiedener Datentypen und versuchen anschliessend in Kapitel 5 eine Synthese aus zwei Zeitabschnitten maximaler Gletschervorstösse des «Little Ice Age».
Dabei handelt es sich um eine knappe und grundsätzliche Gesamtschau und Wertung verschiedenster Datentypen. Ausführlichere Darstellungen zu den einzelnen Kapiteln sind umfassenderen Publikationen vorbehalten (Pfister in Vorbereitung, Zumbühl 1980, vgl. ferner Messerli et al. 1976 und 1978).

Eine Taxonomie klimageschichtlicher Daten

Zeitliche Abgrenzung von modernen und klimageschichtlichen Daten

Als geeigneter Zeitpunkt zur Abgrenzung von modernen und klimageschichtlichen Daten bietet sich die Einführung der staatlichen Messnetze an. Vorher waren die meteorologischen Beobachtungen durch vereinzelte Wissenschafter und Liebhaber nach individuellen Kriterien und mit verschiedenen Instrumenten durchgeführt worden. Manche dieser frühen Beobachtungen sind nicht publiziert oder homogenisiert worden. Die Originalmanuskripte befinden sich meist im Besitze von Bibliotheken oder Archiven.
Seit der Gründung der Meteorologischen Zentralanstalt 1864 sind in der Schweiz Messinstrumente und -instruktionen vereinheitlicht worden. Seitdem werden die Daten von einer Zentrale gesammelt, geprüft, ausgewertet, publiziert und archiviert. Ausserdem umfasst das Messnetz alle Landesteile.
Während der Fachmeteorologe zu den modernen Daten leicht Zugang findet und ihnen Vertrauen schenken kann, kennt er die klimageschichtlichen Daten kaum und steht ihnen skeptisch gegenüber. Es gehört zu den wichtigsten Aufgaben des Klimahistorikers, sein Datenmaterial in einer verständlichen und vergleichbaren Form zu publizieren und dessen Wert für die Rekonstruktion der Klima- und Witterungsverhältnisse der früh- und vorinstrumentellen Periode überzeugend darzulegen.
Alle klimageschichtlichen Daten können nach zwei Gesichtspunkten klassifiziert werden: ihrem Fundort und ihrem Bezug zu Wetter und Klima.

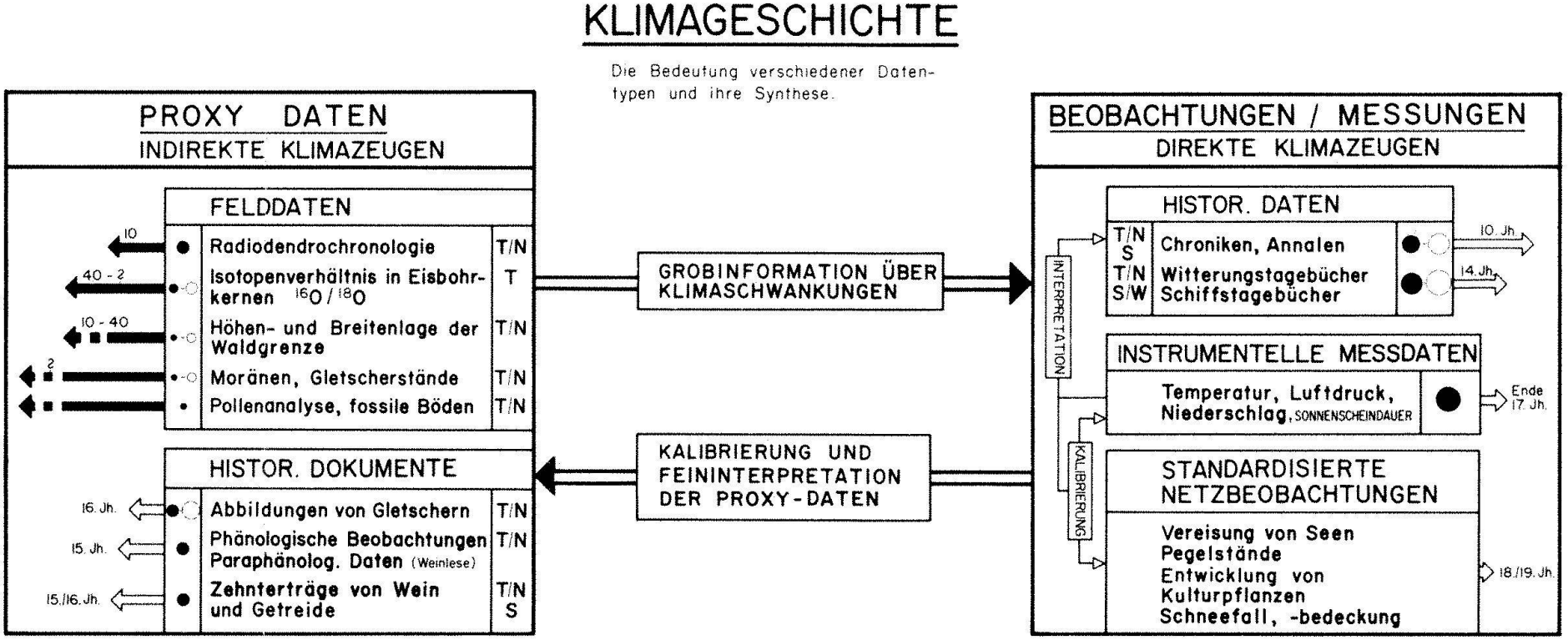
Klassifikation der klimageschichtlichen Daten nach Fundort

Als dokumentarische Daten könnte man all jene schriftlichen und bildlichen Quellen bezeichnen, die irgendwelche Schlüsse auf Witterung und Klima vergangener Jahrhunderte erlauben und in Archiven, Bibliotheken und Museen aufbewahrt werden. Dokumentarische Daten stammen von Menschen, welche selbst Zeuge vergangener Klimaschwankungen und -veränderungen gewesen sind.
Der Begriff der Felddaten umfasst jene grosse Vielfalt von Spuren vergangener Klimate, die in verschiedenen Elementen der Natur gespeichert sind, wie z. B. in Moränen, Pollenprofilen, Baumringen. Auch die Isotopenverhältnisse gehören dazu.

Klassifikation der klimageschichtlichen Daten nach Bezug zu Wetter und Klima

Hier können wir direkte und indirekte Zeugen unterscheiden. Zur ersten Gruppe gehören unmittelbare Aussagen über Witterungsvorgänge oder einzelne Klimaelemente, also Beschreibungen des Wetters in Chroniken, alten Kalendern und Tagebüchern, ferner alle Messungen, die sich auf atmosphärische Vorgänge beziehen.
Bei den indirekten Zeugen, die häufig auch als Proxy-Daten bezeichnet werden, muss der Bezug zur Witterung vom Forscher hergestellt werden. Da die meisten Proxy-Daten der Gruppe der Felddaten entstammen, werden die beiden Begriffe in der Literatur oft synonym verwendet. Eine genauere Betrachtung zeigt jedoch, dass Proxy-Daten auch in historischen Dokumenten vorkommen. Beispielsweise gehören dazu Berichte von Gletscherschwankungen und von phänologischen Beobachtungen, Angaben über das Datum des Weinlesebeginns und den Zeitpunkt der Getreide-Zehntsteigerung (paraphänologische Beobachtungen), ferner Bemerkungen über die Qualität der Weine und Statistiken der Erträge von Rebgütern.

Durch die Kombination der beiden Klassifikationen erhalten wir die folgenden drei klimageschichtlichen Datentypen:



PROBLEME DER VERSCHIEDENEN DATENTYPEN		
Felddaten (indirekte Klimazeugen)	Hist. Dokumente + Daten (dir. + indir. Klimazeugen)	instrumentelle Messdaten (direkte Klimazeugen)
· relativ geringe zeitliche Auflösung · Reaktion auf mehrere Witterungselemente (z.B. Temperatur und Niederschlag) · unpräzise Datierung (verschieden je nach Methode)	· Beobachtungslücken · nur letzte 5 - 8 Jahrhunderte aussagekräftig · Subjektivität der Beobachtungen	· nur letzte 2 - 3 Jahrhunderte erfasst · geringe Stationsdichte (vor Mitte 19. Jh.) · Inhomogenität der Messreihen

ERST DURCH EINE ZUSAMMENSCHAU (SYNTHESE) UND GEGENSEITIGE KONTROLLE VIELER DATENTYPEN WIRD ES MOEGLICH, EIN WIRKLICHKEITSGETREUES, WEIT ZURUECKREICHENDES UND DETAILLIERTES BILD DES VERGANGENEN KLIMAS ZU ENTWERFEN.

DIE KENNTNIS DES KLIMAVERLAUFS IN DER VERGANGENHEIT HILFT UNS, ZUSAMMENHAENGE IM HINBLICK AUF EINE KLIMAPROGNOSE ZU ERKENNEN, UND DEN EINFLUSS MENSCHLICHER AKTIVITAETEN AUF DAS KLIMA REALISTISCHER ZU BEURTEILEN.

Abb. 1. Die Bedeutung verschiedener Datentypen zur Rekonstruktion des Klima- und Witterungsverlaufes.

© Geographisches Institut Universität Bern

Tab. 1. Eine Taxonomie klimageschichtlicher Daten

nach Fundort nach Bezug zu Wetter und Klima	Felddaten	Dokumentarische Daten
direkte Daten		Chroniken Witterungstagebücher Messungen
indirekte Daten (Proxy-Daten)	Pollen Moränen Isotopen ($0^{18}/0^{16}$) Baumringe etc.	phänologische Beobachtungen paraphänologische Beobachtungen Weinerträge und -qualitäten Bild- und Schriftquellen etc.

Methodische Probleme bei der Auswahl, Verarbeitung und Auswertung dokumentarischer Daten

Grundsätzliches zur Verwendung dokumentarischer Daten

Die erste wissenschaftlich motivierte Zusammenstellung historischer Witterungsbeobachtungen verdanken wir dem Zürcher Johann Jakob Scheuchzer. Umfangreichere Kompilationen dieser Art sind im späten 19. Jahrhundert entstanden (Brügger 1882/88, Amberg 1890/97). Beobachtungsmaterial aus ganz Europa haben Hennig (1904), Easton (1928) und Weikinn (1958/63) zusammengetragen.

Die meisten dieser Autoren waren darauf bedacht, ihre Quellentexte möglichst unverändert wiederzugeben, sie «für sich sprechen zu lassen». Lückenhaftes und inhomogenes Material kann am besten über einen numerischen Index in eine interpretierbare Form gebracht werden. Brooks (1926), Easton (1928) und später Lamb (1965) haben saisonale Indices für Winterstrenge und Sommerfeuchtigkeit entwickelt. Die Dichte und Vielfalt des schweizerischen Materials ermöglicht Bestimmung der Witterung für Monatswerte (Pfister 1980).

Die Interpretation und Verwendung dokumentarischer Daten ist nicht unproblematisch. Drei Grundsätze gilt es zu berücksichtigen, wenn man nicht Gefahr laufen will, zu Fehlschlüssen zu kommen.

Notwendigkeit der Quellenkritik

Viele der in alten Dokumenten erwähnten Witterungsereignisse sind vom Chronisten stillschweigend aus anderen Quellen übernommen worden. Damit können sich mancherlei Fehler einschleichen. Deshalb sind nur diejenigen Witterungsereignisse als gesichert zu betrachten, von welchen wir annehmen können, dass sie vom Verfasser des Dokumentes selber beobachtet worden sind.

Datierung

In den katholischen Orten wurde von 1584 an der gregorianische Kalender verwendet, während der alte julianische Kalender in den reformierten Orten weiterhin bis zum Jahresanfang 1701 in Geltung blieb. Allerdings gibt es zahlreiche Ausnahmen von dieser Regel. So führten beispielsweise evangelisch Glarus und Appenzell Ausserrhoden den neuen Kalender erst 1798 ein, in Graubünden erfolgte die Einführung gemeindeweise gestaffelt im 18. und frühen 19. Jahrhundert. Datierungsfehler fallen namentlich bei den phänologischen Beobachtungen stark ins Gewicht. Bei der unterschiedlichen Charakterisierung desselben Monats durch reformierte und katholische Beobachter sind sie ebenfalls zu berücksichtigen.

Entwicklung objektiver Gewichtungskriterien für die Beurteilung der einzelnen Monate

Wenn wir einen ungewichteten Index konstruieren wollen, können wir einfach die Angaben des Beobachters übernehmen, gleichgültig, ob dieser für einen Monat nur «Regen» meldet, oder ob wir aus einem Witterungstagebuch wissen, dass an 28 von 31 Tagen Niederschläge gefallen sind. Wenn dagegen ein gewichteter Index konstruiert werden soll, müssen objektive Kriterien für die Gewichtung gefunden werden. Wir dürfen keinesfalls die vom Beobachter verwendeten Akzentuierungen wie «bitter kalt» oder «grausam heiss» unbesehen zum Massstab für die Gewichtung nehmen. In den meisten historischen Quellen finden sich auch Beobachtungen von «objektiven» thermischen Indikatoren, deren Aussagekraft in den durch Messungen belegten letzten zwei Jahrhunderten geeicht werden kann.

Dazu gehören namentlich: Schneefall und Dauer der Schneebedeckung (Flohn 1949, Pfister 1978 a), Sommerschneefälle im Ge-

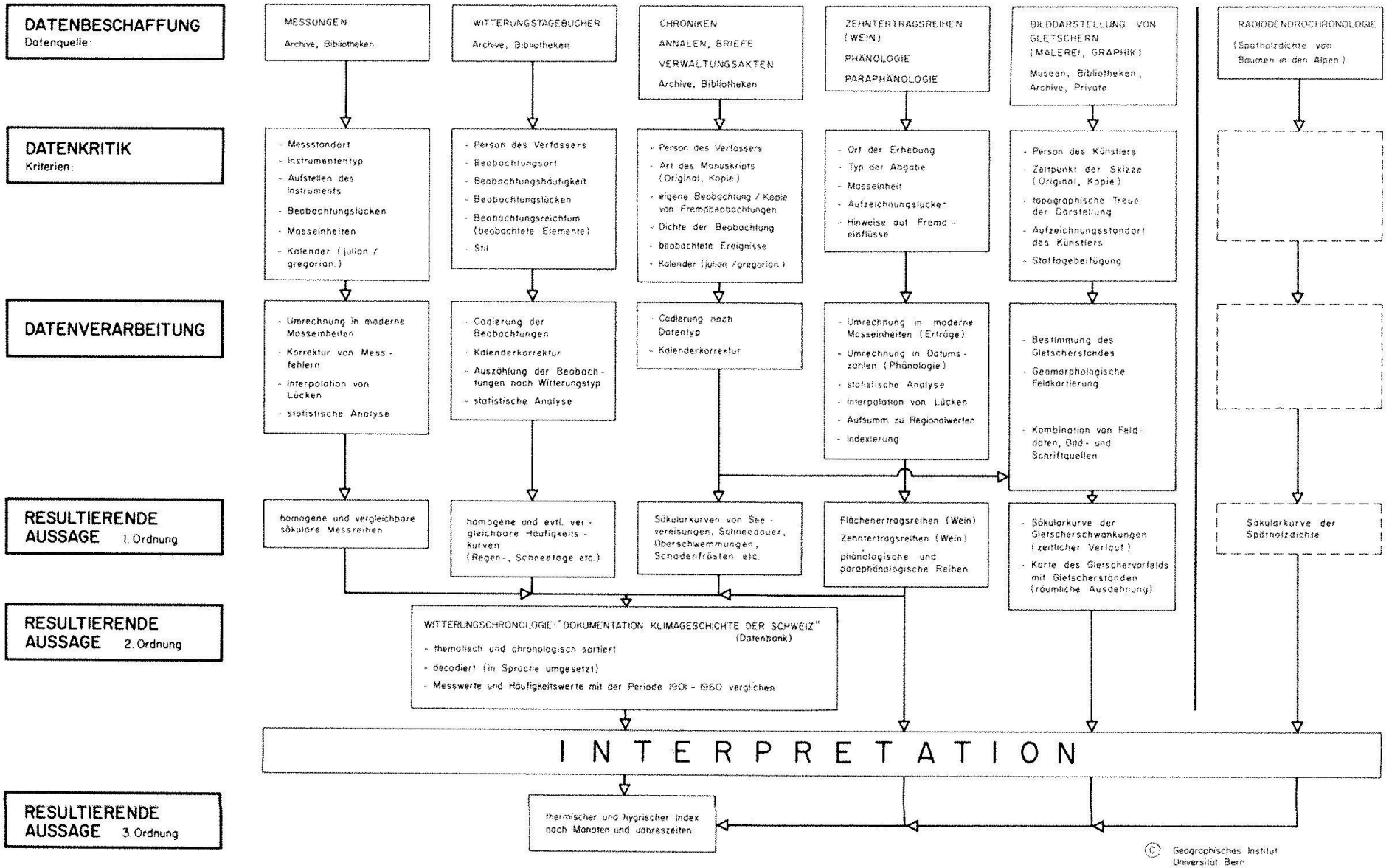


Abb. 2. Die Verarbeitung dokumentarischer Datentypen, eine Übersicht.

birge, Blüte-, Reife- und Erntezeit von Kulturpflanzen, Vereisung von Seen, Wasserstände von Flüssen und Seen, Qualität der Weine.
Wenn die Beobachter ihre «subjektiven» Akzente richtig gesetzt haben, dann sollten diese mit solchen «objektiven» Erscheinungen übereinstimmen.
Wenn beispielsweise ein Beobachter meldet, die Reben hätten Ende Mai zu blühen begonnen und beigefügt, dieser Monat sei heiss und trocken gewesen, dann stimmt dies mit dem Ergebnis der Analyse von modernem phänologischem Datenmaterial überein (Pfister in Vorbereitung). Gleicherweise deutet eine ununterbrochene Schneebedeckung im tieferen Mittelland (400–500 m) während des Monats März auf stark unterdurchschnittliche Temperaturen hin, und wir können den Monat als «sehr kalt» einstufen, selbst wenn keine entsprechende Bemerkung des Beobachters vorliegt.
Die Aussagekraft dieser Indices hängt natürlich stark von Qualität und Dichte des verwendeten Beobachtungsmaterials ab. Die schweizerischen Archive haben sich diesbezüglich als überaus reichhaltig erwiesen. Zwischen 1550 und 1650 ist die Zahl der Monate ohne Beobachtungen sehr gering, von da an ist das Dossier praktisch lückenlos. Bei einer solchen Fülle von Daten wird die Klimageschichte zu einem faszinierenden Puzzle, einem Vergleichen und Bewerten von vielfältigen, räumlich oft weit auseinanderliegenden Datenquellen und Beobachtungen, die sich in ihrer Aussage und zeitlichen Abfolge im Jahresverlauf ergänzen. Um den Witterungsverlauf eines Jahres zu beschreiben, müssen beispielsweise Beobachtungen über die Vereisung des Neuenburgersees, der Schneedauer im Klosterhof von St. Gallen, der Kirschblüten im Bündner Rheintal bis hin zur Roggenernte in Winterthur, der Rotfärbung der Burgundertrauben in den Rebbergen von Hallau, der Weinqualität am Zürichsee und der Dauer der Herbstweide auf den Klostergütern von Einsiedeln herangezogen werden.

Die Datenbank «Dokumentation Klimageschichte der Schweiz 1525–1825»

Der Einsatz des Computers, von Anfang an eingeplant, rechtfertigte sich von der Datenmenge her: Aus den drei Jahrhunderten von 1525–1825 wurden mehr als 27000 Records («Angaben») zusammengetragen und in der Datenbank gespeichert. Bis zum Beginn der regelmässigen Temperaturmessungen (1755) wurden alle gesicherten Berichte zeitgenössischer Beobachter erfasst, in den letzten sieben Jahrzehnten nur noch die Ergebnisse von Messungen, täglichen Beobachtungen und sorgfältigen Schnee- und Pflanzenbeobachtungen.
Die Beobachtungen stammen aus 230 Quellen; davon sind 110 handschriftlich und weitgehend unbekannt. Sie liegen in Bibliotheken und Archiven von Basel, Bern, Chur, Einsiedeln, Fribourg, St. Gallen, Genève, Lausanne, Luzern, Neuenburg, Schaffhausen, Solothurn, Winterthur und Zürich. Die zahlreichen Häufigkeitsangaben (Regen-, Schnee-, Gewitter-, Nebel-, Sonnentage) basieren auf der Auswertung von mehr als 70000 täglichen Witterungsbeobachtungen mit und ohne Instrumente aus allen Teilen des schweizerischen Mittellandes und Voralpengebiets. Niederschlagsmessungen der Jahre 1708–12, 1717–31, 1740–46, 1750–54 und ab 1760 sind einbezogen worden, ferner die Basler Temperaturreihe ab 1755. Für die Einschätzung der Temperaturverhältnisse vor diesem Zeitpunkt haben sich die fast 3000 Pflanzenbeobachtungen und die mehr als 3000 Schneebeobachtungen als besonders wertvoll erwiesen.
Die deskriptiven Beobachtungen wurden über einen mehr als 400 Positionen umfassenden Zahlencode in numerische Form umgesetzt, chronologisch und thematisch sortiert, teilweise interpretiert, in lesbare Form umgesetzt und mit den nötigen Attributen (Beobachtername, Beobachtungsort, Höhenlage, Quellenverweis) versehen. Das Ergebnis ist die Witterungschronologie «Dokumentation Klimageschichte der Schweiz», welche über den Ablauf der Witterung und deren Auswirkungen auf Bio-, Hydro- und Anthroposphäre in einem zeitlichen Raster von Dekaden (Zehntageabschnitten) bis Jahreszeiten informiert.
Bei besonders aufschlussreichen Berichten, die sich durch den Zahlencode nicht vollständig umsetzen lassen, wie jenem über den verheerenden Wirbelsturm im Januar 1739, ist die Wiedergabe der Originaltexte in Form von Anmerkungen vorgesehen.

Durch die Speicherung der Beobachtungen auf modernen Datenträgern eröffnet sich die Möglichkeit, das schweizerische Material in eine künftige europäische oder gar nordhemisphärische klimageschichtliche Datenbank einzubeziehen. Diese würde eine Kartierung der typischen Wetterlagen in vergangenen Jahrhunderten und damit wesentliche Aussagen über Ursache und Verlauf von Klimaschwankungen und -änderungen erlauben. Ansätze dazu finden sich bei Lamb (1977).

Beispiele verschiedener Datentypen und ihre Bedeutung

Die 210jährige Temperaturreihe von Basel im Vergleich mit den Säkularschwankungen der beiden Grindelwaldgletscher

Die Temperaturreihe von Basel gehört zu den wenigen mitteleuropäischen Klimareihen, die auf einer lückenlosen instrumentellen Beobachtungsperiode von mehr als 200 Jahren beruhen. Sie ermöglicht deshalb eine Korrelation mit den historischen Gletschervorstössen im schweizerischen Nordalpenraum und gestattet unter Umständen Aussagen über die thermischen Voraussetzungen dieser Ereignisse.
Eine detaillierte Untersuchung ausgewählter Stationen des schweizerischen klimatologischen Netzes für den Zeitraum 1901–70 (Messerli P. 1979) hat gezeigt, dass zwischen Höhen- und Tieflandstationen nur für die Sommer- und Frühlingstemperaturen eine hohe Korrelation besteht. Der Temperaturverlauf in Basel kann deshalb für Hochlagen in den übrigen Jahreszeiten nur bedingt als repräsentativ betrachtet werden.
Die 210jährige Basler-Reihe setzt sich aus sechs verschiedenen Beobachtungsperioden zusammen (1755–1804, 1800–1825, 1802–1832, 1826–1874, 1874–1941, 1929–1965). Die schrittweise Reduktion auf die Periode 1929–65 unter Ausschaltung des Stadteinflusses erfolgte in einer äusserst sorgfältigen Bearbeitung durch Bider, Schuepp und von Rudloff (1958). Die publizierten Werte repräsentieren somit die klimatisch bedingten Säkularvariationen der Monatsmitteltemperatur.
Mit der Gletscherkurve von Zumbühl (Abb. 6) wird das dynamische Verhalten der beiden Grindelwaldgletscher über die letzten 400 Jahre ausserordentlich detailliert dokumentiert. Damit ergibt sich die einzigartige Möglichkeit abzuklären, wie sich der Übergang vom «Little Ice Age», mit einem gewaltigen Rückzug der Alpengletscher zwischen 1860 und 1880, im Temperaturverlauf abzeichnet.
In den Schwankungen der beiden Grindelwaldgletscher im Zeitraum 1750–1970 lässt sich unschwer ein langfristiges Verhalten (Hochstand während des «Little Ice Age» mit generellem Rückzug in der zweiten Hälf-

Tab. 2. Mittelwertsdifferenzen und Trendverhalten zwischen den Perioden 1755–1859 und 1860–1965 (langfristiges Verhalten)

Periode	Jahreszeit	Mittelwertsdifferenz (1860–1965)–(1755–1859) °C	Standardabweichung °C	Regressionskoeffizient	F-Wert des Reg. Koeffizienten	t-Wert der Mittelwertsdifferenz	Signifikanz $F_{0.95} = 3.95$ $t_{0.95} = 1.65$ Trend	Mittelwert
1755–1859			1.14	−0.006.	3.16		−	
	Frühling	0.3				2.30		+
1860–1965			0.96	0.008	7.59		+	
1755–1859			0.91	−0.004.	1.85		−	
	Sommer	0.1				0.66		−
1860–1965			0.94	0.005	3.05		−	
1755–1859			1.01	−0.002.	0.41		−	
	Herbst	0.4				2.90		+
1860–1965			1.03	0.011	12.31		+	
1755–1859			1.73	−0.001	0.06		−	
	Winter	0.6				2.62		+
1860–1965			1.82	0.007	1.38		−	

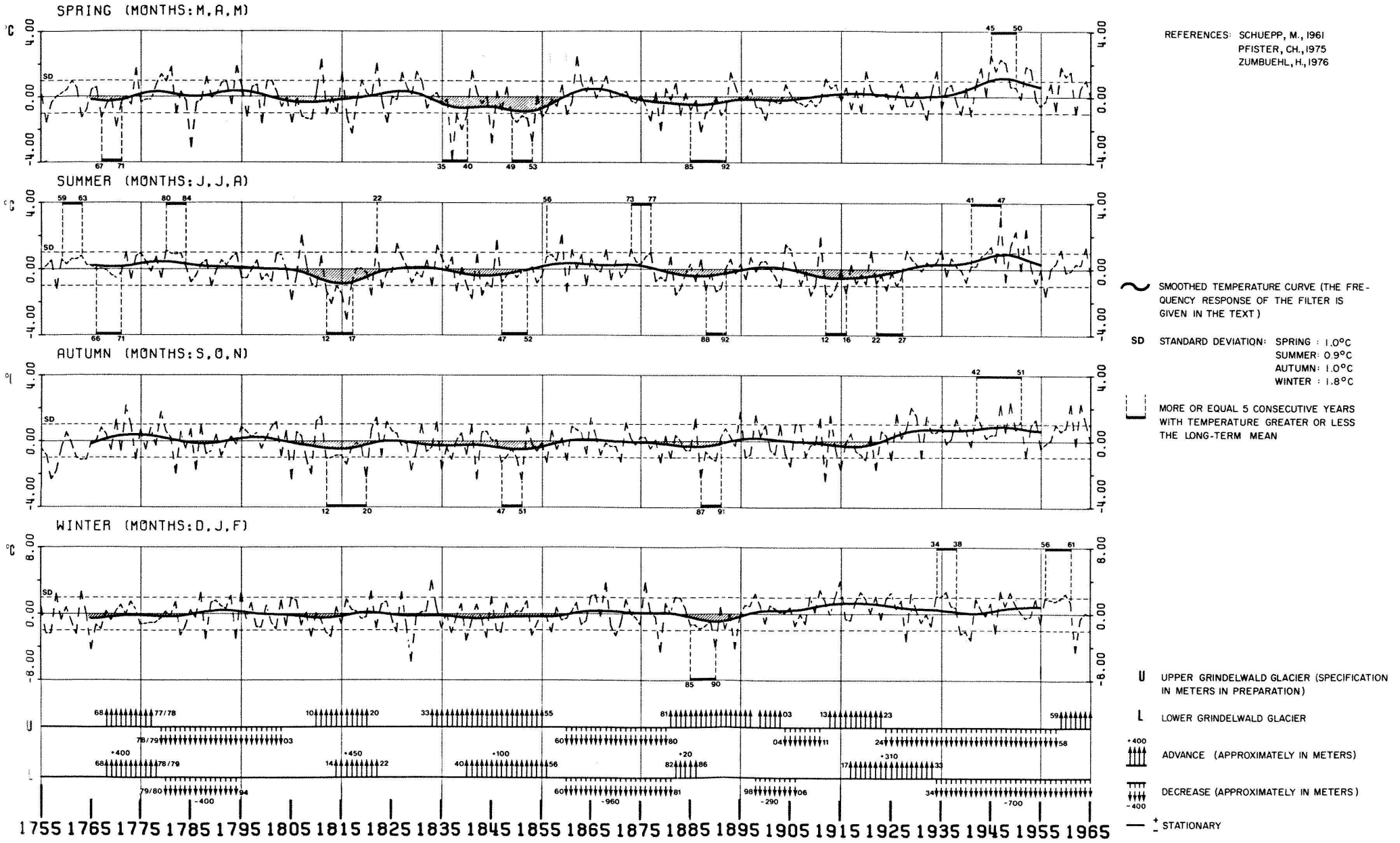
te des Zeitabschnittes) von einem kurzfristigen Verhalten in Form von Oszillationen (Vorstoss- und Rückschmelzphasen) unterscheiden. Daraus können die folgenden Fragen über das Temperaturverhalten abgeleitet werden:

1. Unterscheidet sich die Temperatur des «Little Ice Age» signifikant von der Mitteltemperatur nach dem grossen Gletscherrückzug in der Mitte des beobachteten Zeitraumes?
2. Zeichnet sich der allgemeine Gletscherzerfall nach 1850 in einem Temperaturanstieg ab?
3. Sind die kurzfristigen Oszillationen im Temperaturverlauf erkennbar?

Tab. 2 und Abb. 3 zeigen die Ergebnisse der statistischen und graphischen Analyse zur Überprüfung dieser Fragen.
Aus dem Vergleich des saisonalen Temperaturverlaufes, dokumentiert durch die homogenisierte 210jährige Basler Temperaturreihe mit den detailliert aufgearbeiteten Zungenlängenänderungen der beiden Grindelwaldgletscher ergeben sich folgende Resultate:
1. Die extreme Tallage der Gletscher während des «Little Ice Age» korreliert mit einer signifikant tieferen Mitteltemperatur im Frühling und Winter.
2. Der markante Gletscherzerfall nach 1850 wird im Frühling und Herbst von einem positiven Temperaturtrend begleitet.
3. Die saisonalen Temperaturschwankungen (insbesondere im Sommer, Herbst und Frühling) korrelieren recht deutlich mit den Gletscheroszillationen und geben Hinweise auf die Bedeutung persistenter, gleichsinniger Temperaturabweichungen weniger Jahre zur Einleitung von Vorstössen oder Rückschmelzphasen, weitgehend unabhängig vom allgemeinen Trendverhalten der Gletscher.
Diese Feststellungen werden durch die laufenden Arbeiten von Pfister (in Vorbereitung) über den Zeitraum 1525–1825 weitgehend bestätigt und durch Angaben über das Niederschlagsregime als weiteren wesentlichen Steuerungsfaktor ergänzt. Damit gelangt Pfister zu einer allgemeinen Charakterisierung «gletscherfreundlicher» bzw. «gletscherfeindlicher» Klimaperioden.
Zur Frage der klimatischen Signifikanz der Gletscherschwankungen während des «Little Ice Age» und seither lässt sich aufgrund dieser Untersuchung zusammenfassend feststellen, dass kleine Gletscher auf relativ geringe und kurzfristige, aber gleichsinnige Temperaturabweichungen äusserst sensibel reagieren können und die Gefahr einer Überschätzung der klimatischen Voraussetzungen auch der säkularen Gletscherschwankungen besteht.

Die Auswertung von täglichen Beobachtungen am Beispiel der Säkularkurve der Schneedauer in Zürich

Uttinger (1962) hat ermittelt, dass sich rund zwei Drittel der Varianz in der Dauer der Schneebedeckung durch die Lufttemperatur und die relative Schneehäufigkeit (darunter versteht man den Anteil der Tage mit Schneefall an den Niederschlagstagen) erklären lassen. Entsprechend lassen sich bei Kenntnis der Schneedauer und der relativen Schneehäufigkeit Schätzwerte für die Temperatur errechnen. Aufgrund von sorgfältigen Beobachtungen, wie sie in manchen Witterungstagebüchern vorliegen, können Dauer der Schneebedeckung und Schneehäufigkeit für mehrere Dezennien des ausgehenden 17. und des 18. Jahrhunderts relativ zuverlässig ermittelt werden (Pfister 1975, 1977).
Die Säkularkurve der Schneedauer in Zürich (Abb. 4) lässt deutlich drei verschiedene Niveaus erkennen: Zwischen 1684 und der Wende zum 18. Jahrhundert fluktuiert die Schneedauer um einen Wert von 70 Tagen, was einer Wintertemperatur entspricht, die um 1,5° unter dem Mittel der Periode 1901–60 gelegen haben dürfte. Dann sinkt die Schneedauer innerhalb von sehr kurzer Zeit auf ein tiefes Niveau ab, welches ungefähr demjenigen der 1920er Jahre entspricht. Daraufhin nimmt sie wieder auf ein mittleres Niveau zu, das bis um 1910 beibehalten wird. Der kontinuierliche Abfall bis zu den für die beiden letzten Jahrzehnte charakteristischen schneearmen Wintern mit 30–40 Schneedeckentagen erklärt sich teilweise aus der Zunahme der Wintertemperaturen als Folge einer natürlichen Klimaveränderung, z.T. aus der anthropogenen Erwärmung in der sich rasch ausdehnenden Großstadt Zürich.



MESSERLI, P., ZUMBUEHL, H.J.,
in Arctic and Alpine Research
Vol. 10, Nr. 2, 1978

Abb. Die Abweichungen der Frühlings-, Sommer-, Herbst- und Wintertemperaturen von ihrem langjährigen Mittel (1755–1965) im Vergleich zur Dynamik der beiden Grindelwald-Gletscher (kurzfristiges Verhalten).

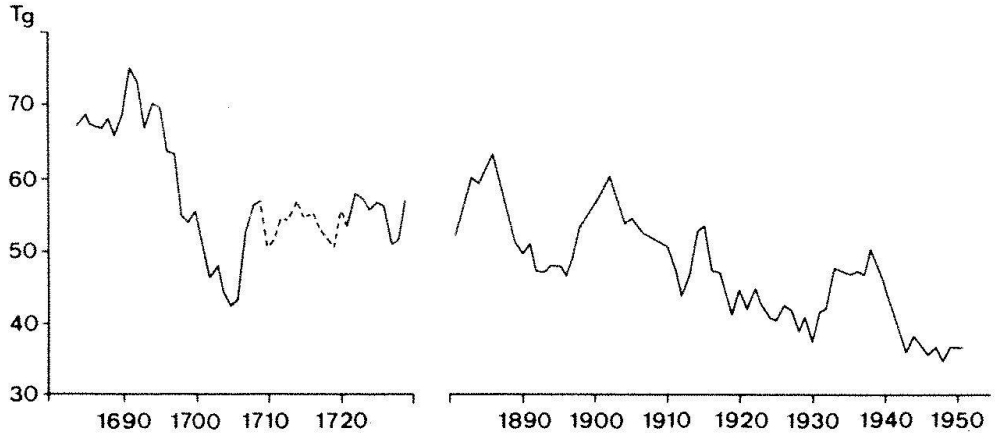


Abb. 4. Die Dauer der Schneedecke in Zürich 1684–1738, 1881–1960 (aus Pfister 1977).

Die Auswertung von Chroniken und Annalen am Beispiel der Hochwasserstatistik für den Zeitraum 1525–1825

Überschwemmungen fallen einem Beobachter deutlich in die Augen und sind durch ihre Zerstörung von Kulturen und Gebäuden für das Gemeinwesen erinnerungswürdig. Aus diesen Gründen werden sie in Chroniken und Annalen relativ häufig erwähnt. Extrem niedrige Wasserstände, weit weniger spektakulär, aber ebenfalls mit einschneidenden wirtschaftlichen Konsequenzen (Stillegung der Mühlen und der Schiffahrt), sind seltener überliefert worden.
Die Klassierung von Überschwemmungen kann nach zwei Kriterien, nach Stärke und Verbreitung, objektiviert werden. Anhand der gemeldeten Schäden (an Kulturland, Häusern, Brücken) kann die Stärke abgeschätzt werden. Günstiger sind Hochwassermarken, die einen quantitativen Vergleich mehrerer Ereignisse ermöglichen, sofern nicht wasserbauliche Massnahmen die Abflussverhältnisse des betreffenden Flusses verändert haben.
Pegel sind seit dem frühen 18. Jahrhundert (Zürich, Genf) aufgestellt worden, während monatliche Abflussmengen vom frühen 19. Jahrhundert (Basel) an vorliegen.
Die Verbreitung ergibt sich aus der räumlichen Verteilung der Meldungen. Um die Statistik der Hoch- und Niedrigwasser nicht durch zufällig überlieferte Lokalereignisse zu verzerren, sind nur Überschwemmungsmeldungen von grösseren Flüssen berücksichtigt worden.
Die graphische Aufzeichnung (Abb. 5) führt zum Schluss, dass an den meisten extremen Hochwassern der letzten Jahrhunderte (1566, 1609, 1640, 1689, 1716, 1770, 1817) das Abschmelzen grosser Schneemassen im Gebirge massgeblich, oft sogar ausschliesslich schuld war. In Perioden mit kühlen, nassen Sommern und schneereichen Wintern und Frühjahren (1560–95, 1685–95, 1764–71, 1812–25) treten solche Ereignisse gehäuft auf.

Die Schwankungen der Grindelwaldgletscher von 1600 bis 1978

Bei den Grindelwaldgletschern handelt es sich um zwei N bis NW exponierte teilweise steil abfallende Talgletscher in den Berner Alpen (Unterer Gletscher 1973: Länge 9,0 km, Fläche 21,7 km²; Oberer Gletscher 1973: Länge 5,5 km, Fläche 10,7 km².) Im Gegensatz zu dem nur eine Eiszunge umfassenden Oberen Gletscher besteht der Untere Gletscher in den höheren Partien aus zwei Hauptteilen, dem Fiescherglетscher (SW-Teil) und dem Ischmeer (SE-Teil).
Die Rekonstruktion der Geschichte der beiden Gletscher erfolgte mit Hilfe von Felddaten (Moränen, Pollenprofilen, pedologischen Analysen, C-14-Daten etc.), sowie vor allem mit einer grossen Zahl von historischen Bild- und Schriftquellen (vom Unteren Gletscher sind beispielsweise bis jetzt mehr als 300 Bilddarstellungen aus der Zeit vor 1900 bekannt).
Um wichtige Felddaten, z. B. die Moränen, möglichst genau zu erfassen, wurde 1974 ein Orthophotoplan (Maßstab 1:2000, 2 m-Isohypsen) des Vorfeldes des Unteren Gletschers angefertigt. Die Kartierung der zumeist mit dichter Vegetation überdeckten Moränen erfolgte mit dem Messtisch (vgl.

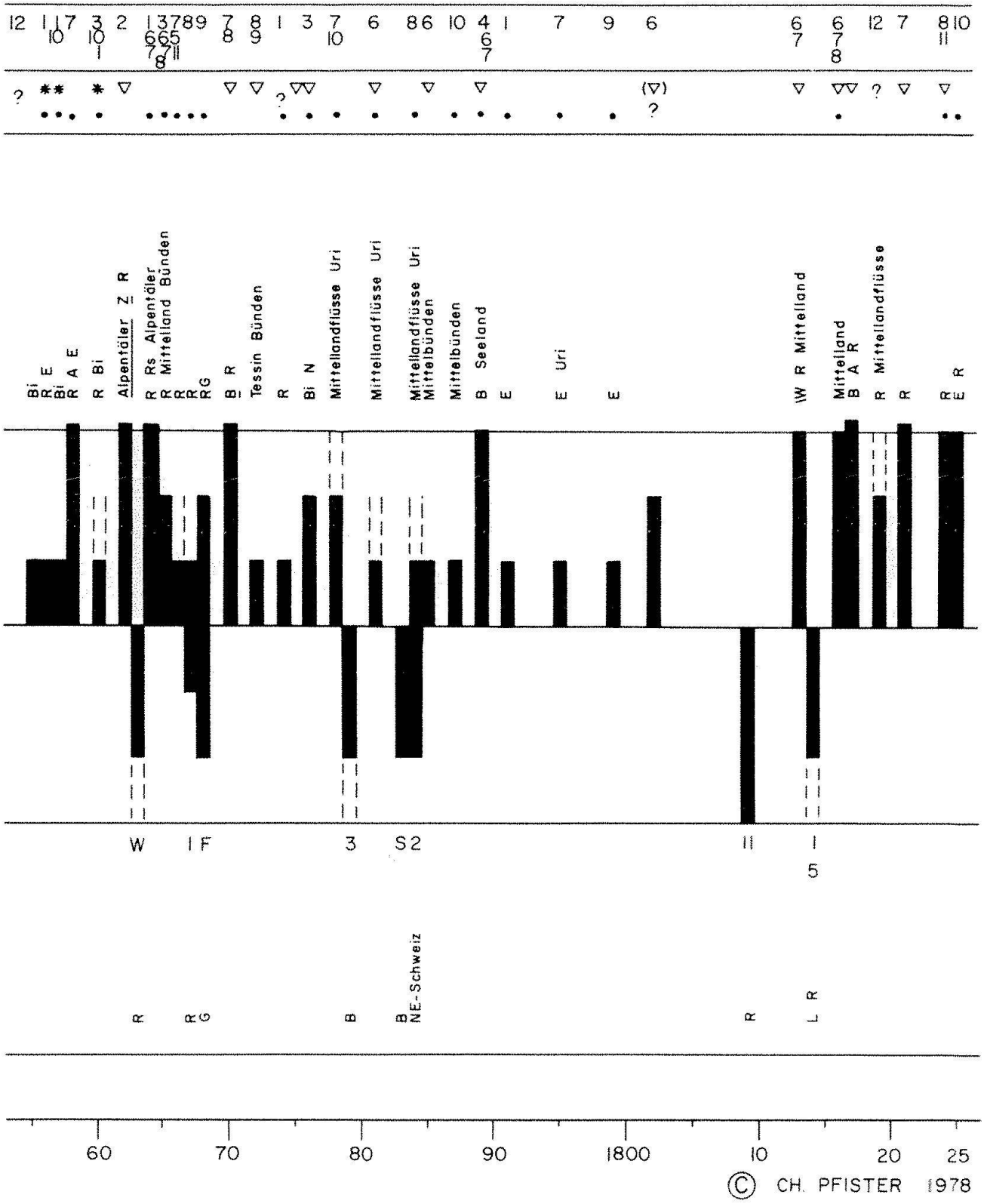


Abb. 5. Hoch- und Niedrigwasser im Schweizerischen Mittelland und Voralpengebiet 1525–1825 (Ausschnitt 1753–1825).

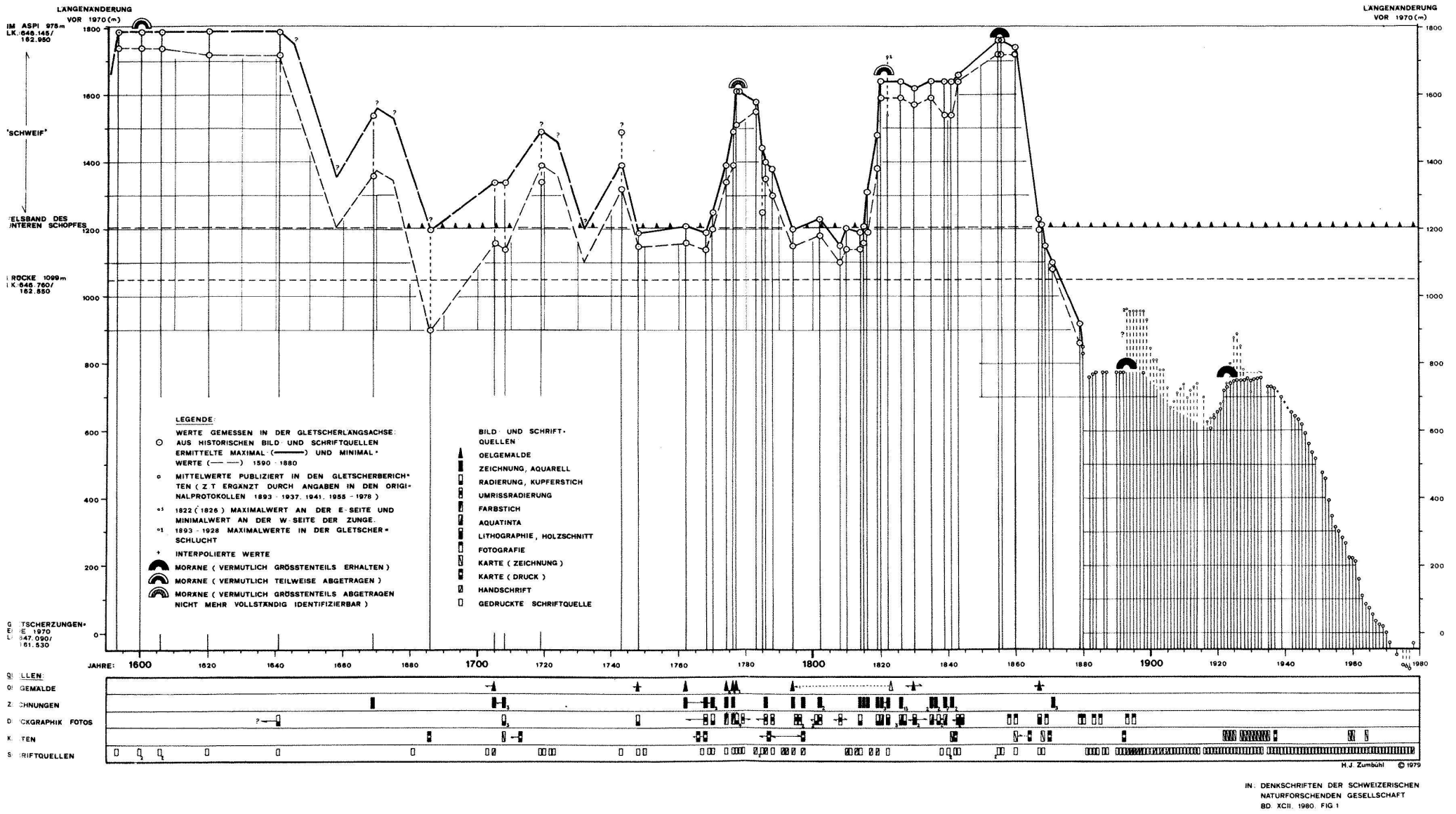


Abb. 6. Die Zungenlängenänderungen des Unteren Grindelwald-Gletschers 1590–1970. Aus Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. XI, 1975, H. 1.

Zumbühl und Zurbuchen in Messerli et al. 1975, Planbeilage). Vor allem dank den historischen Bild- und Schriftquellen war es möglich, verschiedene Gletscherstände auf dem Plan einzutragen. Die Abgrenzung der Eisrandlagen erfolgte mit maximalen und minimalen Linien, wobei die Werte auf dem Unteren und Oberen Schopf zuverlässiger sind als im Bereich des Talbodens (bei Ausbildung des Schweifes). Die entsprechenden Felddaten des Vorfeldes des Oberen Gletschers (Plan mit Maßstab 1:5000, 5 m-Isohypsen) stammen von den 1919 durchgeführten Vermessungsarbeiten von E. Schnitter (vgl. Lütschg-Lötscher 1944, Taf. 7, abgebildet in Zumbühl 1980).

Die historischen Bild- und Schriftquellen kommen aus Bibliotheken, Museen und Privatsammlungen zumeist der Schweiz, teilweise aber auch aus dem Ausland (Deutschland, England, Norwegen, Österreich und Polen). Das Aufsuchen und Analysieren der Quellen gestaltete sich zeitlich sehr aufwendig, wurde aber oft durch glückliche Zufälle gefördert. Die qualitative Skala der Gletscheransichten (Ölgemälde, Zeichnungen, Graphische Blätter etc.) reicht von der grossen Landschaftsmalerei (z. B. C. Wolf 1735–1783, J.A. Koch 1768–1839, J.M.W. Turner 1775–1851) bis zum bescheidenen Souvenirbildchen und umfasst seit etwa 1860 auch Photographien und topographische Karten.

Eine Zusammenfassung der Geschichte der beiden Grindelwaldgletscher ergibt stark vereinfacht die folgenden Resultate (vgl. Unterer Gletscher: Abb. 6, Oberer Gletscher: Abb. 3):

1. Beide Eisströme waren während der Hochphase des «Little Ice Age» (1570 bis 1860/70) langfristig in bezug auf Fläche und Länge (tiefe Tallage) bedeutend ausgedehnter als heute. Auch wenn der Untere Gletscher stark abgeschmolzen war, so endete während dieser Zeit die Eisstirn auf den Schopffelsterrassen, zirka 1200 m vor dem Zungenende von 1976 (Eisrandlagen z. B. 1748/49, 1762, 1794, 1813/14, 1868/69). Der Obere Gletscher bedeckte in dieser Zeit (1602–1869) ununterbrochen mehr oder weniger grosse Partien des Gletschersandes, d. h. des Gletschervorfeldes im Talboden.

2. Während des langandauernden Hochstandes von 1570 bis 1860/70 kam es zu mindestens fünf, wenn wir die Zeitspanne bis 1978 ausdehen, zu mindestens acht, relativ kurzfristigen Hauptvorstössen. Der Untere Gletscher stiess jeweils – ausgehend von den Schopffelsen – in den Talboden vor und bildete den Schweif (Vorstossbetrag zirka 400–600 m). Die Vorstösse des Oberen Gletschers, topographisch weniger genau erfassbar als beim Unteren Gletscher, führten jeweils zu einer markanten Zunahme der Eismächtigkeit innerhalb des muschelartig geformten Gletschersandes (Vorstossbetrag zirka 400–500 m). Deutlicher unterscheidbar sind diese Vorstösse besonders an der W- bis N-Seite des Vorfeldes.

Beim Unteren Gletscher konnten die folgenden Vorstösse rekonstruiert werden, wobei die entsprechenden Daten für den Oberen Gletscher in Klammern angegeben sind: Um 1600 (1593 bis 1602?) erreichte der Gletscher wahrscheinlich zum ersten Mal in historischer Zeit einen langandauernden Stand von maximaler Ausdehnung. Weder topographisch noch zeitlich eindeutig abgrenzbar ist ein nur gerade 1669 erfasster Vorstoss des Unteren Gletschers.

Ein weiterer Vorstoss begann um 1705 (vor 1703) und erreichte seine Kulmination um 1719/20 (um 1720).

Nicht gesichert ist ein Vorstoss vor/um 1743.

Reich dokumentiert ist der Vorstoss von 1768 bis 1778/79 (1777/78), wobei der Talboden erst nach 1793 wieder eisfrei wurde; d. h. erst in diesem Jahr endete die Eiszunge auf dem nun wieder sichtbaren Schopffelsen.

Der langandauernde Eishochstand im 19. Jahrhundert begann um 1814 (zwischen 1803 und 1810) und erreichte eine erste Kulmination um 1820/22 (1820). Bei diesem Vorstoss wurde mehr Talboden von Eis überdeckt als beim letzten Vorstoss im 18. Jahrhundert. (Das gleiche gilt für den Oberen Gletscher.)

Vermutlich zum zweiten Mal in historischer Zeit wurde 1855/56 (1854/55) ein Maximalstand beobachtet. Der Gletscher erreichte dabei nicht überall die Moränen von 1602. Dieser Vorstoss setzte 1840 (bereits 1832) ein.

3. Seit den Maximalständen von 1856/57 (1855/56) schmolzen die beiden Grindelwaldgletscher langfristig stark zurück. Dieser Prozess wurde zweimal von Vorstössen unterbrochen, zuerst durch den Vorstoss zwischen 1882 und 1898 (1881 bis 1897/1903)

und in stärkerem Ausmass durch den Vorstoss nach 1917 mit einer späten Kulmination um 1933 (1911/13 bis 1923). Diese Schwankungen vollzogen sich aber in einem weit innerhalb der Moränen des «Little Ice Age» liegenden Bereich. Trotzdem war der Vorstoss des Oberen Gletschers zwischen 1911/13 und 1923 sehr eindrücklich.
Wahrenddem der in seinen Dimensionen stark reduzierte Untere Gletscher in der tiefen schmalen Gletscherschlucht erstmals seit 44 Jahren 1977/78 wieder eine positive Reaktion am Zungenende zeigte (Vorstoss 8 um zirka +75 m, briefliche Mitteilung von M. Aellen VAW ETH Zürich), stösst der Obere Gletscher bereits seit 1959 vor (bis 1978 um zirka +574 m, allerdings in den letzten drei Jahren verlangsamt und in der Stossrichtung unterschiedlich).
In der gesamten Zeitspanne von 1600 bis 1978 verläuft die Geschichte der beiden Gletscher parallel (vgl. Abb. 3), wobei die Vorstösse des Oberen Gletschers meist vor denjenigen des Unteren Gletschers einsetzen. Zurückzuführen ist diese unterschiedliche Reaktionsgeschwindigkeit unter anderem auf die verschieden grossen Einzugsgebiete der beiden Gletscher.
Die Resultate der Schwankungen der Grindelwaldgletscher ergeben trotz der Einschränkung, dass nur die Zungenlängenänderungen erfasst worden sind, und trotz der Komplexität der Zusammenhänge zwischen Klima und Gletscher interessante Hinweise für die Klimageschichte.

Beispiele einer Daten-Synthese: Die Klimaverschlechterung im letzten Drittel des 16. Jahrhunderts und die Klimaschwankungen von 1812–1817 (zwei Phasen von maximalen Gletschervorstössen während des «Little Ice Age»)

Eine Klimaverschlechterung (long term climatic fluctuation) im letzten Drittel des 16. Jahrhunderts leitet die Hochphase des «Little Ice Age» ein; um 1602 haben zahlreiche Alpengletscher säkulare historische Maximalstände erreicht. Diese Klimaverschlechterung liegt vor dem Beginn der Instrumentenmessung, weshalb sie bisher nur durch die Gletschervorstösse dokumentiert werden konnte (Le Roy Ladurie 1971, Messerli et al. 1976).

Die raschen und weitreichenden Vorstösse der Alpengletscher um 1820 sind das Resultat einer kurzfristigen Klimaschwankung (short term climatic fluctuation), welche die Jahre 1812–1817 umfasst. Im Unterschied zur Klimaverschlechterung des 16. Jahrhunderts ist diese durch Mess- und Beobachtungsdaten aus dem Alpenraum ausreichend belegt und kann über weite Teile Europas bis nach Nordamerika verfolgt werden (Rudloff 1967, Post 1977, Messerli et al. 1976).
Wenn wir diese beiden klimatisch und wirtschaftlich bedeutsamen Ereignisse miteinander vergleichen, so soll damit zweierlei beabsichtigt werden: Erstens sollen die verschiedenen Typen von Proxy-Daten, welche uns als Belege für die Klimaverschlechterung des 16. Jahrhunderts zur Verfügung stehen, am Beispiel der Klimaschwankungen von 1812–1817 mit Messdaten und ausführlichen Beobachtungen geeicht und damit in ihrer Aussagekraft als Klimaindikatoren bewertet werden. In einem zweiten Schritt sollen die historischen Beobachtungen und die Proxy-Daten, mit welchen die Klimaverschlechterung des 16. Jahrhunderts belegt werden kann, aufeinander abgestimmt und so unsere Kenntnisse des chronologischen Ablaufes der Klimaverschlechterung im 16. Jahrhundert verfeinert und deren Intensität abgeschätzt werden.

Verwendete Datentypen

Indices
In Anlehnung an die von Lamb (1965) verwendete Methode wurde die Witterung der einzelnen Monate durch einen Vergleich der Aussagen von zeitgenössischen Beobachtern mit denjenigen von Proxy-Daten bewertet.
Für die Berechnung der ungewichteten thermischen und hygrischen Indices wurden die eindeutig als «warm» oder «kalt» bzw. als «nass» oder «trocken» charakterisierbaren Monate ausgewählt. Der ungewichtete thermale Index bringt die Differenz der «warmen» und der «kalten», der ungewichtete Niederschlagsindex sinngemäss die Differenz der «nassen» und der «trockenen» Monate innerhalb eines Dezenniums (Zehnjahresabschnitt) zum Ausdruck. Durch Summierung von Monatswerten können Saisonwerte gewonnen werden. Für die Berechnung von gewichteten Indices werden die Monate nach

einer von −3 bis +3 reichenden Skala bewertet, wobei die äussersten Positionen denjenigen Monaten vorbehalten sind, die nach heutigen Gesichtspunkten als extrem bezeichnet werden. Die einzelnen Monatswerte werden dabei zu Saisonwerten summiert und für jedes einzelne Jahr berechnet; dies im Unterschied zu den ungewichteten Indices, die nur für die Dezennien angegeben werden.

Weinlesedaten
Die bis ins 15. Jahrhundert zurückreichenden Angaben über den Zeitpunkt des Weinlesebeginns erlauben Rückschlüsse auf die Temperaturen der Monate April–September (Garnier 1955 und Le Roy Ladurie 1971, 1978). Eine Regressionsanalyse historischer und rezenter Reihen hat aber übereinstimmend ergeben, dass für das Weinlesedatum vor allem die Temperatur der Frühjahrs- und Frühsommermonate ins Gewicht fällt, während die August- und Septembertemperaturen praktisch ohne Bedeutung sind (Pfister in Vorbereitung). Folglich müssen wir diesen Datentyp als Frühsommerindikator betrachten.

Spätholzdichte
Anhand von mehreren Studien aus der subalpinen Stufe im ganzen Alpenraum hat es sich gezeigt, dass die maximalen Dichten und die Spätholzbreiten in den Jahrringen aller Nadelhölzer die Sommertemperaturen (Juli–September) speichern (Schweingruber 1978).

Fluktuationen der Weinerträge
Die moderne Forschung hat nachgewiesen, dass die kurzfristigen jährlichen Schwankungen der Weinerträge wesentlich durch die Temperatur der Hochsommermonate Juli und August bestimmt werden, während die langfristige Entwicklung der Erträge von Pflege und Düngung der Reben abhängt (Primault 1969). Die Untersuchung von historischen Ertragsreihen aus mehreren Rebbaugebieten der Schweiz (Genfersee, Neuenburgersee, Bielersee, Aargau, Zürichsee) hat ergeben, dass die jährlichen Ertragsschwankungen (Abweichungen vom langfristigen Trend) in den einzelnen Regionen erstaunlich gut zusammenpassen und in Übereinstimmung mit den Ergebnissen der modernen Weinforschung signifikante Korrelationen zwischen der überregionalen Gesamtkurve und der Temperatur der Monate Juni, Juli und August nachgewiesen werden können (Pfister 1981).

Die Klimaschwankung von 1812–1817

Die Klimaschwankung äusserte sich im Mittelland durch eine sechsjährige ununterbrochene Abfolge kühler und feuchter Sommer, im Alpenraum durch eine deutliche Zunahme weit herabreichender Schneefälle und einer zeitweilig stärkeren Senkung der temporären Schneegrenze (Messerli et al. 1976). Die Klimaschwankung wird durch alle Proxy-Daten deutlich und chronologisch richtig abgebildet: Dem starken Rückgang der Sommertemperaturen und der Zunahme der sommerlichen Niederschlagshäufigkeit entspricht ein kräftiger Rückgang der Spätholzdichte und der Weinerträge, sowie eine deutliche Verspätung der Weinlese. Die Reaktion des Unteren Grindelwaldgletschers auf diese fünfjährige ununterbrochene Abfolge kühlfeuchter Sommer erfolgte mit einer zeitlichen Verzögerung von drei bis fünf Jahren, wobei zu berücksichtigen ist, dass der Vorstoss aus einer vorgeschobenen Position, dem Unteren Schopf, erfolgte.

Die Klimaverschlechterung des 16. Jahrhunderts

Langfristige Veränderungen (trends):
Alle Datentypen signalisieren eine um 1560 einsetzende und zeitlich über das Jahr 1600 hinausreichende grundlegende Veränderung der sommerlichen Witterungsverhältnisse, die mit dem historischen Datenmaterial eindrücklich belegt werden kann. Vergleichen wir die anhand von Chroniken, Annalen, Witterungstagebüchern oder historischen Proxy-Daten als «warm» oder «kalt» eingestuften Sommermonate (Juni, Juli, August) während der beiden Perioden 1525–69 und 1570–1600, ergibt sich das folgende Bild:

1525–1569		1570–1600	
warm	kalt	warm	kalt
48	21	26	44

Kurzfristige Klimaschwankungen

Eine genauere Betrachtung der verschiedenen Kurven (Abb. 7) zeigt deutlich, dass sich die Klimaverschlechterung in drei sich an Dauer und Intensität steigernden Abfolgen von kalten und feuchten Sommern manifestiert: 1560–64, 1569–79, 1585–1597. Zwischen diese kalt-feuchten Perioden schieben sich wärmere und trockenere Phasen ein.

Auch innerhalb der Kaltphasen selbst werden, im Unterschied zu 1812–1817, vereinzelte warme und trockene oder normale Monate und Sommer signalisiert, was mit ein Grund sein mag, dass die Fluktuationen der verschiedenen Proxy-Daten weniger gut synchronisiert sind. Nach 1560 ist die Verzögerung des Weinlesebeginns kaum noch erfassbar, während der starke Rückgang der Weinerträge und der Spätholzdichte erst nach 1580 erfolgt. Dies spricht dafür, dass sich zwischen 1580 und 1600 vor allem die Hoch- und Spätsommermonate abkühlten, stärker jedenfalls als die Frühjahre und Frühsommer. 1586 ist ein grösserer Vorstoss der Grindelwaldgletscher in die Talebene dokumentiert, was gut in unsere Chronologie der «Warm- und Kaltphasen» passt, wenn wir eine Verzögerung bei der Reaktion der Gletscher berücksichtigen. Analog können wir die Vorstösse und Katastrophen in der Mitte der neunziger Jahre zeitlich den sehr kalten und nassen Sommern in der zweiten Hälfte der achtziger Jahre zuordnen, von denen einer, 1588, nach dem Zeugnis Renward Cysats in Luzern (Cysat 1969) einen seither in den drei Monaten Juni, Juli und August nie wieder erreichten Rekord von 77 (!) sommerlichen Niederschlagstagen (83%) aufstellte.

Vergleich der beiden Klimaschwankungen

Wenn wir die Klimaschwankungen des späten 16. und des frühen 19. Jahrhunderts vom Moränenapparat der beiden Grindelwaldgletscher her beurteilen, ergeben sich relativ gute Übereinstimmungen. Der Unterschied besteht einzig darin, dass die Moränenwälle aus der Zeit um 1600 noch um einige Meter vor denjenigen von 1822 oder 1855 liegen.

Fragen wir aber nach der Natur der klimatischen Prozesse, welche hinter diesen Geländeformen stehen, sind bezüglich Dauer und Intensität grössere Differenzen unverkennbar:

Abb. 7. Synthese von Mess- und Beobachtungsdaten zur Beurteilung der Klimaverschlechterung im letzten Drittel des 16. Jahrhunderts (links) und der Klimaschwankung von 1812–1817 (rechts).

Temperaturmessungen: Fünfjährig gleitendes Mittel der Sommertemperaturen (Juni, Juli, August) in Basel (Abweichungen vom Mittel 1901–60). Quelle: Bider, Schuepp, Rudloff, v. 1958.

Niederschlagshäufigkeit: Fünfjährig gleitendes Mittel der sommerlichen Niederschlagshäufigkeit (anhand von Witterungstagebüchern ausgezählte Tage mit beobachtetem Niederschlag) in Basel (1800–03) und Bern (1804–25). Abweichungen vom Mittel 1901–60 (Niederschlagstage mit ≥ 0.3 mm). Quelle: Riggenbach 1891 (Basel), Pfister 1978c (Bern) ergänzt.

1. *Nicht Gewichteter Sommer-Temperaturindex:* Anzahl der «warmen» minus Anzahl der «kalten» Sommermonate (J, J, A) auf der Basis historischer Beobachtungen (Dezennienwerte). Quelle: Pfister, 1980 b.

Nicht-gewichteter Sommer-Niederschlagsindex: Anzahl der «nassen» minus Anzahl der «trockenen» Sommermonate (Juni, Juli, August) auf der Basis historischer Beobachtungen (Dezennienwerte). Quelle: Pfister, 1980 b.

2. *Gewichteter Sommer-Temperaturindex:* Fünfjährig gleitendes Mittel von aus historischen Beobachtungen und Proxy-Daten gewonnenen Indexwerten des Temperaturcharakters in den Sommermonaten (J, J, A). Quelle: Pfister Datenbank Climhist, in Vorbereitung.

Gewichteter Sommer-Niederschlagsindex: Fünfjährig gleitendes Mittel der anhand von historischen Beobachtungen gewonnenen Indexwerte des Niederschlagsgeschehens in den Sommermonaten (J, J, A). Quelle: Pfister, Datenbank Climhist, in Vorbereitung.

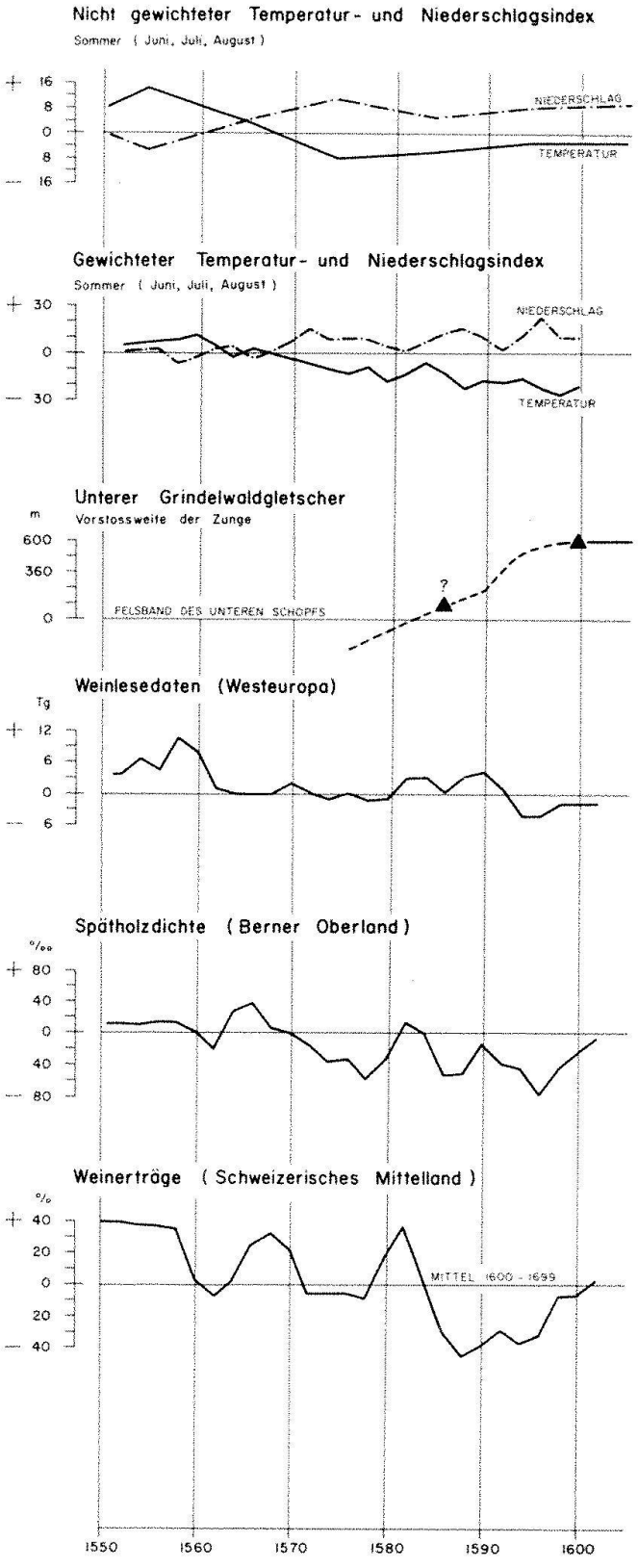
3. *Unterer Grindelwaldgletscher:* (Quelle: Zumbühl 1976, in Messerli et al. 1976).

4. *Weinlesedaten:* Fünfjährig gleitendes Mittel von 102 Serien aus Nord- und Nordostfrankreich, dem Rheinland und der Westschweiz. Abweichungen vom Mittel 1484–1879. Quelle: Le Roy Ladurie 1978.

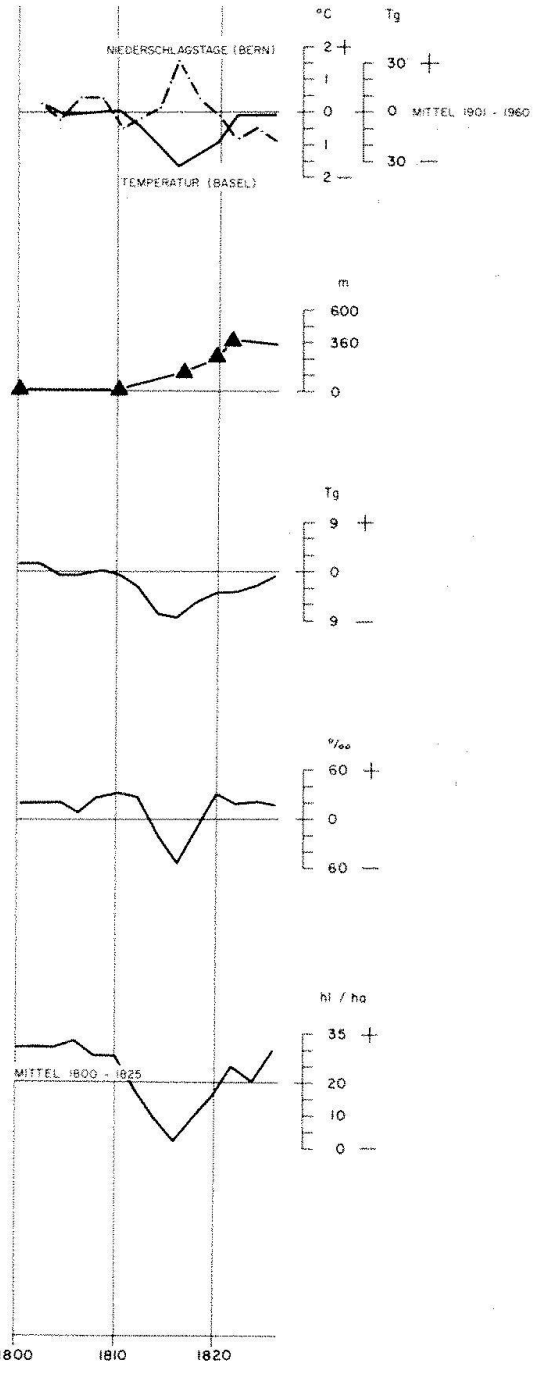
5. *Spätholzdichte:* Fünfjährig gleitendes Mittel von Hölzern aus Lauenen BE und Saanen BE. Abweichungen vom Mittel 1600–1975, freundlicherweise zur Verfügung gestellt von Dr. F.H. Schweingruber, EAFV, Birmensdorf ZH.

6. *Weinerträge:* 1550–1600: Fünfjährig gleitendes Mittel der Erträge von Halb- und Drittelsreben aus dem Raume Genfersee, Neuenburgersee, Bielersee, Aargau, Zürichsee. Mittel der Abweichungen vom Trend, ausgedrückt in Prozent der Reihenmittel für 1600–99.

1800–20: Fünfjährig gleitendes Mittel von gemittelten Flächenerträgen von Rebgütern in Wollishofen, Horgen, Enge, Höngg, Erlenbach ZH, Tschugg BE, Oberhofen BE. Quelle: Pfister, 1980 a.



Mess- und Beobachtungsdaten



© CH. PFISTER
GEOGRAPHISCHES INSTITUT
UNIVERSITÄT BERN

Bei der Klimaschwankung des 16. Jahrhunderts handelt es sich um einen sich über mehr als vier Jahrzehnte hinziehenden Übergang von einem eher warm-trockenen zu einem überwiegend kühl-feuchten Sommertyp, der sich über mehr als vier Jahrzehnte hinzog, also um einen mittel- bis langfristigen Vorgang. Neben den Sommern betraf die Abkühlung ausserdem die Winter- und Frühjahrsmonate (Pfister in Vorbereitung). Dieser mittelfristigen, mehrere Jahreszeiten erfassenden Tendenz zur Abkühlung entsprach ein Anwachsen der alpinen Eisströme auf den historischen Maximalstand um 1602. Die zeitliche Verzögerung bei der Reaktion der Gletscherzungen und den Vorstossbetrag können wir nicht bestimmen, solange wir deren Lage beim Einsetzen der Klimaverschlechterung um 1560 nicht kennen. Wir dürfen jedoch postulieren, dass die Gletscher in jenem Zeitpunkt hinter die Ausgangspositionen zurückgeschmolzen waren, die sie in den folgenden drei Jahrhunderten jeweils zwischen zwei Vorstössen einnahmen (Abb. 6). Eine erste quantitative Grobauswertung der Datenbank Climhist deutet jedenfalls zusammen mit der Analyse der Basler Temperaturreihe darauf hin, dass Verhältnisse, die mit denjenigen in der Mitte des 16. Jahrhunderts vergleichbar sind, erst im Zuge der Erwärmung am Ende des «Little Ice Age» nach 1850 wieder aufgetreten sind, namentlich in der Zeit zwischen 1930 und 1950.

Vom Betrag der sommerlichen Temperaturdepression, von der Häufigkeit der Sommerschneefälle und von den Vorstossbeträgen der Alpengletscher her betrachtet, ist die Klimaschwankung von 1812–17 eine der intensivsten, wenn nicht die intensivste «short time fluctuation» seit der Mitte des 16. Jahrhunderts. Wir wissen, dass grosse Vulkanausbrüche an ihrer Entstehung beteiligt waren (Lamb 1977). Angesichts der weit vorgeschobenen Ausgangsposition vieler Gletscher beim Beginn dieser Schwankung wird verständlich, weshalb eine fünfjährige klimageschichtliche Episode in den Gletschervorfeldern nahezu dieselben Spuren hinterlassen hat wie ein Vorgang in der Grössenordnung von mehreren Dezennien. Es zeigt sich deutlich, dass die klimageschichtliche Interpretation eines Moränenbefundes, was die Dauer und die Intensität der beteiligten klimatischen Prozesse anbetrifft, offenbar einen recht grossen Spielraum offen lässt. Zur Abstützung und Einengung dieses Spielraumes können dokumentarische Daten einen wesentlichen Beitrag liefern.

Literatur

Amberg, B. 1890–97: Beiträge zur Chronik der Witterung und verwandter Naturerscheinungen mit besonderer Rücksicht auf das Gebiet der Reuss und der angrenzenden Gebiete der Aare und des Rheines. 3 Bde. Beil. zu den Jahresber. über die Höhere Lehranst. Luzern.

Bider, M., Schüepp, M., Rudloff, v., H. 1958: Die Reduktion der 200jährigen Basler Temperaturreihe. Archiv f. Meteorologie, Geophysik und Bioklim. Serie B, 9, 360–412.

Brooks, C.E.P. 1926: Climate throgh the Ages. London.

Brügger, C. 1882–88: Beiträge zur Natur-Chronik der Schweiz, insbesondere der Rhätischen Alpen. 6 Bde. Chur.

Cysat, R. 1969: Chronica und denkwürdige Sachen. Collectanea pro Chronica Lucernensi et Helvetiae, bearbeitet v. J. Schmid, Bd. 1, Luzern.

Easton, C. 1928: Les hivers dans l'Europe occidentale. Leyden.

Flohn, H. 1949: Klima und Witterungsablauf in Zürich im 16. Jahrhundert. Vrtschr. d. Naturf. Ges. Zürich 94, 28–41.

Garnier, M. 1955: Contribution de la phénologie à l'étude des variations climatiques. La météorologie, Bd. XL, 4, 291–300.

Hennig, R. 1904: Katalog bemerkenswerter Witterungsereignisse von den ältesten Zeiten bis zum Jahre 1800. Abh. d. Kgl. Preuss. Meteorol. Inst., Bd. II, 4, Berlin.

Lamb, H. 1965: The early medieval warm epoch and its sequel. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., Bd. I, 13–17.

Lamb, H. 1977: Climate: Present, Past and Future. Bd. II. Climatic History and the Future. Methuen, London.

Le Roy Ladurie, E., 1971: Times of Feast Times of Famine. A History of Climate since the Year 1000.

Le Roy Ladurie, E. 1978: Une synthèse provisoire: les vendanges du XVe au XIXe siècle. Annales E.S.C., H. 4, 763–771.

Lütschg-Lötscher, O. 1944: Beobachtungen über das Verhalten des vorstossenden Obern Grindelwaldgletschers im Berner Oberland. In: Beitr. z. Geol. d. Schweiz – Geotechn. Serie – Hydrologie. 4. Lfg.: Zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges, Bd. 1, T. 1, K. 5, 75–101, Zürich.

Messerli, B., Zumbühl, H., Ammann, K., Kienholz, H., Oeschger, H., Pfister, C., Zurbuchen, M. 1976: Die Schwankungen des Unteren Grindelwaldgletschers seit dem Mittelalter. Ein interdisziplinärer Beitrag zur Klimageschichte. Z. f. Gletscherkunde, H. 1, Bd. XI, 1975, Innsbruck, 3–110.

Messerli, B., Messerli, P., Pfister, C., Zumbühl, H. 1978: Fluctuations of Climate and Glaciers in the Bernese Oberland, Switzerland and their Geoecological Significance. Arctic and Alpine Research X/2, 247–260.

Messerli, P. 1979: Beitrag zur statistischen Analyse klimatologischer Zeitreihen. Geographica Bernensia G 10, Universität Bern.

Pfister, C. 1975: Agrarkonjunktur und Witterungsverlauf im westlichen Schweizer Mittelland. Geographica Bernensia G 2, Universität Bern, 1–229.

Pfister, C. 1977: Zum Klima des Raumes Zürich im späten 17. und frühen 18. Jahrhundert. Vrtschr. Naturforsch. Ges. Zürich, Bd. CXXII/4, 447–471.

Pfister, C. 1978 a: Fluctuations in the duration of snow-cover in Switzerland since the late seventeenth century. Proc. of the Nordic Symposium on Climatic Changes and related problems, Copenhagen 24.–28. April 1978, 1–6.

Pfister, C. 1978 b: Die älteste Niederschlagsreihe Mitteleuropas: Zürich 1708–1754. Meteorol. Rdsch., Bd. XXXI 56–62.

Pfister, C. 1979: Getreide-Erntebeginn und Frühsommertemperaturen im schweizerischen Mittelland seit dem frühen 17. Jahrhundert. Geographica Helvetica, Bd. XXXIV, H. 1, 23–35.

Pfister, Ch. 1980: The Little Ice Age: Thermal and Wetness Indices for Central Europe. Journal of Interdisciplinary History, Bd X, 4, 665–696.

Pfister, Ch. 1981: Die Fluktuationen der Weinmosterträge im schweizerischen Weinland vom 16. bis ins frühe 19. Jahrhundert; klimatische Ursachen und sozioökonomische Bedeutung. Schweiz. Zeitschrift für Geschichte. H. 4. Im Druck.

Post, J. 1977: The Last Great Subsistence Crisis in the Western World. Hopkins, Baltimore.

Riggenbach, A. 1891: Die Niederschlags-Verhältnisse von Basel. Denkschriften SNG, Bd. 32, H. 2, Zürich.

Rudloff, H. 1967: Die Schwankungen und Pendelungen des Klimas in Europa seit dem Beginn der regelmässigen Instrumenten-Beobachtungen (1670). Vieweg Braunschweig.

Schweingruber, F. 1978: The X-Ray Technique as Applied to Dendroclimatology. Tree Ring Bulletin, Bd 38, 61–91.

Uttinger, H. 1962: Die Dauer der Schneedecke in Zürich. Archiv f. Meteorol., Geophysik u. Bioklimatol., Serie B, Bd. XIII, 404–421.

Weikinn, C. 1958–63: Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas von der Zeitenwende bis zum Jahre 1850. 4 Bde. Akademie-Verlag, Berlin.

Zumbühl, H. 1980: Die Schwankungen des Grindelwald-Gletschers in den historischen Bild- und Schriftenquellen des 12.–19. Jahrhunderts. Ein Beitrag zur Gletschergeschichte und Erforschung des Alpenraumes. Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, Band 92.

Anschrift der Autoren:

Dr. Christian Pfister
Prof. Dr. Bruno Messerli
Dr. Paul Messerli
Dr. Heinz Zumbühl
Geographisches Institut der Universität Bern
Hallerstr. 12
CH-3012 Bern

Rezente Gletscherveränderungen in den Schweizer Alpen

Peter Kasser

Zusammenfassung

Die von François Alphonse Forel im Jahre 1880 begonnenen systematischen jährlichen Beobachtungen an Schweizer Gletschern wurden nach der Gründung der Gletscherkommission der SNG im Jahre 1893 zu deren zentraler Aufgabe, die sie heute zusammen mit der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich weiterführt. Die vorliegende Arbeit gibt einen Überblick über die Entwicklung unserer Gletscher seit etwa der Mitte des 19. Jahrhunderts. Einer Einleitung mit der Vorgeschichte folgen die Hauptresultate über die Veränderungen der Längen, Flächen, Dikken und Massen. Je ein Kapitel führt in die Beziehungen zwischen den Gletscherveränderungen und dem Abfluss sowie zwischen den Gletscherveränderungen und dem Klima ein. Praktische Beispiele begründen in den Schlussbemerkungen die Motivation zu langfristigen Erhebungen an Gletschern in einem Beobachtungsnetz.

Résumé

Les observations systématiques des variations annuelles des glaciers suisses initiées en 1880 par François Alphonse Forel sont devenues la tâche principale de la commission des Glaciers fondée en 1893 par la SHSN. Aujourd'hui cette commission continue les mensurations dans le réseau d'observations en collaboration avec les Laboratoires hydrauliques, hydrologiques et glaciologiques de l'Ecole Polytechnique Fédérale à Zurich. Ce rapport donne un aperçu des variations de nos glaciers depuis le milieu du 19e siècle environ. Une introduction historique est suivie de données principales sur les variations de longueur, de surface, d'épaisseur et de volume. Les relations entre les variations glaciaires et l'écoulement, respectivement le climat sont discutées dans les chapitres suivants. En conclusion on justifie à l'aide de quelques exemples la nécessité de continuer à long terme les mensurations glaciaires dans un réseau d'observations.

Einleitung 106 – Die Längenänderungen 107 – Die Flächenänderungen 115 – Die Dickenänderungen 117 – Die Massenänderungen 118 – Gletscherveränderungen und Abfluss 124 – Gletscherveränderungen und Klima 127 – Schlussbemerkungen 135.

1. Einleitung

Während Jahrhunderten waren die Gletscher kleiner als heute. Vom Grossen Aletschgletscher ist bekannt, dass er vor etwa 750 Jahren den heutigen Stand überschritt und seither nie mehr kleiner war (Oeschger und Röthlisberger 1961). Infolge der Klimaverschlechterung vor allem in der zweiten Hälfte des 16. Jahrhunderts stiessen die Gletscher der Alpen allgemein kräftig vor und erreichten die Maximalstände der sogenannten Kleinen Eiszeit erstmals schon nach wenigen Jahrzehnten. Verbunden mit dieser Entwicklung waren Missernten und wirtschaftliche Not sowie vereinzelte Gletscherkatastrophen, wie der Seeausbruch im Val de Bagnes, der im Jahre 1595 einen Teil von Martigny zerstörte und die Gletscherlawine, welche zwei Jahre später das Dorf Hohmatten am Simplonpass auslöschte (Lütschg 1926). Die Kleine Eiszeit dauerte bis in die Mitte des 19. Jahrhunderts. Die Gletscher erreichten ihre Maximalstände nochmals um 1820 und 1850 (Patzelt 1973, Zumbühl 1975). Dies ist der Ausgangspunkt unserer Betrachtungen, die sich vor allem auf langfristige Beobachtungen stützen, um die rezenten Gletscherveränderungen in den Schweizer Alpen und die Beziehungen zur

Entwicklung des Klimas im Überblick zu beschreiben. Dabei soll jeweilen auch auf die Motivation für die Messungen eingegangen werden.
César Bordier in Genf regte im Jahre 1773 wohl als Erster an, langfristig periodisch wiederholte Gletschermessungen durchzuführen (Bordier 1773, 276-277). Es dauerte aber noch rund 100 Jahre, bis dieser Gedanke ernsthaft aufgegriffen wurde. 1868 stellte Eugen Rambert an der Jahresversammlung des Schweizerischen Alpenclubs (SAC) den Antrag, der SAC möge bei der systematischen wissenschaftlichen Erforschung der Gletscher mithelfen und sich zu diesem Zwecke mit der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft (SNG) in Verbindung setzen. Diese beschloss in ihrer Generalversammlung 1869 in Solothurn, mitzuwirken. Aus den Beratungen des aus je drei Mitgliedern des SAC und der SNG gebildeten «Gletscherkollegiums» (Heim 1915) ging bis 1873 folgendes Arbeitsprogramm hervor:
1. Es soll eine Instruktion für Gletscherbeobachtungen hergestellt werden, welche auch die Laien im SAC zu nützlichen Beobachtungen anleiten kann.
2. In einem Gletscherbuch sollen alle schon vorhandenen und künftigen Beobachtungen über die einzelnen Gletscher der Schweiz in Wort und Bild zusammengetragen werden.
3. Spezielle Gletscherbeobachtungen, welche von einzelnen Naturforschern vorgeschlagen und als nützlich befunden werden, sollen unterstützt werden.
4. An einem bestimmten Gletscher sollen eingehende allseitige topographische Aufnahmen und Vermessungen über die Veränderungen der Grösse, die Bewegungen etc. durchgeführt werden.
Die «Instruktion für die Gletscherreisenden» ist im Jahrbuch 1871 des SAC erschienen (Schweizer Alpenklub 1872). Das Gletscherbuch wurde durch J. Siegfried bearbeitet, nach seinem Tode im Jahre 1879 aber nicht weitergeführt. Zu den speziellen Gletscherbeobachtungen leistete Albert Heim einen methodischen Beitrag zur Messung der Gletscherbewegung. Als zentrales Untersuchungsobjekt wurde 1874 der Rhonegletscher gewählt. Das im Jahre 1916 erschienene Werk über die «Vermessungen am Rhonegletscher 1874-1915» ist eine grundlegende Arbeit in der Glaziologie (Mercanton 1916). Bei den Messungen wirkte das Eidgenössische topographische Büro massgebend mit.
Neben der rein wissenschaftlichen Neugierde gaben technische Probleme und Klimafragen immer mehr den Impuls für Gletscheruntersuchungen. Überschwemmungen des Genfersees im Jahre 1880 gaben den Anlass zum «Procès du Léman» vor Bundesgericht. Die Waadt machte Einbauten der Genfer in die Rhone für die Spiegelerhöhung verantwortlich, während die Genfer diese auf aussergewöhnlich grosse Schmelzwasserabflüsse der Walliser Gletscher zurückführten. Um diese Frage abzuklären, begann François Alphonse Forel mit den jährlichen Zungenmessungen und dem Aufbau des noch heute betriebenen Beobachtungsnetzes. Im Jahre 1893 übernahm die nach der Auflösung des «Gletscherkollegiums» neu gegründete Gletscherkommission der SNG die langfristige jährliche Beobachtung der Lageänderung der Gletscherzungen als zentrale Aufgabe. Johannes W.F. Coaz, Eidgenössicher Oberforstinspektor und Mitglied der Kommission, gewann die kantonalen Forstdienste zur Mitarbeit. Einen ganz entscheidenden Beitrag zur Bestimmung der Gletscherveränderungen leistete schon seit dem Ausgang der Kleinen Eiszeit das von Guillaume Henri Dufour 1838 gegründete Eidgenössiche Topographische Bureau, das heutige Bundesamt für Landestopographie (Huber 1979, Oberli 1979), durch die Aufnahme und Herausgabe seiner Kartenwerke, sowie in neuerer Zeit auch die Eidgenössische Vermessungsdirektion durch ihre Luftaufnahmen.

Die Längenänderungen

In den hochgelegenen Firngebieten hat sich die Lage der Bergschründe seit der kleinen Eiszeit meist nur wenig verändert. Deshalb kann die Längenänderung der Gletscher mit guter Näherung durch die Lageänderung der Gletscherenden angegeben werden. Diese ist definiert durch die Flächenänderung an der Front des Gletschers dividiert durch die Breite des Kontrollstreifens an der eingemessenen Front (Kasser 1970).
In Abbildung 1 ist der Längenschwund von je vier ausgewählten Gletschern aus den

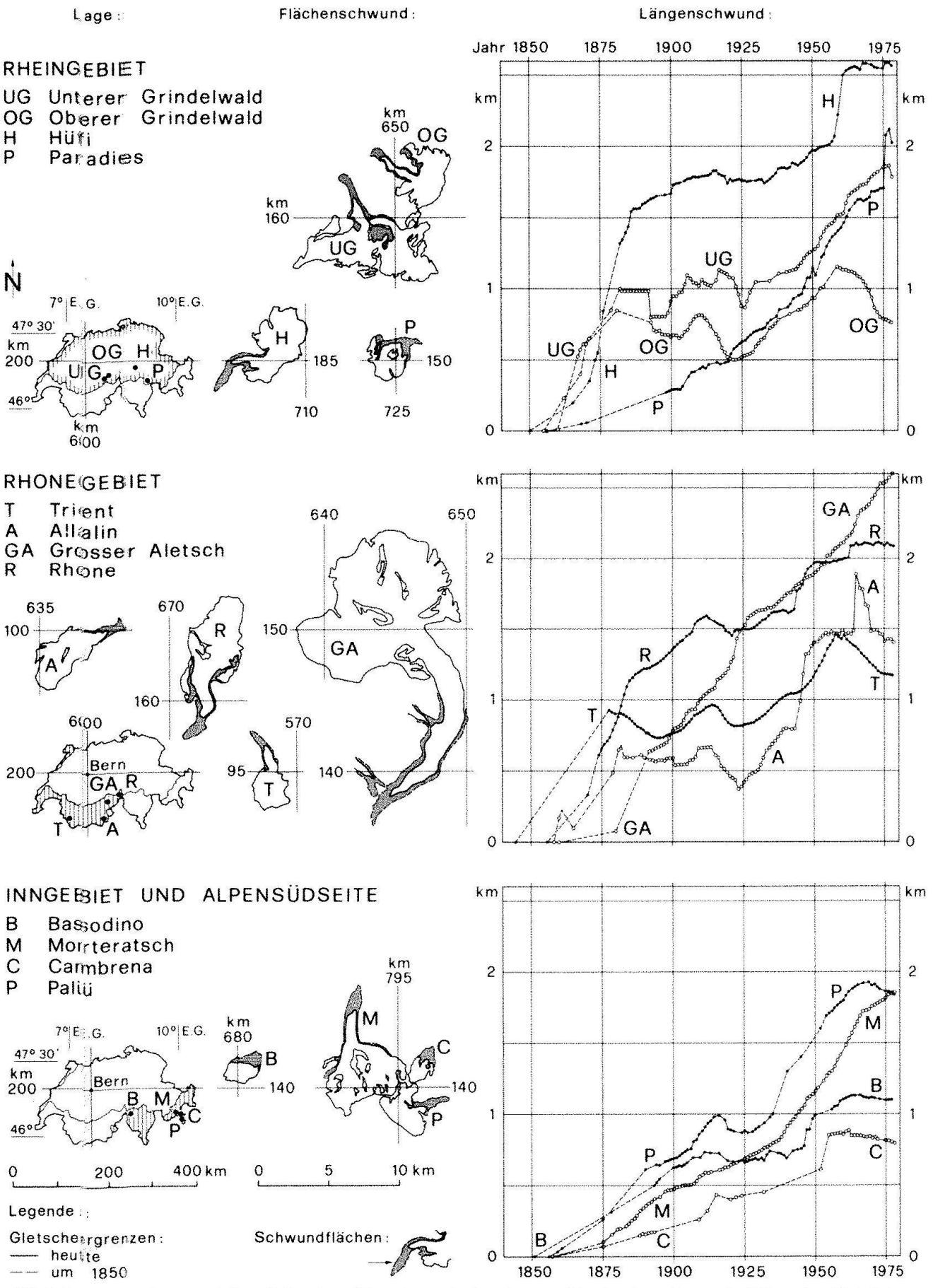


Abb. 1. Längenänderung einiger Schweizer Gletscher seit dem letzten Maximalstand um die Mitte des 19. Jahrhunderts.

Abflussgebieten des Rheins und der Rhone sowie aus den Gebieten südlich davon nach der Bearbeitung durch Markus Aellen aufgezeichnet. Als Ausgangspunkt dient für alle zwölf Gletscherenden der an den Moränen festgestellte Maximalstand um die Mitte des 19. Jahrhunderts. Die graphische Darstellung zeigt eindrücklich das unterschiedliche Verhalten der verschiedenen Gletscher. Der Längenschwund bis heute liegt etwa zwischen 0,7 und 2,6 km. Einzelne Gletscher, wie Paradies, Grosser Aletsch und Morteratsch sind andauernd kürzer geworden, andere rücken seit einigen Jahren vor und sind bereits um 1920, einzelne davon auch kurz vor 1900, vorgestossen.

Die Ausdehnung der Gletscher ist durch das Zusammenspiel von Klima und Topographie des Einzugsgebietes bedingt. Jeder Gletscher ist dauernd bestrebt, sich den wechselnden klimatischen Bedingungen anzupassen. Morphologische Parameter wie beispielsweise die Form und Grösse, die Verteilung der Flächen auf die Höhenstufen, das Längenprofil und die Exposition bestimmen bei vorgegebenen Klimabedingungen die Ernährung, den Abtrag und das Fliessverhalten eines Gletschers und damit auch die Reaktionszeit seines Zungenendes auf Klimaschwankungen. Der extreme Längenschwund der Gletscher Rhone (338 m von 1943–1950) und Cambrena (245 m von 1952–1955) ist durch Steilstufen bedingt, auf denen der «Rückzug» durch zahlreiche Eisabbrüche beschleunigt worden ist. Dasselbe gilt für den Allalin für normale Abbrüche (524 m von 1943–1947) und für den Gletschersturz am 30. August 1965. Das an diesem Tag freigegebene Gelände von 400 m Länge wurde innert fünf Jahren vom Gletscher wieder besetzt. Der Schwund des Hüfigletschers um das Jahr 1960 steht mit der Bildung des Zungenendsees im Zusammenhang.

Die Lageskizzen in Abbildung 1 zeigen Form und Grösse von zwölf Gletschern sowie das seit der Kleinen Eiszeit freigegebene Gelände, das sich in der Natur meist durch ein Band heller Felsen oder Moränenhänge, durch spärlich bewachsene Moränenkämme, oder in tieferen Lagen zuweilen auch durch jungen Wald von der Umgebung abhebt.

In Abbildung 2 sind die Gletscher eingetra-

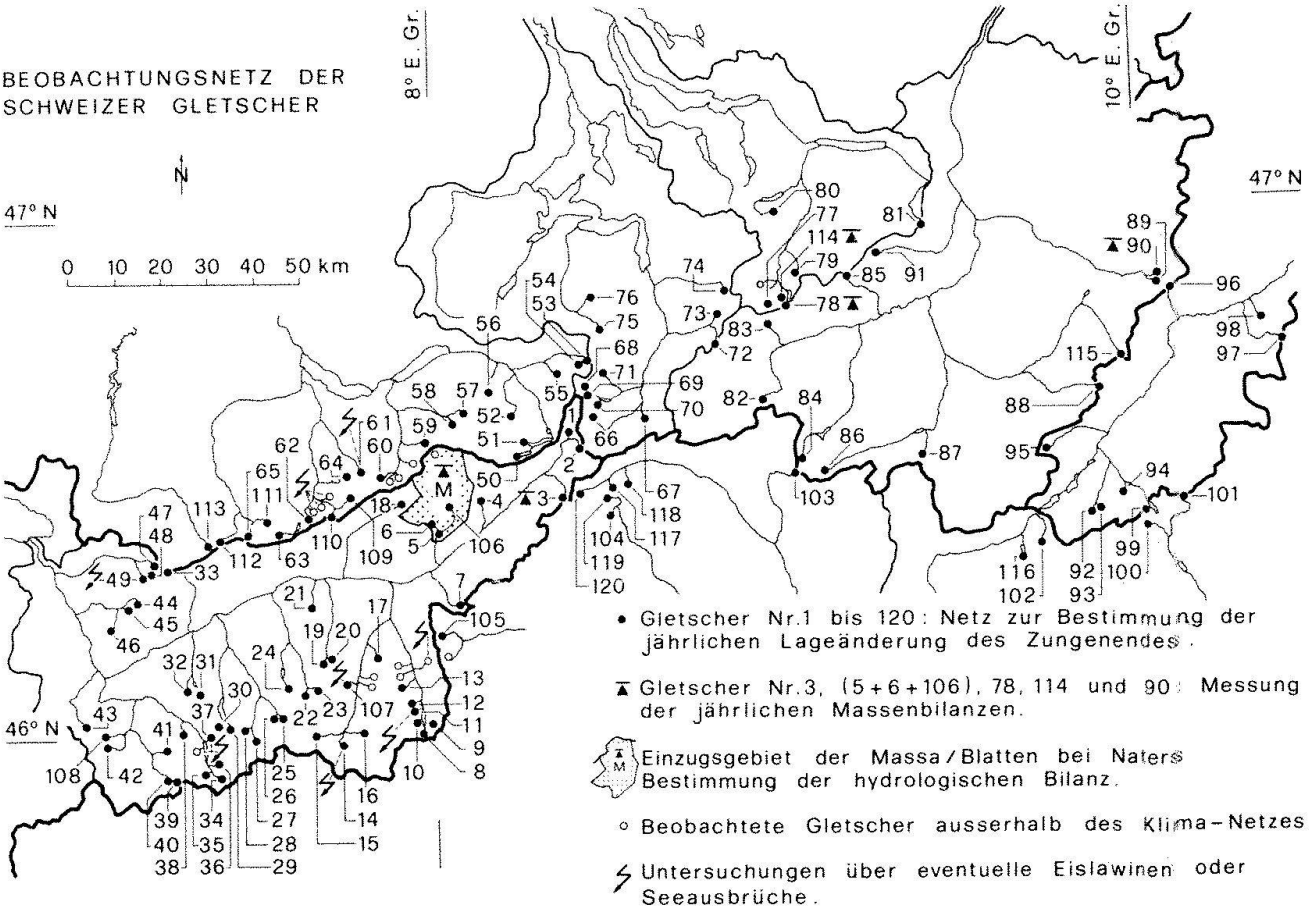


Abb. 2. Beobachtungsnetz für die Gletschermessungen.

gen, an denen langfristig systematische periodisch wiederholte Messungen durchgeführt werden. Die Namen der Gletscher Nr. 1 bis 120 des Beobachtungsnetzes für die Bestimmung der jährlichen Lageänderungen des Zungenendes sind in Tabelle 1 zu finden, samt Angaben über die Fläche, mittlere Neigung, Meereshöhe des Gletscherendes und die Exposition des Ablationsgebietes. Ferner sind die Längenänderungen der einzelnen Gletscher in den Jahren 1975/76 bis 1977/78 eingetragen. Die Gletschernummern in der Kolonne Gl. stimmen mit denjenigen in Abbildung 2 überein und beziehen sich auf das Netz der Gletscherkommission. Die Genauigkeit für die Messung der Lageänderung eines Zungenendes variiert mit der Messmethode und den Interpretationsschwierigkeiten im Einzelfall. Wird eine genügend grosse Anzahl zweckmässig ausgewählter Punkte der Gletscherfront eingemessen, sollte der Maximalfehler der mittleren Lageänderung des Zungenendes den Wert von 1 Meter in der Regel nicht überschreiten.

Tab. 1. Die Gletscher des Beobachtungsnetzes mit einigen morphologischen Parametern, sowie die Längenänderungen in den Jahren 1975/76, 1976/77 und 1977/78.

Gletscher Nr. Gl. (1)	Name (2)	Morphologische Parameter (3) F km²	a %	H_T m ü.M.	Exp.	Längenänderung in Metern im Jahre (4) 1975/76	1976/77	1977/78
	Einzugsgebiet der Rhone							
1	Rhone	17.38	14.5	2140	S	– 18.3	+ 15.4	+ 7.4
2	Mutt	0.57	38.2	2580	NW	– 2.1	+ x(sn)	+ 19.3[2a]
3	Gries (Aegina)	6.60	15.8	2380	NE	– 35.6	– 4.7	– 5.3
4	Fiescher	33.06	16.0	1640	S	– 20.6	– 12.8	+ 19.4
5	Grosser Aletsch	86.76	10.6	1520	S	– 9.8	– 27.1	– 28.5
106	Mittelaletsch	8.50	32.9	2260	SE	– 67.6	– 10.2	+ 4.4
6	Oberaletsch	21.71	18.5	2180	SE	– 7.2	st	– 1.6
7	Kaltwasser	1.85	46.2	2620	W	– 10.7[5a]	+ 62	+ 35.5
8	Tälliboden	0.26	37.5	2640	NW	– 22.5	st(sn)	+ x
9	Ofental	0.40	40.0	2660	N	n	st(sn)	+ x
10	Schwarzberg	6.20	21.4	2660	NE	– 2.3	+ 13.1	+ 14.3
11	Allalin	9.94	28.6	2340	E	– 17.1	+ 3.5	+ 20.5
12	Kessjen	0.61	42.2	2840	NE	– 12.4	st(sn)	+ x
13	Fee (Nord)	16.66	45.5	2040	NE	+ 7 ca.	+ 46.6[4a]	+ x
14	Gorner	68.86	17.6	2120	NW	– 47.8	– 3.0	– 12.9
15	Zmutt	16.98	22.5	2280	E	– 46	– 29.5	– 53.5
16	Findelen	19.09	20.2	2320	W	– 6.3	– 22.0	– 3.0
107	Bis	4.79	64.2	2060	E	st	+ x	+ x
17	Ried	8.26	35.2	2060	NW	– 4.3	– 4.7	– 3.2
18	Lang	10.03	22.9	2140	SW	– 17	– 33	+ 26
19	Turtmann-West	6.98	33.7	2260	N	– 3.8	– 3.1	– 2.8
20	Brunegg	6.12	35.9	2440	NW	– 3.3	+ 5.2	– 3.1
21	Bella Tola	0.31	50.0	2680	N	– 23.9	– 10.1	+ 7.7
22	Zinal	16.24	26.8	2000	N	– 31.6	– 25.2	+ 22.4
23	Moming	5.77	42.1	2460	NW	n	+ 14[2a]	+ 0.5
24	Moiry	6.11	25.0	2420	N	– 6.5	– 0.5	– 2.5
25	Ferpècle	9.79	25.3	2140	N	+ 3.8	+ 5.2	+ 5
26	Mont Miné	10.89	21.5	1980	N	– 6.2	+ 19	+ 8
27	Bas d'Arolla	6.02	27.6	2140	N	+ 6	+ 8	+ 8
28	Tsidijore Nouve	3.12	30.0	2280	NE	+ 10	+ 16	+ 5
29	Cheillon	4.73	29.0	2660	N	– 19.0	– 7.0	– 5.7
30	L'tn Darrey	1.86	47.5	2560	NE	– 36.5	– 0.7	+ x
31	Grand Désert	1.85	20.9	2760	N	– 4	– 13.0	n
32	Mont Fort	1.10	30.0	2700	N	– 6	– 2.6	n
33	Tsanfleuron	3.78	16.1	2440	E	– 15	– 48	+ 16
34	Otemma	16.55	15.8	2460	SW	– 17.5	– 18	– 5.3
35	Mont Durand	7.59	32.0	2280	E	– 9	– 5	– 13
36	Breney	9.80	19.7	2560	SW	– 30	– 5.5	– 8
37	Giétro	5.94	23.7	2540	NW	– 0.4	+ 6.1	+ 3.8
38	Corbassière	17.44	21.2	2220	N	0	0	+ 7
39	Valsorey	2.34	32.2	2400	N	+ 3.5	+ 1.2	+ 5
40	Tseudet	1.73	40.7	2500	N	– 9.0	– 4.0	– 26.0

Nr. Gl. (1)	Gletscher Name (2)	Morphologische Parameter (3) F km²	a %	H_T m ü.M.	Exp.	Längenänderung in Metern im Jahre (4) 1975/76	1976/77	1977/78
41	Boveyre	1.99	40.0	2620	NW	+ 7.5	+ 2.6	+ 4
42	Saleina	5.03	33.1	1760	NE	+ 8.5	+ 6.5	+ 6.5
108	Orny	1.54	22.0	2640	E	n	+ 30[6a] ca.	n
43	Trient	6.58	33.8	1800	N	+ 2.8	+ 4.6	+ 3.2
44	Paneyrosse	0.45	51.4	2400	N	+ 6.4[3a]	− 6.7	+ 35.8
45	Grand Plan Névé	0.20	50.0	2360	N	+ 11.2[3a]	− 8.2	+ 39.5
46	Martinets	0.59	30.0	2140	NE	− x	n	+ n
47	Sex Rouge	0.72	25.0	2660	NW	− 7.2	+ 3.0	+ 3.0
48	Prapio	0.37	55.6	2500	NW	− 4 ca.	+ 6.0	+ 11.0
49	Pierredar	0.67	58.0	2380	N	− x	n	+ x[2a]
	Einzugsgebiet der Aare							
50	Oberaar	5.23	21.5	2300	E	0	+ 7.0	+ 6.2
51	Unteraar	28.41	16.1	1900	E	− 16.5	− 8.9	− 32.8
52	Gauli	13.70	21.5	2140	E	− 12.2	− 5	− 1
53	Stein	6.52	32.8	1960	N	+ 6	+ 7	+ 21.5
54	Steinlimmi	2.21	43.0	2140	N	− 17	+ 2	+ 61
55	Trift	17.07	23.4	1720	NW	− x	− x	st
56	Rosenlaui	6.20	35.4	1860	NE	n	n	st[4a]
57	Oberer Grindelwald	10.07	45.5	1240	NW	0	+ 12	+ 6.3
58	Unterer Grindelwald	21.71	31.6	1260	N	− 8	− 4	+ 75
59	Eiger	2.27	73.1	2200	NW	+ 10.0	+ 8.4	+ 8.9
60	Tschingel	6.18	33.2	2240	NE	+ 2.4	+ 2.3	+ 10.4
61	Gamchi	1.73	31.9	1980	N	− 2.8	− 2.7	+ 6.6
109	Alpetli	14.02	13.8	2320	SW	0	+ 2.8	+ 1.6
110	Lötschen	0.91	28.0	2320	N	n	n	n
62	Schwarz	1.60	36.9	2220	NW	− 4.0	+ 2.5	− 0.8
63	Lämmern	3.35	28.0	2540	E	− 16.0	+ 1.5	+ 4.3
64	Blümlisalp	2.98	50.3	2200	NW	+ x[2a]	+ x	+ x
111	Ammerten	1.89	31.4	2360	NW	− 9.8	− 0.8	+ 1.3
65	Rätzli	9.80	16.0	2320	NW	− 17.9	− 2	+ 1.8
	Einzugsgebiet der Reuss							
66	Tiefen	3.17	27.1	2480	SE	− 7.3	+ 5	+ 4
67	St. Anna	0.44	35.6	2580	N	+ 4.5	+ 4	+ 1
68	Chelen	3.15	39.4	2120	SE	+ 10.8	+ 5.4	+ 9.3
69	Rotfirn (Nord)	1.21	59.1	2000	NE	+ 3.8	− 6.0	+ 2.8
70	Damma	6.32	44.8	2040	NE	+ 8.7	+ 5.2	+ 13.0
71	Wallenbur	1.70	46.4	2260	SE	+ 3.5[2a]	− 7.2	+ 12.5
72	Brunni	2.99	32.4	2340	NE	− 25.5	+ 0.5	+ 49
73	Hüfi	13.73	21.1	1640	SW	− 38	0	+ 18
74	Griess	2.48	83.1	2160	N	− 5.4	+ 1.0	+ x
75	Firnälpli-Ost	0.54	63.6	1880	N	− 38.8	+ 22	+ 26.1
76	Griess (Griessen)	1.27	35.4	2420	W	n	− 1.8[2a]	n
	Einzugsgebiet der Limmat							
77	Biferten	2.86	41.4	1880	NE	− 4.6	+ 4.1	+ 5.2
78	Limmern	2.39	40.0	2260	E	− 11.4	− 0.7	+ 3.7
114	Plattalva	0.73	38.2	2560	E	− 7.6	st(sn)	+ 6 ca.
79	Sulz	0.20	40.0	1920	N	+ 4.4	− 2.0	+ 13.5
80	Glärnisch	2.09	26.1	2320	W	+ 4.0	+ 5.6	+ 1.2
81	Pizol	0.31	50.0	2480	N	− 43.6	+ 9.0	+ 80.6
	Einzugsgebiet des Rheins bis zum Bodensee							
82	Lavaz	1.76	30.0	2280	N	n	− 108.7[2a]	+ 92.3
83	Punteglias	0.93	33.0	2340	S	− 1.0	− 3.5	− 10
84	Lenta	1.38	42.3	2300	N	− 7.0	− 12.3	− 2.8
85	Vorab	2.51	19.0	2580	E	− 12.7	+ 11.3	+ x
86	Paradies	4.60	28.9	2360	NE	− 371	− 43	+ 94.3
87	Suretta	1.17	45.0	2240	N	− 128	+ 71	− 14.4
88	Porchabella	2.59	28.0	2620	N	− 20.0	− 8.5	− 3.5
115	Scaletta	0.66	54.5	2500	N	n	n	n
89	Verstankla	1.06	33.0	2400	NW	− 6.5	+ 6.5	+ 6.5

Gletscher Nr. Gl. (1)	Name (2)	Morphologische Parameter (3) F km²	α %	H_T m ü.M.	Exp.	Längenänderung in Metern im Jahre (4) 1975/76	1976/77	1977/78
90	Silvretta	3.25	20.6	2440	W	− 1.8	− 10.2	+ 4.1
91	Sardona	0.38	57.1	2390	E	− 9.6	+ 2.2	+ 6.6
	Einzugsgebiet des Inn							
92	Roseg	8.72	26.5	2180	N	+ 13.4	n	− 0.8[2a]
93	Tschierva	6.83	36.4	2180	NW	− 34.5	n	+ 10.7[2a]
94	Morteratsch	17.15	25.6	2100	N	− 26.8	− 5.2	− 5.1
95	Calderas	1.12	29.0	2720	NE	n	− 33.2[3a]	− 22.0
96	Tiatscha	2.11	28.3	2500	S	0	+ 1.2	+ 3.5
97	Sesvena	0.67	35.0	2720	N	− 2.5	+ 1.6	+ 2.4
98	Lisachana	0.21	46.7	2740	NW	n	st(sn)	+ x
	Einzugsgebiet der Adda							
99	Cambrena	1.72	38.4	2500	NE	+ 2.5	+ 8.5	+ 8
100	Palü	6.62	38.5	2320	E	+ 3.9	+ 8.3	+ 10
101	Paradisino	0.55	38.0	2800	W	sn	n	+ x
102	Forno	8.74	17.4	2180	N	n	− 27.0[2a]	− 11.7
	Einzugsgebiet des Tessin							
120	Corno	0.27	54.3	2500	N	− 12.8	+ 40 ca.	n
117	Valleggia	0.59	35.0	2400	NE	+ 0.1	+ 40 ca.	n
118	Val Torta	0.17	43.3	2480	N	− 44.0	+ 40 ca.	n
103	Bresciana	0.87	53.3	2760	W	n	st(sn)	0
119	Cavagnoli	1.32	14.8	2520	NE	−	sn	n
104	Basodino	2.30	48.8	2440	NE	− 3	+ x	+ x
105	Rossboden	1.89	50.8	2020	NE	− 2	− 0.7	+ 12.3

Bemerkungen:
(1) Nummer im Beobachtungsnetz Gl. der Gletscherkommission der SNG und der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH-Zürich (vergleiche Abbildung 2)

(2) Name im Beobachtungsnetz Gl.

(3) Die Werte für F, α, H_T und Exp. sind dem Inventar 1973 entnommen (Müller, F., Caflisch, T. und Müller, G. 1976), mit einigen Anpassungen an das Beobachtungsnetz Gl. (Kasser, P. und Aellen, M. 1976).

F = Gletscherfläche
α = mittlere Neigung
H_T = Meereshöhe des Gletscherendes
Exp. = Esposition des Zehrgebietes

(4) Wenn die Änderung für eine Periode von mehreren Jahren gilt, ist die Anzahl Jahre angegeben wie im folgenden Beispiel: − 13.6[6a] = Rückzug von 13.6 Metern in 3 Jahren. Ferner bedeuten:

n	nicht beobachtet	+	im Vorstoss	−	im Rückzug	?	Resultat unsicher
sn	eingeschneit	st	stationär	x	Betrag nicht beziffert	ca	ungefährer Wert

Welche jährlichen Längenänderungen sind als klein, mässig, gross oder sehr gross zu bezeichnen? Als Kriterium hiefür sollen alle Werte der Grösse nach geordnet und in zwölf gleichbesetzte Klassen, sogenannte Duodezile, eingeteilt werden. Dies wurde für die Gesamtheit von 7 Messjahren ausgeführt. In Tabelle 2 sind die Werte für die Duodezile sowie die Abweichungen vom 6. Duodezil oder Medianwert zusammengestellt. In der letzten Kolonne wird die Abweichung der Längenänderung vom Medianwert für die verschiedenen Klassen bewertet. Die äussersten zwei Klassen enthalten je 1/12 aller Werte, die anderen je 1/6. Werte ausserhalb des 1. beziehungsweise 11. Duodezils sind ungewöhnlich und deshalb in der Regel durch besondere Umstände bedingt. Gründe für sehr grosse Schwundbeträge können sein: Gletschersturz, durch Eislawinen beschleunigter Rückzug über eine Steilstufe, Lostrennen des Gletscherendes infolge Abschnürens durch die Schmelze, Abschmelzen eines grösseren, sehr dünn gewordenen Gletscher-

Tab. 2. Duodezilwerte und Abweichungen vom Medianwert für jährliche Längenänderungen von rund 100 Gletscherzungen

Duodezilwerte[1]) in m		Abweichung vom Medianwert in m	Bewertung der Abweichung vom Medianwert
Minimum	−371.0	−365.8	sehr gross
1. Duodezil	− 33.0	− 27.8	
2. Duodezil	− 23.0	− 17.8	gross
3. Duodezil	− 16.5	− 11.3	
4. Duodezil	− 11.4	− 6.2	mässig
5. Duodezil	− 7.2	− 2.0	
6. Duodezil[2])	− 5.2	0	klein
7. Duodezil	− 2.0	+ 3.2	
8. Duodezil	− 0.0	+ 5.2	mässig
9. Duodezil	+ 2.2	+ 7.4	
10. Duodezil	+ 5.3	+ 10.5	gross
11. Duodezil	+ 11.0	+ 16.2	
Maximum	+147.0	+152.2	sehr gross

[1]) Bestimmt aus der Gesamtheit der Messungen in den Jahren 1946/47, 63/64, 64/65, 71/72, 74/75, 76/77 und 77/78 (Kasser 1979).
[2]) Medianwert.

endes, Kalben in einen See, Wegschmelzen einer im Vorjahr fälschlicherweise zum Gletscher gerechneten Schneedecke.

Grosse Vorstossbeträge können durch aussergewöhnliche Gleitbewegungen der Zunge (Rutschungen), durch Anlagerung von Eis- und Schneelawinen vor der Front, durch Zusammenwachsen der Front mit einer vorgelagerten Toteismasse oder durch Auftauchen von Grundeis aus einem See am Gletscherende entstehen. Ausnahmsweise wird auch etwa eine im Berichtsjahr vor der Front abgelagerte Schneedecke zum Gletscher gezählt.

Seit Jahrzehnten wird immer wieder nach den wenigen repräsentativen Gletschern gesucht, auf deren Messung man sich stellvertretend für die anderen beschränken könnte, mit dem Ergebnis, dass nach jeder Überprüfung noch mehr Gletscher in die Beobachtung einbezogen werden. Anderseits erscheint die Zahl von gegenwärtig 117 beob-

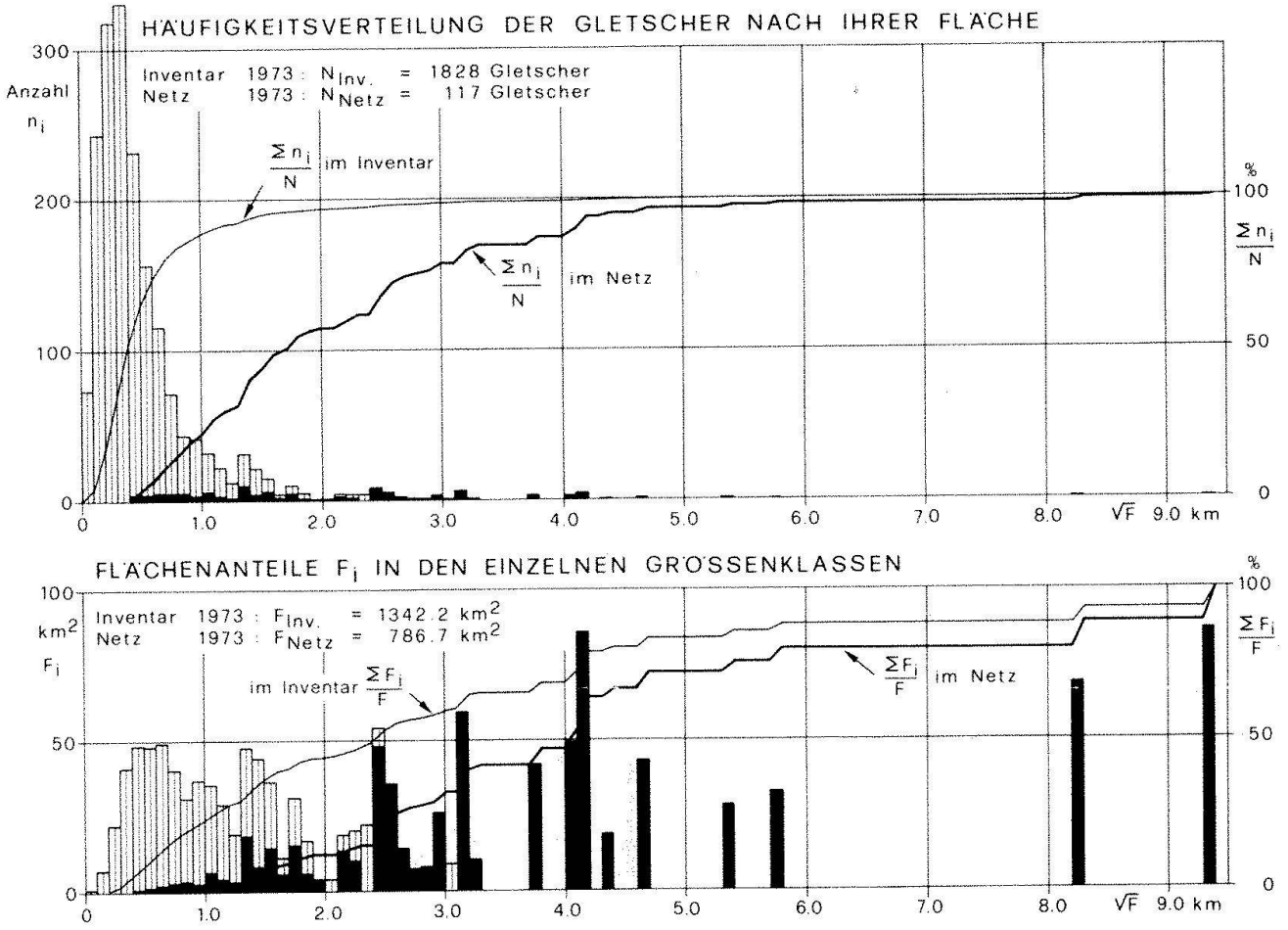


Abb. 3. Häufigkeitsverteilung der Schweizer Gletscher nach ihrer Fläche im Inventar 1973 und im Beobachtungsnetz – Die schwarzen Säulen beziehen sich auf das Beobachtungsnetz und gelten mit den aufgesetzten hellen Säulen zusammen für das Inventar.

Tab. 3. Verteilung der Gletscher der Schweizer Alpen nach ihrer Grösse im Jahre 1973

Klasse	Grösse km²	Anzahl Gletscher Inventar 1973	Beobachtungs-netz	Vergletscherte Fläche in km² Inventar 1973	Beobachtungs-netz
0	0.01–0.09	634	0	30.3	0
1	0.10–1.00	986	26	295.6	12.7
2	1.01–6.25	170	54	391.5	158.5
3	> 6.25	38	37	624.8	615.5
0–3		1828	117	1342.2	786.7

Tab. 4. Längenänderungen der Gletscher in den Jahren 1975/76, 1976/77 und 1977/78. Zusammenfassung

a) Anzahl Gletscher pro Einzugsgebiet

Einzugsgebiet	1975/76					1976/77				1977/78			
	n_N	n_B	+	st.	–	n_B	+	st.	–	n_B	+	st.	–
Rhone	52	49	10	3	36	50	21	7	22	48	32	1	15
Aare	19	17	4	3	10	17	10	1	6	18	13	3	2
Reuss und Limmat	17	16	7	0	9	17	9	4	4	16	16	0	0
Rhein/Bodensee	10	9	0	1	8	10	4	0	6	10	6	0	4
Inn	7	5	0	2	3	5	2	1	2	7	4	1	2
Adda und Tessin	11	7	2	1	4	9	6	2	1	7	5	1	1
Total	116	103	23	10	70	108	52	15	41	106	76	6	24

n_N Anzahl Gletscher im Beobachtungsnetz
n_B Anzahl Gletscher mit bekanntem Vorzeichen der Längenänderung
\+ im Vorstoss, st. stationär, – im Rückzug

b) Klassierung der einzelnen Gletscher, die nachstehend mit ihren Nummern von Abbildung 2 und Tabelle 1 bezeichnet sind.

Ergebnis der Beobachtung	1975/76 Gletscher-Nummer:	1976/77 Gletscher-Nummer:	1977/78 Gletscher-Nummer:
nicht beobachtet Resultat unsicher	9, 23, 56, 76, 82, 95, 98, 102, 103, 108, 110. 101, 119.	46, 49, 56, 92, 93, 101, 110, 119.	31, 32, 46, 76, 108, 110, 117, 118, 119, 120.
im Vorstoss	13, 25, 27, 28, 39, 41, 42, 43, 44, 45, 53, 59, 60, 64, 67, 68, 69, 70, 71, 79, 80, 99, 100.	1, 2, 7, 10, 11, 13, 20, 23, 25, 26, 27, 28, 37, 39, 41, 42, 43, 47, 48, 50, 53, 54, 57, 59, 60, 62, 63, 64, 66, 67, 68, 70, 74, 75, 77, 80, 81, 85, 87, 89, 91, 96, 97, 99, 100, 104, 107, 108, 109, 117, 118, 120.	1, 2, 4, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 18, 21, 22, 25, 26, 27, 28, 30, 33, 37, 38, 39, 41, 42, 43, 44, 45, 47, 48, 49, 50, 53, 54, 57, 58, 59, 60, 61, 63, 64, 65, 66, 67, 68, 69, 70, 71, 72, 73, 74, 75, 77, 78, 79, 80, 81, 82, 85, 86, 89, 90, 91, 93, 96, 97, 98, 99, 100, 101, 104, 105, 106, 107, 109, 111, 114.
stationär	37, 38, 50, 57, 83, 92, 96, 107, 109, 117.	6, 8, 9, 12, 24, 30, 38, 72, 73, 78, 98, 103, 105, 111, 114.	23, 55, 56, 62, 92, 103.
im Rückzug	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 10, 11, 12, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 24, 26, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 40, 46, 47, 48, 49, 51, 52, 54, 55, 58, 61, 62, 63, 65, 66, 72, 73, 74, 75, 77, 78, 81, 84, 85, 86, 87, 88, 89, 90, 91, 93, 94, 97, 104, 105, 106, 111, 114, 118, 120.	3, 4, 5, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 21, 22, 29, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 40, 44, 45, 51, 52, 55, 58, 61, 65, 69, 71, 76, 79, 82, 83, 84, 86, 88, 90, 94, 95, 102, 106.	3, 5, 6, 14, 15, 16, 17, 19, 20, 24, 29, 34, 35, 36, 40, 51, 52, 83, 84, 87, 88, 94, 95, 102.

achteten Gletschern bescheiden im Vergleich zu den 1828 Gletschern im Inventar 1973 (Müller u.a. 1976).
Die Häufigkeitsverteilung der Gletscher nach ihrer Fläche in Abbildung 3 zeigt aber, dass die grösseren Gletscher nahezu vollzählig im Netz vertreten sind und die eingemessenen Gletscher 58,6% der gesamten Gletscherfläche in der Schweiz bedecken, obwohl nur 6,4% der 1828 Gletscher erfasst werden. Tabelle 3 bestätigt diesen Befund. Im Netz sind fast alle Gletscherenden aufgenommen, deren Zungenende in der Mehrzahl der Jahre mit einem vertretbaren Aufwand eingemessen werden kann. Die Lageänderung einer Gletscherfront resultiert aus der Differenz zwischen der Bewegung des Zungenendes oder Anlagerung von perennierendem Schnee an die Front und den Verlusten durch Abschmelzung und Eisabbrüche. Bei den kleinen Gletschern sind sowohl die Geschwindigkeit als auch die Abschmelzung meist gering. Mit Ausnahme weniger lawinenernährter Gletscher befinden sie sich in Höhenlagen um die mittlere Meereshöhe der Gleichgewichtsgrenze, wo sich Akkumulation und Ablation in einem Normaljahr die Waage halten. In allen schneereichen Jahren mit kühlen Sommern bleibt die Front aber unter der im Berichtsjahr gebildeten Schneedecke verborgen und kann ohne Grabarbeiten nicht festgestellt und eingemessen werden. Andere Zungenenden sind wegen der Oberflächenmoränen nicht erkennbar.
Tabelle 4 fasst die Resultate der letzten drei Jahre nach Einzugsgebieten geordnet zusammen. 1975/76 waren die Gletscher mehrheitlich im Rückzug, in den Jahren 1976/77 und 1977/78 im Vorstoss.
Die Beobachtung der Lageänderung der Gletscherenden ist wichtig im Zusammenhang mit der Untersuchung des Verhaltens einzelner Gletscher. Darüber hinaus lassen die Messresultate im Beobachtungsnetz die allgemeine zeitliche Entwicklung der Gletscherveränderungen erkennen, wie dies die zusammenfassende graphische Darstellung in Abbildung 17a (Seite) für das Beobachtungsintervall von 1890/91 bis 1977/78 zeigt. Die Säulen im oberen Band geben die Anzahl der in den einzelnen Jahren eingemessenen Gletscher. Darunter sind im Punktraster von oben nach unten die Anteile der schwindenden, in der schwarzen Fläche von unten nach oben die Anteile der vorrückenden Gletscher in Prozenten der eingemessenen Anzahl aufgetragen. Im hellen Band dazwischen liegen die Prozentanteile der stationären Gletscher. Wie vor dem Jahre 1920 fällt auch seit dem Herbst 1964 eine wachsende Anzahl vorstossender Gletscher auf, mit einem Maximum von 71,7% im Jahre 1977/78. Eine lineare Regression von 1964/65 bis 1977/78 bestätigt diese Tendenz mit einem Schätzwert von rund 50% für 1977/78. Dies entspricht für die Gletscher des Beobachtungsnetzes einer gleichen Anzahl vorstossender wie schwindender Gletscher oder einem stationären Zustand. Ob sich daraus in den nächsten Jahren ein allgemeiner Vorstoss entwickeln wird, hängt vom weiteren Verlauf des Klimas ab und kann zur Zeit noch nicht beurteilt werden.

Die Flächenänderungen

Die Gletscherflächen werden durch die Erstellung von Karten, meist aufgrund photogrammetrischer Aufnahmen, bestimmt. Die hohe Genauigkeit der Vermessungsmethoden kann dabei nicht immer voll ausgenützt werden, weil die Gletschergrenzen oft nicht mit Sicherheit erkennbar sind; der Rand der Gletscher kann stellenweise unter Moränenschutt oder Schnee verborgen sein, oder die Abgrenzung von Gletscher und Toteis lässt einen Spielraum für die Interpretation. Deshalb sind Neuaufnahmen von Gletschern für die Flächenbestimmung nur in Zeitintervallen von mehreren Jahren sinnvoll, unter Auswahl der Jahre, in denen die Interpretation der Grenzen dank extremer Ausaperung möglichst einfach ist.
Für die Gesamtheit der Schweizer Gletscher wurde erstmals eine Flächenbestimmung nach dem Siegfried-Atlas 1:50000 ausgeführt, mit einem zeitlichen Schwerpunkt um das Jahr 1876 (Jegerlehner 1902). Die zweite Bestandesaufnahme erfolgte nach der neuen Landeskarte 1:50000 mit einem zeitlichen Aufnahmeschwerpunkt um 1934 (Mercanton 1958). Schliesslich wurde für das Jahr 1973 eine zwischen dem 5. und 14. September erfolgte Flugaufnahme der gesamten Gletscher in den Schweizer Alpen zur Herstellung eines Gletscherinventars ausgewertet (Müller u.a. 1976). In Tabelle 5 sind die

Tab. 5. Gletscherflächen in den Abflussgebieten der Schweiz

Einzugsgebiete	Gletscherflächen in km² im Jahre			in % der Fläche im Jahre 1876		
	1876	1934	1973	1876	1934	1973
Ohne Ausland						
Rhein oberhalb Aare	163.3	105.9	83.9	100	65	51
Aare oberhalb Reuss	296.5	277.5	240.2	100	94	81
Reuss	133.8	112.1	94.0	100	84	70
Limmat	38.6	33.0	26.5	100	85	69
Rhone oberhalb Genfersee	930.4	841.6	746.6	100	90	80
Toce + Ticino + Adda + Rom	105.2	82.0	66.1	100	78	63
Inn bis Landesgrenze	146.6	101.5	83.2	100	69	57
Fimberbach	3.2	2.4	1.7	100	75	53
Schweiz (CH): total	1817.6	1556.0	1342.2	100	86	74
Ausland						
Rhein (I): Valle di Lei	4.3	3.8		100	88	
Rhein (A): Ill	26.3	15.7		100	60	
Rhone (F): L'Eau Noire	2.5	1.7		100	68	
Inn (I): Spöl	4.0	3.6		100	90	
Ausland: total	37.1	24.8		100	67	
Einzugsgebiete: total	1854.7	1580.8		100	85	

Flächenbestimmungen für die mittleren Zeitpunkte von 1876, 1934 und 1973 nach Abflussgebieten geordnet zusammengestellt. Während im Aaregebiet, oberhalb der Reussmündung, und im Abflussgebiet der Rhone zum Genfersee die Gletscher dank ihrer hochgelegenen Nährgebiete und schmalen Zungen in den letzten hundert Jahren nur einen Fünftel ihrer Fläche verloren haben, sind die Gletscher des Rheingebietes oberhalb des Bodensees im gleichen Zeitintervall um die Hälfte kleiner geworden.

In Abbildung 17f sind die Flächenänderungen ΔF seit 1876 für 1934 und 1973 durch Kreise eingetragen. Die durch Punkte eingezeichneten Werte für jedes Jahr seit 1876 sind unter der Näherungsannahme geschätzt worden, dass die Flächenänderungen zwischen 1876 und 1934 sowie zwischen 1934 und 1973 dem Ausdruck $(v-r)/(v+r)$ proportional seien, wobei v und r die gleiche Bedeutung wie in Abbildung 17a haben.

In den letzten hundert Jahren haben die Gletscher in der Schweiz eine Fläche von etwa 475 km² eingebüsst. Diese Verlustfläche liegt zum grössten Teil im Zehrgebiet und steht im Sommer nach dem Abbau der Winterschneedecke für die Schmelze nicht mehr zur Verfügung. In einem Normaljahr entspricht dieser Schmelzwasserausfall gemittelt über die Verlustfläche einem Wasseräquivalent von etwa 3 m oder einem Wasservolumen von 1425 Mill. m³ oder etwa der Hälfte des Jahresabflusses der Limmat unterhalb der Sihlmündung. Um diesen Betrag ist infolge des Flächenverlustes der Gesamtabfluss der Schweizer Gletscher in einem klimatischen Normaljahr heute kleiner als vor hundert Jahren.

Für verschiedene Gletscher gibt es besonders sorgfältig ausgearbeitete wiederholte Flächenbestimmungen aufgrund von Spezialkarten in den Maßstäben 1:25000 und 1:10000. In Tabelle 6 sind die daraus resultierenden spezifischen Flächenänderungen in ‰ pro Jahr, jeweilen bezogen auf die Anfangsfläche des Messintervalls, zusammengestellt und mit den gesamtschweizerischen Durchschnittswerten für die gleichen Messintervalle verglichen. Die spezifischen Flächenänderungen grosser Gletscher wie des Aletsch sind kleiner als der Landesdurchschnitt, diejenigen kleiner Gletscher im allgemeinen grösser. Seit etwa zwanzig Jahren sind die relativen Flächenverluste progressiv kleiner geworden. Der grosse Wert von −7,7‰ pro Jahr für 1961–1967 am Griesgletscher ist durch den im Jahre 1965 erfolgten Einstau des Gletscherendes durch den Stausee Gries bedingt.

Die kürzlich fertiggestellte Landeskarte 1:25000 soll in sechsjährigen Intervallen nachgeführt werden (Eidgenössische Landestopographie 1952–). Dank diesem Programm der Eidgenössischen Landestopogra-

Tab. 6. Flächenänderungen einzelner Gletscher in ‰ pro Jahr

Gletscher	Periode Jahre von bis	Anzahl	Fläche bei Beginn km²	Ende km²	Flächenänderung ‰/Jahr[1])
CH: total	1876–1973	97	1817.6	1342.2	−2.7
	1876–1934	58	1817.6	1556.0	−2.5
	1934–1973	39	1556.0	1342.2	−3.5
Gries (Ägina)	1923–1961	38	7.86	6.69	−3.9 (−3.8)
	1961–1967	6	6.69	6.38	−7.7[2]) (−3.3)
Aletsch	1927–1957	30	137.90	129.50	−2.0 (−4.0)
	1957–1973	16	129.50	128.56[4])	−0.5 (−3.1)
Mattmark bis Zermeiggern	1932–1946	12	26.07	24.88	−3.8 (−4.7)
	1946–1956	10	24.88	22.94	−7.8 (−4.4)
	1956–1967	11	23.29[3])	22.73	−2.2 (−3.8)
	1967–1973	6	22.73	22.91[1])	+1.3 (−2.1)
Silvretta + Verstankla	1938–1956	18	5.66[5])	4.92[5])	−7.3 (−4.1)
	1959–1973	14	4.27	4.13[6])	−2.3 (−2.9)
Limmern + Plattalva	1945–1959	14	3.65	3.28	−7.2 (−4.3)
	1959–1973	14	3.28	3.08[4])	−4.4 (−2.9)

[1]) In Klammern Vergleichswerte für CH-total.
[2]) Einstau der Zunge durch Griessee im Sommer 1965.
[3]) Neubearbeitung der Gletschergrenzen.
[4]) Wert aus Inventar.
[5]) Inklusive Chammgletscher.
[6]) Wert AHG: 3.150 (Silvretta) +0.984 (Verstankla).

phie wird es in Zukunft möglich sein, die wasserwirtschaftlich besonders wichtige Grösse der Flächenänderungen unserer Gletscher in angemessenen Zeitintervallen festzustellen.

Die Dickenänderungen

Wie dick sind unsere Gletscher? Die grössten Eisdicken in den Alpen sind durch seismische Messungen bekannt. So ist der Grosse Aletschgletscher im Konkordiaplatz etwa 900 Meter (Mothes 1929, Thyssen und Ahmad 1969), am Ausgang des Platzes ungefähr 500 Meter mächtig. Grösste Werte wurden an den Gletschern Gorner mit rund 500 Metern (Süsstrunk 1951), Unteraar 400 Metern, in dessen Zuflüssen Finsteraar und Lauteraar sogar je 450 Metern (Süsstrunk 1952), Rhone mit 230 Metern (Jost 1936) und Z'Mutt mit 200 Metern (Eidgenössische Landestopographie 1967) gefunden. Ferner ist die Gletschersohle in vielen Punkten durch Tiefbohrungen erkundet worden. Schätzungen erfolgten in Querprofilen aus dem haushaltsmässig errechneten Eisdurchfluss und den gemessenen Oberflächengeschwindigkeiten. Nach neueren Entwicklungen besteht die Hoffnung, nicht nur für die kalten, sondern auch für temperierte Gletscher die Höhenlage der Sohle mittels Radar relativ billig und rasch ausloten zu können (Watts und Anthony 1976). Aktuelle Schätzungen der mittleren Eisdicke sämtlicher Gletscher der Schweizer Alpen variieren von etwa 50 bis 100 Meter. Die Unsicherheit ist einerseits durch die Schätzmethoden bedingt, anderseits aber auch durch die unterschiedliche Definition eines Gletschers. Ist ein Firnfleck des Inventars 1973 von mindestens 1 ha Fläche schon als Gletscher zu bezeichnen?

Die Dickenänderungen eines Gletschers werden durch wiederholte Einmessung der Gletscheroberfläche, d.h. als Höhenänderungen der Oberfläche bestimmt. Die Dicke der Gletscher ändert sich in den hochgelegenen Firngebieten viel weniger stark als unten im Zehrgebiet. Tabelle 7 gibt die aus wiederholten photogrammetrischen Aufnahmen bestimmten mittleren Änderungen für verschiedene Höhenstufen der Aletschgletscher in der Schwundperiode von 1927–1957. Während in den höchsten Lagen sogar ein bescheidener Zuwachs festzustellen ist, nimmt der Schwund talwärts zu bis zu einem mittleren Verlust von 88 Metern auf der Höhenstufe von 2000 bis 1500 Meter über Meer, bei einem Mittelwert von −15 Metern über den gesamten Gletscher. Am Zungenende vom Jahre 1957 lagen dreissig Jahre früher noch etwa 200 Meter Eis (Kasser 1967). Diese Zunahme des Schwundes mit

Tab. 7. Mittlere Höhenänderungen der Gletscheroberflächen im Gebiet der Aletschgletscher für verschiedene Höhenstufen im Messintervall von 1927 bis 1957

Höhenstufe m ü. M.		Gletscherfläche 10^3 m²		Volumänderung	Höhenänderung der Oberfläche	
von	bis	1927[1])	1957	10^3 m³	m	m/Jahr
4200	4000	187	185	+ 1380	+ 7.42	+ 0.25
4000	3500	19830	19169	+ 9437	+ 0.48	+ 0.02
3500	3000	59101	55825	− 286240	− 4.98	− 0.17
3000	2500	41223	37209	− 900904	− 22.97	− 0.77
2500	2000	15495	15277	− 664725	− 43.20	− 1.44
2000	1500	2049	2092	− 182997	− 88.36	− 2.95
4200	1500	137886	129757	− 2024049	− 15.12	− 0.50

[1]) Nördlich etwa Märjelen schon im Herbst 1926 aufgenommen.

abnehmender Meereshöhe hängt teils mit dem während der Rezessionsperiode überwiegenden Einfluss der Temperaturzunahme, teils mit dem Fliessverhalten des Gletschers zusammen, das im Firngebiet zu einer Kompensation, im Ablationsgebiet zu einer Verstärkung des Änderungseffektes führt.

Die Höhenänderung der Oberfläche im Laufe der Zeit wird am Aletschgletscher auf dem Jungfraufirn auf ca. 3350 Meter über Meer seit dem Herbst 1941 verfolgt. Ein durch den Schnittpunkt von zwei Visuren definierter Punkt der Oberfläche wird jeden Herbst von einer Basis aus abgesteckt und der Höhe nach eingemessen. Ein jeweilen in diesem Fixpunkt aufgestellter, mit dem Gletscher wandernder Schneepegel, an dem während des Jahres die Schneehöhe abgelesen wird, erlaubt die Rekonstruktion der Oberfläche im Ablauf des Jahres. Abbildung 10a zeigt die extreme Schwundperiode von 1941 bis 1950 mit einem Höhenverlust von rund 8 Metern, der trotz weiteren Rückschlägen bis zum Herbst 1978 bis auf 2 Meter wieder aufgeholt worden ist. Weiter talwärts auf dem Jungfraufirn und im Konkordiaplatz hat J. R. Stengel im Jahr 1851 zwei auf dem Gletscher liegende Steine genau eingemessen. Vergleichsmessungen in den Jahren 1926, 1947 und 1957 ergeben die in Tabelle 8 zusammengestellten Höhenverluste in Meter/Jahr, mit einem Maximum von 1926 bis 1947 und einem Minimum von 1851 bis 1926.

In Tabelle 9 schliesslich werden für verschiedene Gletscher und Messintervalle seit 1923 Vergleichswerte der mittleren Höhenänderungen angegeben, die einerseits das unterschiedliche Verhalten der Gletscher, anderseits die einheitliche Tendenz zu kleineren Verlusten in den letzten zwanzig Jahren zeigen.

Alle Gletscher der Schweizer Alpen zusammen haben seit dem Maximalstand um 1850 bis heute im Mittel ungefähr 30 Meter an Dicke verloren, was bezogen auf eine mittlere Gesamtfläche von rund 1600 km² einem Verlustvolumen von 48 km³ oder einem anderthalbfachen Jahresabfluss des Rheins in Basel entspricht.

Die Massenänderungen

Massenänderungen werden bestimmt entweder aus wiederholten Vermessungsaufnahmen der Gletscheroberfläche (Volumenänderung, geodätische Methode), oder aus der Messung von Akkumulation und Ablation in vielen Punkten der Oberfläche (Pegelmethode, glaziologische Bilanz), oder aus dem Vergleich von Niederschlag, Abfluss und Verdunstung (hydrologische Bilanz).

Die geodätische Methode eignet sich nur für längere Zeitintervalle von mehreren Jahren, weil die Meereshöhe der Oberfläche photogrammetrisch bei kontrastarmen Schneeflächen nur mit beschränkter Genauigkeit ausgemessen werden kann. Deshalb werden mit Vorteil nur Jahre mit starker Ausaperung ausgewertet. Die Volumenänderungen werden meist mit einem Raumgewicht von 0,9 $t\,m^{-3}$ auf Massenänderungen umgerechnet, was für einjährige Bilanzen kaum zulässig ist.

Bei der Methode der glaziologischen Bilanz werden in der Oberflächenschicht des Gletschers Stangen als Pegel eingesetzt. Bezogen auf die Oberfläche bei Messbeginn wird an den Pegeln im Falle von Akkumulation der Zuwachs, im Falle von Ablation der Abtrag

Tab. 8. Höhenänderungen der Gletscheroberfläche in 2 Punkten des Grossen Aletschgletschers für verschiedene Messintervalle

Punkt Nr.	Höhe 1957	Höhenänderungen in m/Jahr 1851–1957	1851–1926	1926–1947	1947–1957
	m ü. M.	(106 Jahre)	(75 Jahre)	(21 Jahre)	(10 Jahre)
III	2957.9	−0.30	−0.15	−0.71	−0.55
VIII	2729.1	−0.53	−0.38	−0.96	−0.80

Tab. 9. Mittlere Höhenänderungen der Oberfläche für verschiedene Gletscher

Gletscher	Messintervall von	bis	Anzahl Jahre	Fläche bei Beginn km²	Ende km²	Höhenänderung der Oberfläche cm/Jahr
Aletsch	1927	1957	30	137.90	129.76	−50
Mattmark	1932	1946	12	26.07	24.88	−19
(bis Zermeiggern)	1946	1956	10	24.88	22.94	−47
	1956	1967	11	23.29	22.73	+ 3
Gries	1923	1961	38	7.86	6.69	−83
Limmern	1945	1959	14	2.85	2.57	−31
Plattalva	1945	1959	14	0.80	0.72	−36
Silvretta	1938	1956	18	3.73	3.33	−51
	1959	1973	14	3.22	3.15	−10
Verstankla	1938	1956	18	1.93[1])	1.59[1])	−44
	1959	1973	14	1.04	0.98	− 3

[1]) Inklusive Chammgletscher.



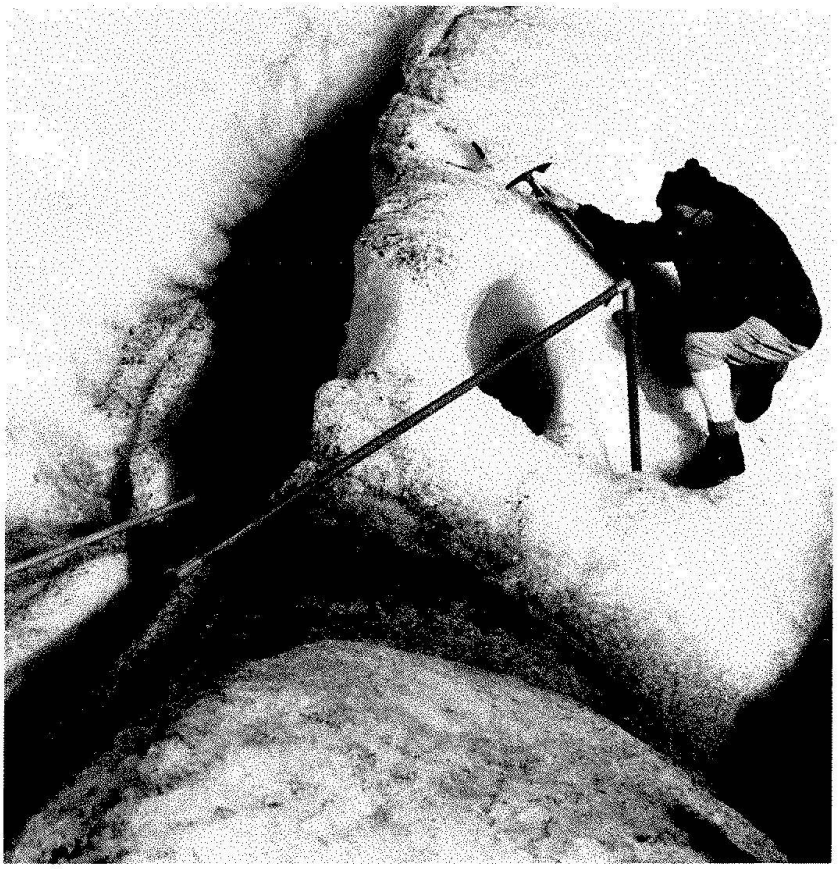


Abb. 4. Firnpegel 11 im Ewigschneefeld des grossen Aletschgletschers auf 3445 m ü. M. Photo Markus Aellen, VAW-ETHZ, 18.09.1963.

Abb. 5. Ablationspegel «im Sand» des Grossen Aletschgletschers auf 1900 m ü. M. Photo Erwin Brügger, VAW-ETHZ, 4.09.1963.

gemessen. Diese Beträge sind ein Mass für die Massenänderung im Messpunkt.
Die Abbildungen 4 und 5 zeigen solche Meßstellen am Grossen Aletschgletscher. Bezogen auf die Oberfläche im Herbst, ist an Pegel 11 auf 3445 Metern über Meer im Ewigschneefeld im Sommer 1945 eine maximale Schneehöhe von 11,3 m abgelesen worden. Der Jahreszuwachs an dieser Stelle beträgt im langjährigen Mittel 5,4 m Schnee, entsprechend einem Wasseräquivalent von 2,8 m oder 2,8 $t\,m^{-2}$. Ablationspegel werden in Bohrlöchern montiert. Das Ausschmelzen der Pegel gibt das Mass der Ablation. An der Meßstelle von Abbildung 5 «im Sand» auf 1900 m über Meer schmilzt bezogen auf die Eisoberfläche vom Herbst in einem mittleren Jahr eine Eisschicht von 10 m, auf 1640 m über Meer eine solche von rund 13 m. Die Pegelmethode eignet sich sowohl für Jahresbilanzen als auch für einzelne Jahreszeiten. Die Methode erfordert aber sehr viele Meßstellen und wird des Aufwandes wegen eher an kleineren Gletschern angewendet.

In den Schweizer Alpen werden die jährlichen Massenänderungen langfristig in vier Gebieten gemessen. Am Aletschgletscher entwickelten sich diese Untersuchungen aus Schneemessungen, die in der Gegend des Jungfraujochs in den Jahren 1940 und 1941 von der Eidgenössischen Kommission für Schnee- und Lawinenforschung durchgeführt worden sind, um die Zweckmässigkeit von Lawinenforschung bis in den Bereich der Viertausender hinauf zu prüfen. Die Massenänderungen werden am Aletsch mit der Methode der hydrologischen Bilanz bestimmt, die für die Periode 1927 bis 1957 mit der geodätischen Bilanz geeicht worden ist und durch Pegelmessungen laufend kontrolliert wird. In den drei anderen Gletschergebieten werden die jährlichen Haushaltsmessungen überall nach der Pegelmethode durchgeführt und für langjährige Messintervalle durch die geodätische Bilanz überprüft. In diesen drei Gebieten gaben Probleme bei der Projektierung von Wasserkraftanlagen den Anlass zu diesen Studien. Nach dem

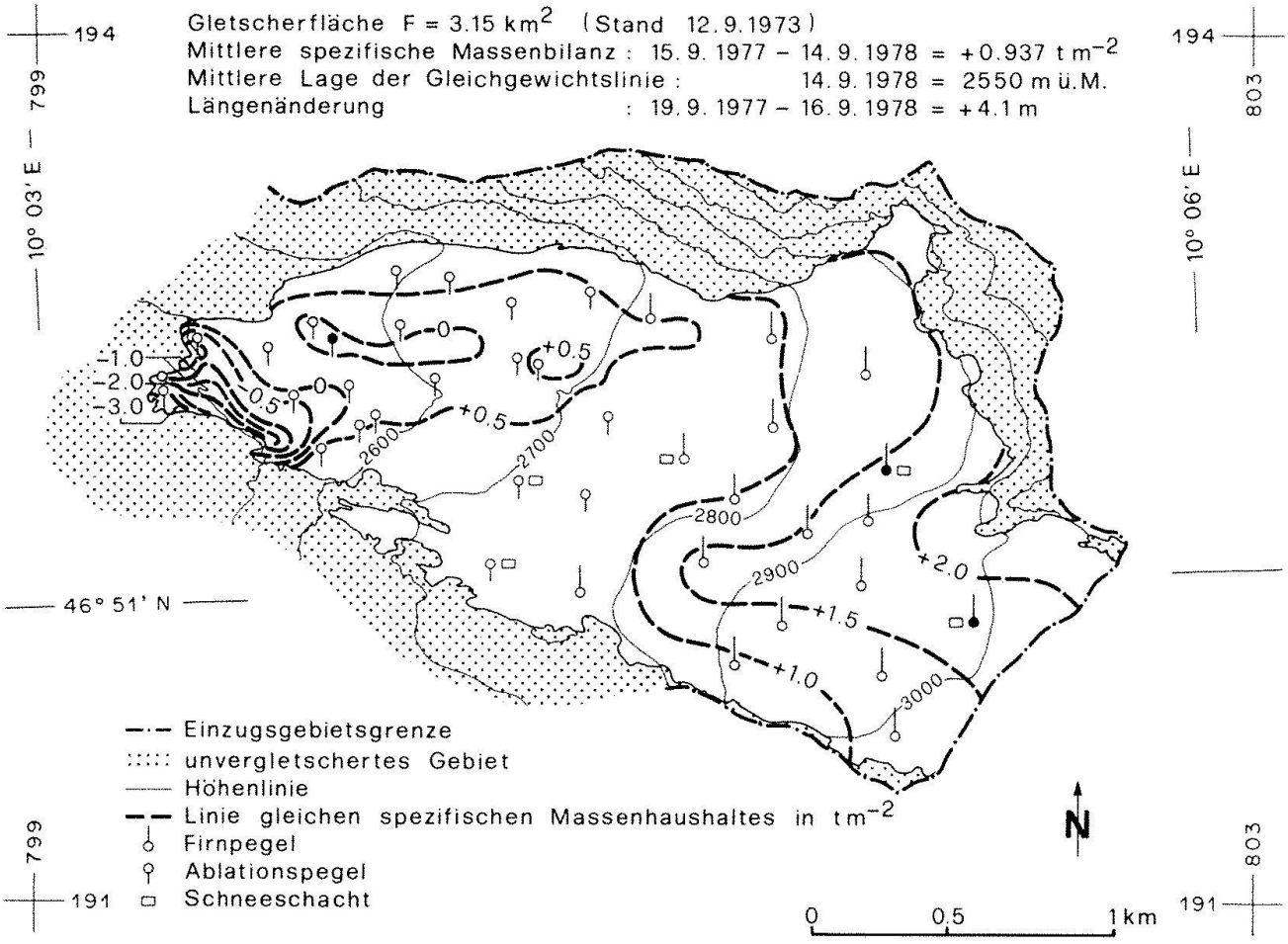


Abb. 6. Pegelnetz am Silvrettagletscher und Isolinien der spezifischen Massenbilanz in $t\,m^{-2}$ im Messjahr 1977/78.

Jahre 1944 galt es durch die Arbeiten an den Gletschern Limmern und Plattalva, zusammen mit Niederschlags- und Quellenuntersuchungen, herauszufinden, warum die spezifischen Abflussmengen bei der Pantenbrücke um etwa 30% kleiner waren, als aufgrund von Messungen in Vergleichsgebieten zu erwarten war. Ab 1959 waren die Studien am Silvrettagletscher notwendig, um die verfügbaren Wassermengen in den hochgelegenen Fassungsgebieten abzuschätzen. Für den Griesgletscher, der seit 1965 durch den künstlichen See eingestaut ist, mussten 1960 die Wahrscheinlichkeit eines Gletschervorstosses bis zur projektierten Staumauer in Abhängigkeit der Zeit untersucht werden sowie die Häufigkeitsverteilung des jährlichen Zuflusses zum See.

Heute sind die Programme an allen vier Haushaltsgletschern auf grundlegende methodische Studien und auf anwendungsorientierte Forschung ausgerichtet.

Für den Silvrettagletscher sind in Abbildung 6 das Pegelnetz und die Höhenkurven der Gletscheroberfläche eingezeichnet. Aufgrund der Messresultate im Haushaltsjahr 1977/78 an den Pegeln sind ferner die Linien gleichen spezifischen Massenhaushalts konstruiert worden. Die mit Null angeschriebene Isolinie ist die sogenannte Gleichgewichtslinie oder Equilibrium Line, wo die Jahresakkumulation durch die Jahresablation gerade aufgezehrt wird. In Abbildung 6 liegt diese Linie in der Nähe des Zungenendes und ist damit charakteristisch für ein gletscherfreundliches Jahr, in welchem der grösste Teil des Gletschers zum Nährgebiet gehört.

In Abbildung 7 sind die Isolinien des Jahreshaushalts für die extremen Jahre 1963/64 mit dem grössten Massenverlust und 1964/65 mit dem grössten Gewinn sowie für die beiden Jahre 1969/70 und 1971/72 mit nahezu ausgeglichenem Haushalt dargestellt. Aus solchen Haushaltskarten werden die Massenänderungen eines Gletschers für ein bestimmtes Jahr berechnet, indem durch

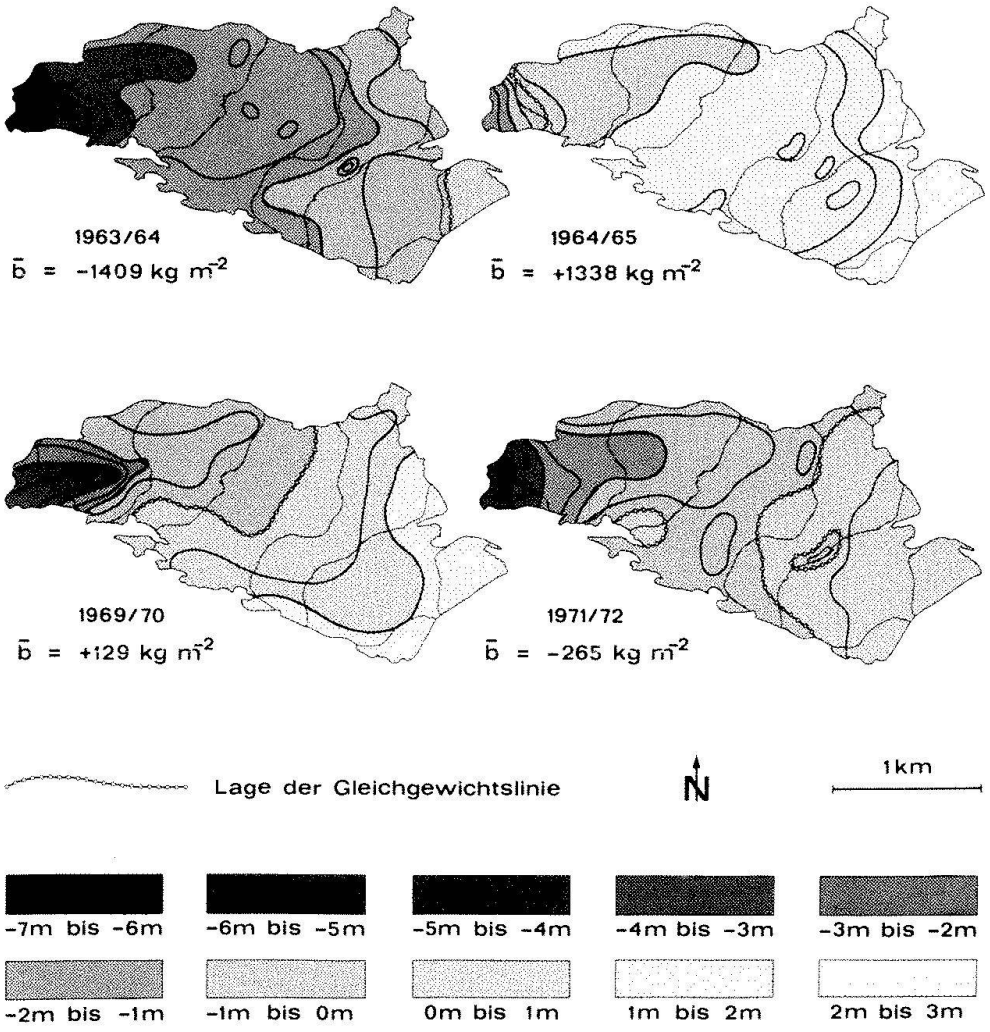


Abb. 7. Isolinien der spezifischen Massenbilanz des Silvrettagletschers in den Haushaltsjahren 1963/64, 1964/65, 1969/70 und 1971/72. Unter dem Haushaltsjahr ist jeweilen die mittlere spezifische Massenbilanz des gesamten Gletschers in kgm^{-2} (= mm Wasseräquivalent) eingetragen.

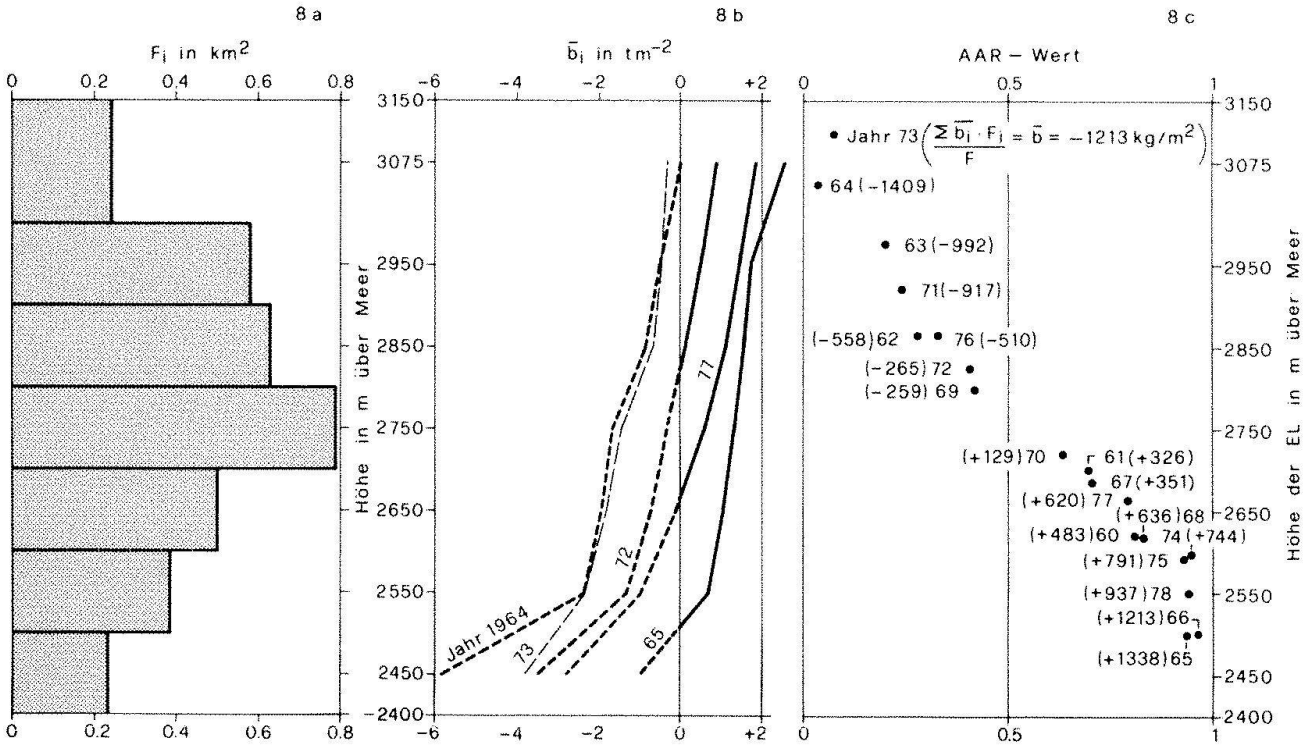


Abb. 8. Massenbilanzen des Silvrettagletschers in den Jahren 1960/61 bis 1977/78 (mit 61 bis 78 angeschrieben). a) Flächen F_i der Höhenstufen. b) Mittlere spezifische Massenbilanzen $\bar{b}_i$ für die Höhenstufen, in ausgewählten Messjahren. c) Meereshöhe der Gleichgewichtslinie EL (Equilibrium Line), AAR-Wert (Accumulation area ratio) und Bilanzen $\bar{b}$ für die 18 Messjahre.

Ausmessung der Flächen vorerst für jede Höhenstufe F_i deren mittlere spezifische Massenbilanz $\bar{b}_i$ bestimmt und der Ausdruck $\bar{b}_i \cdot F_i$ über alle Höhenstufen summiert wird. Diese Summe, verteilt über die Gesamtfläche F, also $\Sigma \bar{b}_i F_i / F = \bar{b}$ gibt dann die durchschnittliche spezifische Massenänderung $\bar{b}$ für den ganzen Gletscher. Bei einer genügend grossen Zahl von Messpunkten kann $\bar{b}$ mit einer Genauigkeit von etwa ± 50 kg m^{-2} bestimmt werden.

In Abbildung 8 sind für den Silvrettagletscher links die Höhenstufenflächen F_i, in der Mitte für ausgewählte Jahre $\bar{b}_i$ versus H aufgezeichnet. Im Teil rechts ist für jedes der 18 Messjahre von 1959/60 bis 1977/78 das Verhältnis der Fläche des Nährgebietes zur Gesamtfläche des Gletschers, der sogenannte AAR-Wert (Accumulation Area Ratio) in Beziehung zur Meereshöhe der Gleichgewichtslinie (EL) dargestellt. Jeder Punkt ist mit der Jahreszahl des Haushaltssommers angeschrieben, in Klammern steht der zugehörige Wert der mittleren jährlichen Massenänderung $\bar{b}$. Die Meereshöhe der Gleichgewichtslinie ergibt sich als Schnitt der Beziehung b_i versus Meereshöhe H mit b_i = Null.

Auf andere Möglichkeiten zur Bestimmung der Gleichgewichtslinie soll hier nur hingewiesen werden (Gross, Kerschner und Patzelt 1976). Die Meereshöhe der EL variiert für die 18 Messjahre zwischen 2510 m und 3110 m über Meer oder über einen Bereich von 600 Höhenmetern.

Für ein und denselben Gletscher sind die Gradienten von b_i mit der Meereshöhe H für alle Jahre sehr ähnlich, wie dies Abbildung 8 für den Silvrettagletscher zeigt. Verschiedene Gletscher können sich aber in bezug auf diesen Gradienten sehr wesentlich unterscheiden.

In Abbildung 9 sind für jeden der vier Haushaltsgletscher die Werte $b_i = b_{i0}$ für eine ausgeglichene Jahresbilanz des Gesamtgletschers in Abhängigkeit von der Meereshöhe aufgezeichnet, zusammen mit den relativen Flächen F_i/F für Höhenstufen von je 100 m. Der Gradient db_{i0}/dH ist für den südexponierten Aletsch deutlich grösser als für den westexponierten Silvretta und die ostexponierten Gries und Limmern. Beim Silvretta nimmt der Wert gegen das Zungenende hin wegen Expositionsänderung gegen Südwesten hin zu. Einen besonders kleinen Gra-

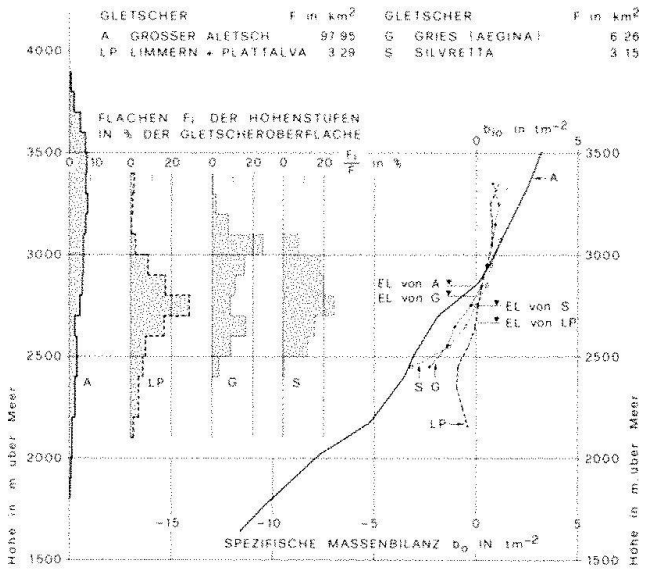


Abb. 9. Normierte Verteilung der Gletscherflächen auf Höhenstufen von 100 m und zugehörige mittlere spezifische jährliche Massenänderungen bei ausgeglichenem Massenhaushalt der Gletscher des Aletschgebietes, Limmern + Plattalva, Gries und Silvretta. Grosser Aletsch: $F = 97{,}95\,km^2$ schliesst Mittelaletsch ein (Kolonnen 1–11, 18, 21, 27 und 33 von table 15, part 4 in (Kasser 1967)).

dienten weist der Limmerngletscher auf, weil dieser im Schatten des Bifertengrates liegt und aus dessen Nordflanke im ganzen Zungengebiet zusätzlich durch Lawinen ernährt wird. Deshalb reicht das Zungenende, gemessen an der Verteilung der Gletscherflächen auf die Höhenstufen, relativ tief hinab.

Die an den Aletschgletschern verwendete Methode, die Massenänderung mit der hydrologischen Bilanz zu bestimmen, erlaubt eine gute zeitliche Auflösung.

In Abbildung 10 sind die Massenänderungen im Einzugsgebiet der alten Abflussmeßstation Massaboden aufgrund von Monatswerten vom Oktober 1941 bis zum September 1978 dargestellt. Der Jahresrhythmus dieser Kurve ist durch den Aufbau und Abbau der Winterschneedecke auch ausserhalb des Gletschers mitbedingt. Deshalb kann die Massenänderung des ganzen Einzugsgebietes mit guter Annäherung nur für Zeitintervalle ganzer Jahre, von Herbst zu Herbst, dem Gletscher zugeschrieben werden und dies nur dann, wenn die Wasserreserven

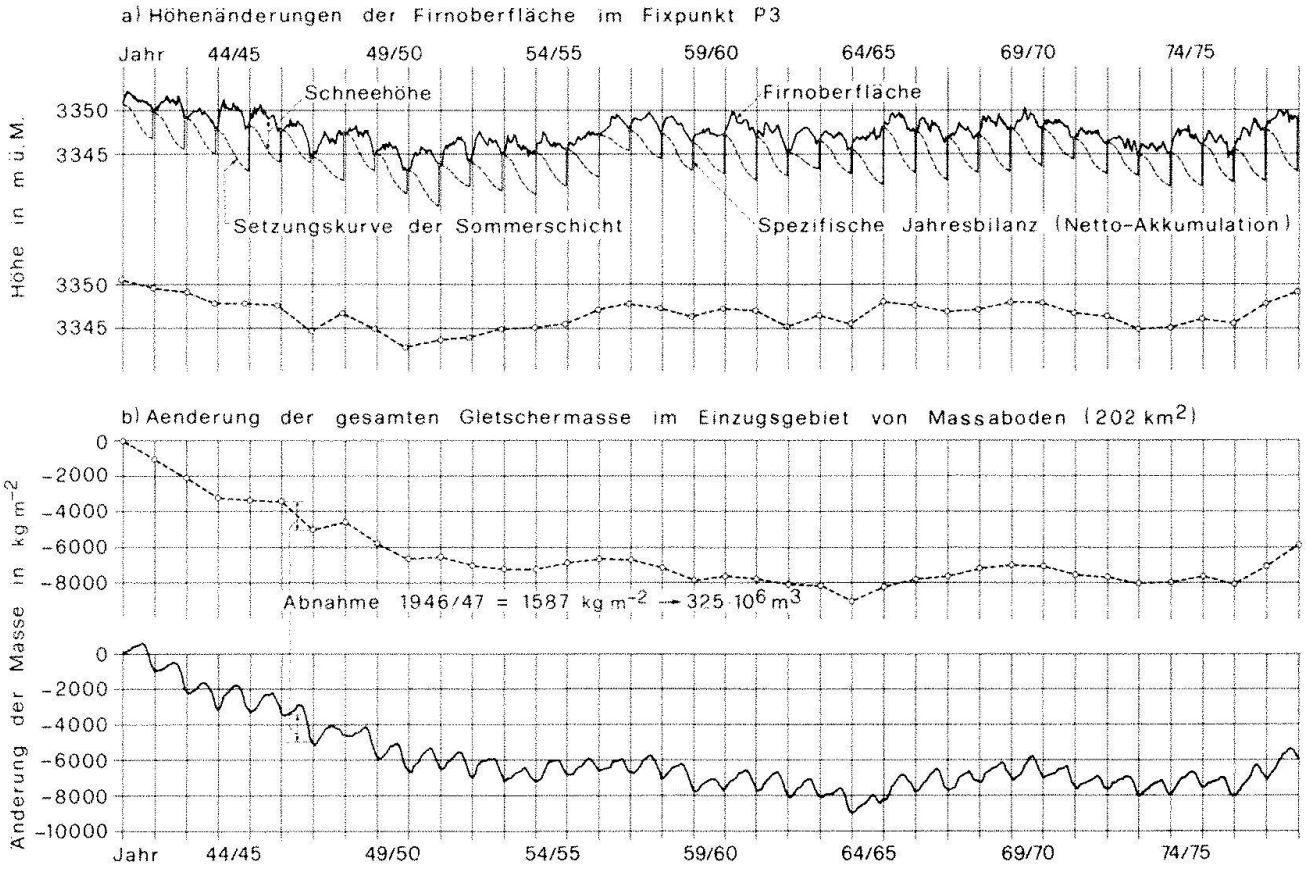


Abb. 10. Höhenänderungen und Massenbilanzen am Grossen Aletschgletscher vom 1. Oktober 1941 bis 30. September 1978. a) Höhenänderungen der Firnoberfläche bei Pegel 3 des Jungfraufirns; b) Summenlinie der monatlichen Massenbilanzen der Gletscher im Einzugsgebiet der Massa von Massaboden ($202\,km^2$).

ausserhalb des Gletschers am Anfang und am Ende des Haushaltsjahres als gleich angenommen werden dürfen. Wenn ausserhalb des Gletschers beträchtliche Schneemengen bis ins neue Haushaltsjahr überdauern oder derart entstandene alte Reserven aufgezehrt werden, ist die Umrechnung vom Einzugsgebiet auf die Gletscherfläche problematisch. Die Aletschgletscher bedecken rund zwei Drittel des Einzugsgebietes von Massaboden. Deshalb sind die spezifischen Jahreshaushaltwerte von Abbildung 10 ungefähr mit dem Faktor 1,5 vom Einzugsgebiet auf die Gletscheroberfläche umzurechnen.
In Tabelle 10 sind die Massenbilanzergebnisse $\bar{b}$ für die vier Haushaltsgletscher und die Jahre 1963/64 bis 1977/78 zusammengestellt, mit Fussnoten, die auf den Beginn der Messreihen und den Stand der Bearbeitung hinweisen. Über die langfristige Entwicklung geben die in Abbildung 17g gezeichneten Summenlinien der Haushaltswerte einen besseren Überblick als die nebeneinandergestellten Werte der Einzeljahre. Als gemeinsamer Nullpunkt der Summenlinien wurde der Herbst 1964 gewählt, der Zeitpunkt für das Minimum der Gletscher Aletsch und Silvretta und des Beginns einer wesentlichen Erholung aller Gletscher. Durch eine horizontale Linie kann sofort festgestellt werden, dass zum Beispiel die Gesamtmasse der Aletschgletscher im Herbst 1978 wieder ungefähr gleich gross war wie im Herbst 1949.

Tab. 10. Mittlere spezifische Massenänderung $\bar{b}$ einiger Schweizer Gletscher in den Jahren 1963/64–1977/78

Jahr	Gletscher Gries[1]) Gl. 3	Aletsch[2]) Gl. 5 +6+106	Limmern[3]) Gl. 78 +114	Silvretta[4]) Gl. 90
	kg m^{-2}	kg m^{-2}	kg m^{-2}	kg m^{-2}
1963/64	− 862	−1269	−1833	−1409
1964/65	+ 925	+1178	+ 924	+1338
1965/66	− 279	+ 620	+ 505	+1213
1966/67	+ 260	+ 296	− 363	+ 351
1967/68	+ 332	+ 668	+ 397	+ 636
1968/69	+ 269	+ 308	− 140	− 259
1969/70	− 519	− 124	− 158	+ 129
1970/71	−1069	− 705	−1336	− 917
1971/72	+ 446	− 218	− 245	− 265
1972/73	−1116	− 529	−1010	−1213
1973/74	− 159	+ 70	+ 85	+ 744
1974/75	+ 280	+ 559	+ 573	+ 791
1975/76	−1056	− 688	− 964	− 510
1976/77	+1263	+1478	+ 658	+ 620
1977/78	+ 950	+1805	+ 911	+ 937

[1]) Vorläufige Werte. Die Reihe beginnt im Herbst 1961 und muss gesamthaft noch überarbeitet werden.
[2]) Die Reihe beginnt im Herbst 1922.
[3]) Vorläufige Werte. Die Messungen begannen 1945. Die Reihe wird zur Zeit bis zum Jahre 1947 zurück überarbeitet.
[4]) Bereinigte Werte. Die Reihe beginnt im Herbst 1960.

Gletscherveränderungen und Abfluss

Woher kommt das Wasser zum Gletscherbach?
In Abbildung 11 sind die Abflusszonen eines vergletscherten Einzugsgebietes schematisch dargestellt. Vom gesamten Einzugsgebiet fliesst der Jahresniederschlag, soweit er nicht verdunstet oder im Firn des Nährgebietes abgelagert wird, als Wasser ab. Im Zehrgebiet ($b_i < 0$) werden nach Massgabe der spezifischen Haushaltszahlen b_i alte Reserven geschmolzen, die sich zum Abfluss aus Niederschlag gesellen. An der Gleichgewichtslinie ($b_i = 0$) fliesst gerade die Differenz zwischen Niederschlag und Verdunstung ab. Gletscheraufwärts, im Nährgebiet ($b_i > 0$), verringert sich dieser Wert bis gegen Null an der Wasserabflussgrenze. In diesem einfachen Schema ist nicht berücksichtigt, dass perennierende Schneereserven auch im Randgebiet ausserhalb des Gletschers gebildet und aufgezehrt werden und Schnee durch Wind und Lawinen zwischen den Teilgebieten verfrachtet wird. Der hypothetische Begriff der Wasserabflussgrenze stellt eine starke Vereinfachung dar, ist doch aus neue-

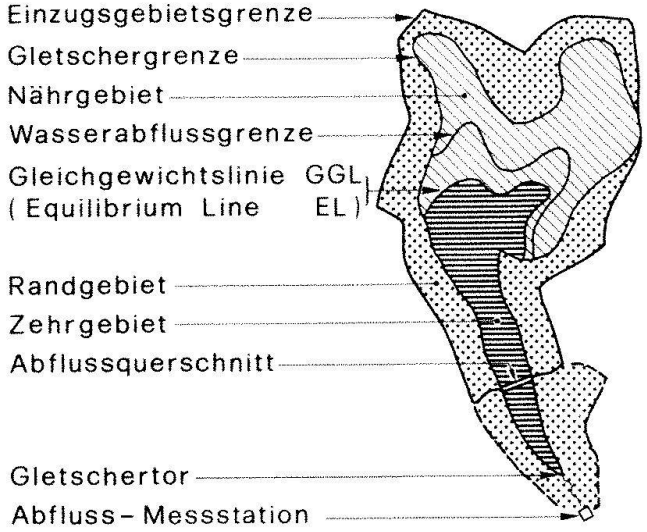


Abb. 11. Abflusszonen eines Gletschers.

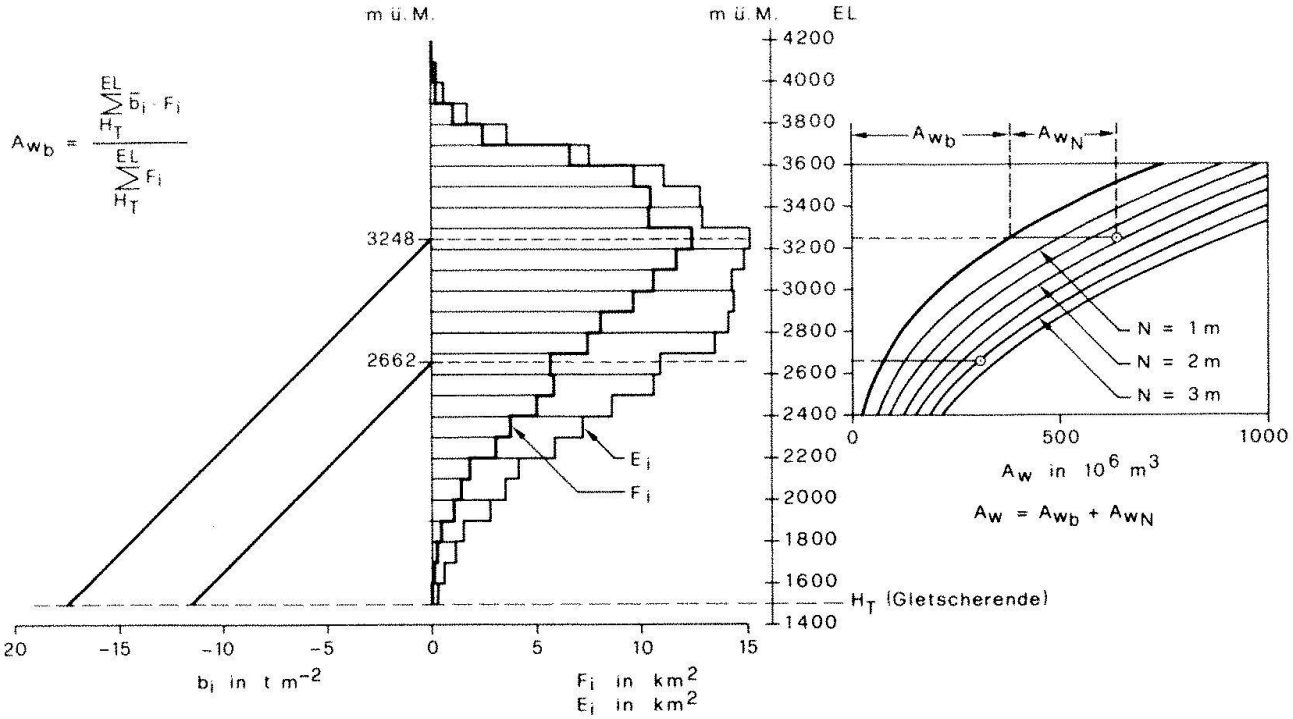


Abb. 12. Bestimmung der Gleichgewichtslinie im Einzugsgebiet der Aletschgletscher aus den Abflussmengen A_w in der Station der Massa in Blatten bei Naters und aus den jährlichen Gebietsmittelwerten N des Niederschlages. b_i = mittlerer spezifischer Massenhaushalt der Höhenstufe i, A_{wb} = Abfluss aus Aufbrauch alter Reserven, A_{wN} = Abfluss aus dem Niederschlag des Messjahres, E_i = Höhenstufenfläche des Einzugsgebietes, F_i = Höhenstufenfläche der Gletscher.

ren Untersuchungen bekannt, dass in temperierten Firngebieten (Lang, Schädler und Davidson 1976, Schommer 1976) und im Ablationsgebiet (Röthlisberger 1976) zeitlich variable Grundwasserspiegel auftreten können. Ausserdem gibt es veränderliche Wasserreserven im Untergrund. Ablationsmessungen an Pegeln geben in spaltenfreien Teilen der Gletscheroberfläche im allgemeinen kleinere Werte als in zerklüfteten Teilen mit grösserer Oberfläche oder an den Gletscherrändern, wo die Rückstrahlung und warme Luft von den Uferhängen zusätzliche Schmelzung bewirken. Eis wird auch durch Bäche geschmolzen, die sich an den Seitenhängen im Randgebiet erwärmt haben, in der Gletscherzunge verschwinden und sich dort abkühlen. Schliesslich bewegen sich sowohl das Eis des Gletschers als auch das abfliessende Wasser talwärts und setzen ihre potentielle Energie dabei über die Reibung in Wärme um. Über eine Höhendifferenz von 1000 Meter kann das abfliessende Wasser auf diese Art eine Eismenge schmelzen, die etwa 3% seiner eigenen Masse entspricht. Diese «Fallarbeit» vermöchte Firn und Eis über 427 Meter Höhendifferenz um 1°K zu erwärmen oder beim Schmelzpunkt ungefähr 1,25% der bewegten Masse zu schmelzen. Das hydrologische System eines Einzugsgebietes ist noch schwieriger zu erfassen, wenn Schneeverfrachtungen oder unterirdischer Wasseraustausch über die topographischen Grenzen hinweg in Rechnung zu stellen sind.

Für einen Abflussquerschnitt oberhalb des Gletschertors setzt sich der gesamte Abfluss aus dem Eisdurchfluss und dem Wasserabfluss zusammen. Für die Bilanz, den Eisabfluss und den Wasserabfluss lassen sich Gleichungssysteme formulieren (Kasser 1959). Mit dem Modell für den Wasserabfluss können aus den gemessenen Abflussmengen sowohl die Höhenlage der Gleichgewichtslinie als auch die Herkunft des Abflusses aus dem Niederschlag des Haushaltsjahres und aus den aufgebrauchten älteren Reserven berechnet werden. Dies wurde für das Einzugsgebiet der Aletschgletscher mit der Abflussmeßstation der Massa bei «Blatten bei Naters» für die Haushaltsjahre 1930/31 bis 1977/78 durchgeführt, mit folgenden Annahmen: Der Jahresniederschlag nehme pro 100 Höhenmeter um je 60 mm Wasseräquivalent zu. Die Wasserabflussgrenze liege 400 Meter höher als die Gleichgewichtslinie. Der

spezifische Jahreshaushalt b nehme talwärts der Gleichgewichtsgrenze pro 100 Meter Höhenabnahme um 1000 kg m^{-2} zu. In diesem Wert sind die innere Ablation, die mit den Messungen an Ablationspegeln nicht erfasst wird, sowie Zuschläge für spaltenreiche Zonen mitberücksichtigt.

Abbildung 12 zeigt, wie durch Summierung der Produkte aus den höhenspezifischen Massenänderungen $\bar{b}_i$ und den Höhenstufenflächen F_i vom Gletschertor bis zur Gleichgewichtslinie der Abflussanteil Awb aus den aufgebrauchten alten Reserven geschätzt wird, und wie sich der Abflussanteil aus Niederschlag in Abhängigkeit vom Jahresniederschlag auf den Wasserabfluss auswirkt. Bei der Berechnung für ein gegebenes Jahr wird die Höhenlage der Gleichgewichtslinie variiert, bis der gesamte Wasserabfluss dem gemessenen entspricht.

In Abbildung 13 ist der Wasserabfluss für jedes der 48 Jahre von 1930/31 bis 1977/78 in Abhängigkeit der Höhenlage der Gleichgewichtslinie dargestellt. Seit 1946/47 wird

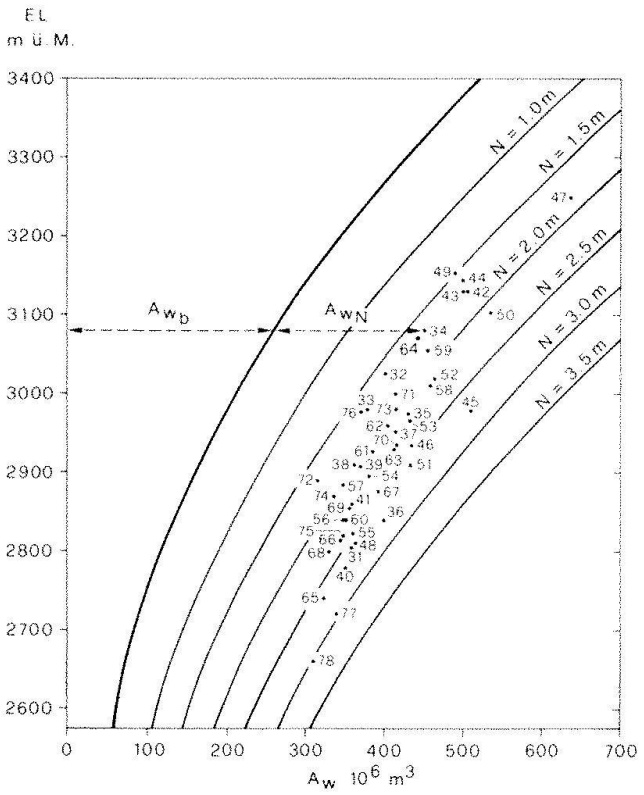


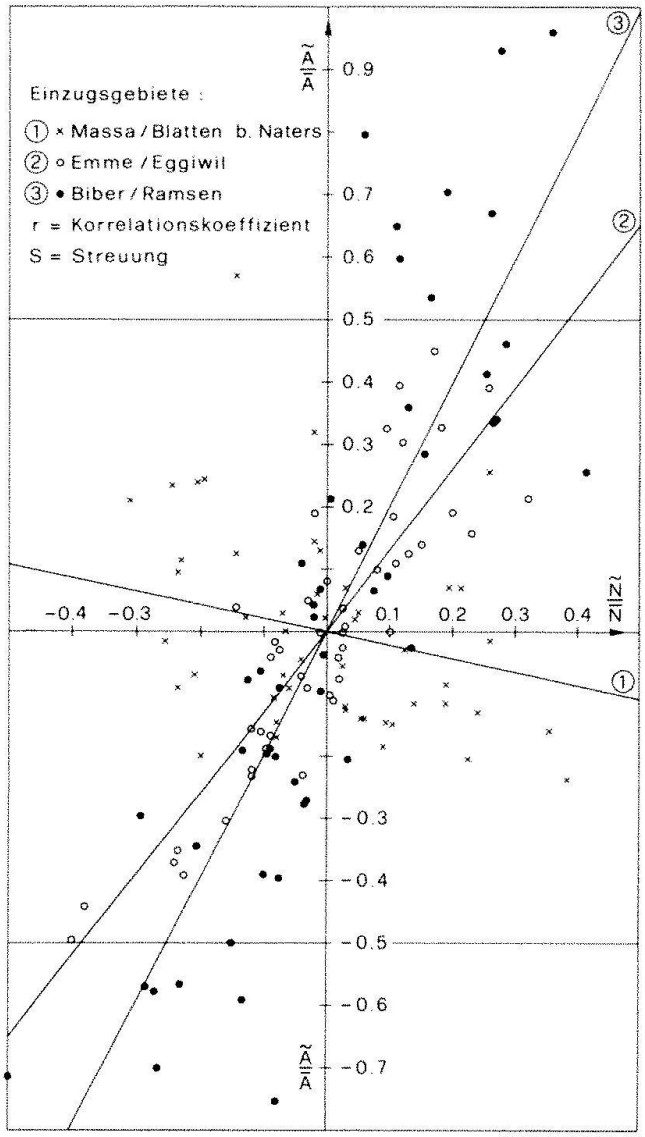
Abb. 13. Abfluss A_w der Station Massa, Blatten bei Naters, in Abhängigkeit von der Meereshöhe der Gleichgewichtslinie auf den Aletschgletschern, für die 48 Jahre von 1930/ 31 bis 1977/78. Die Punkte sind mit der Jahrzahl des Sommers der Haushaltsjahre angeschrieben (vergleiche auch Abb. 12).

die Gleichgewichtslinie auch aus Pegelmessungen im Eis des Jungfraufirns bis unterhalb Konkordia bestimmt. Für die 32 Jahre bis 1977/78 liegt die berechnete Gleichgewichtslinie im Mittel 16,5 Meter höher als die nach vorläufiger Auswertung von Markus Aellen mit den Pegeln gemessene; die Streuung der Differenz beträgt ±44 Meter. Eine Regression der Differenz zwischen Modellrechnung und Messung mit der Zeit ergibt einen Trend von +45,6 Meter im Jahre 1946/47 nach −15,7 Meter im Jahre 1977/78. Dieser Trend ist darauf zurückzuführen, dass die Abnahme der Gletscherflächen während der Referenzperiode in der Rechnung nicht berücksichtigt worden ist.

Im Durchschnittsverhalten nimmt in stark vergletscherten Einzugsgebieten der Wasserabfluss mit zunehmendem Jahresniederschlag ab. In unvergletscherten Einzugsgebieten ist es umgekehrt.

In Abbildung 14 werden für die 48 Jahre von 1930/31 bis 1977/78 die normierten Abweichungen der Abflussmengen von ihrem Mittelwert in Abhängigkeit der normierten Abweichungen der Niederschläge für das Einzugsgebiet der Aletschgletscher oberhalb der Station der Massa, Blatten bei Naters, verglichen mit denen der unvergletscherten Einzugsgebiete der Emme oberhalb Eggiwil und der Biber oberhalb Ramsen. Die Steigung der Regressionsgeraden ist negativ für Aletsch, positiv für Emme und Biber. Die Streuung der normierten Niederschläge ist in allen Gebieten ungefähr gleich gross. Weil Gletscher infolge des Temperatureinflusses ausgleichend auf die Jahresabflussmengen wirken, ist im Aletschgebiet deren Streuung in Prozenten der Mittelwerte kleiner als diejenige der Niederschläge, in den beiden anderen Gebieten dagegen grösser wegen des überwiegenden Einflusses der Verdunstung und der Änderung der flüssigen Reserven. Der verschiedene Jahresgang des Abflusses aus vergletscherten und unvergletscherten Gebieten kommt deutlich im Verhältnis von Abfluss zu Niederschlag für die einzelnen Monate zum Ausdruck.

Diese sogenannten Abflusskoeffizienten verdeutlichen in Abbildung 15 die gebietsweisen Unterschiede in der Reservenbildung während der Wintermonate und im Abbau dieser Reserven während des Frühjahrs und Sommers. Aus dem Vergleich der Abbildun-



$$\text{est}\ \frac{\tilde{A}}{\bar{A}} = a \cdot \frac{\tilde{N}}{\bar{N}}$$

Gebiet	E km²	F_{1930} km²	F_{1978} km²	Ho m.ü.M.	Hm 1957 m.ü.M.	Hu m.ü.M.
①	194.7	136.8	128.3	4195	2950	1448
②	102	0	0	2221	1330	773
③	162	0	0	831	570	404

Gebiet	$\bar{A}$ kg m^{-2}	$\bar{N}$ kg m^{-2}	$\frac{S_A}{\bar{A}}$ %	$\frac{S_N}{\bar{N}}$ %	a	r
①	2083	2161	±16.4	±23.5	−0.217	−0.312
②	1148	1548	±22.8	±15.5	+1.301	+0.883
③	235	840	±44.5	±18.7	+1.984	+0.835

Abb. 14. Beziehung zwischen Jahresabfluss A und Jahresniederschlag N vergletscherter und unvergletscherter Einzugsgebiete, dargestellt durch die normierten Abweichungen vom Mittelwert, für die Jahre 1930/31 bis 1977/78. Es sind $\bar{N}$ und $\bar{A}$ Mittelwerte, $\tilde{N} = N - \bar{N}$ und $\tilde{A} = A - \bar{A}$, E = Einzugsgebietsfläche, F_{1930} = Gletscherfläche im Herbst 1930, Ho = höchste, Hm = mittlere und Hu = tiefste Meereshöhe von E.

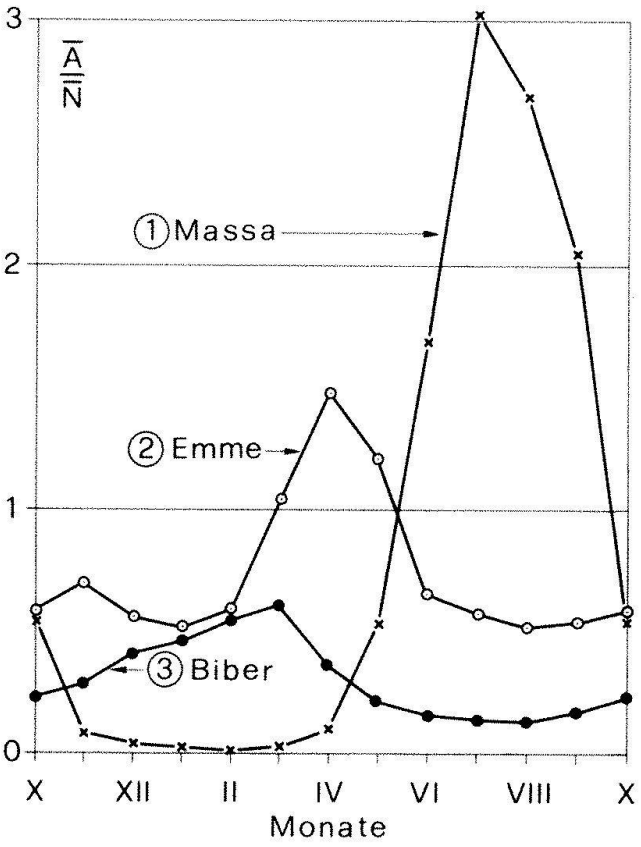


Abb. 15. Verhältnis von Abfluss zu Niederschlag (Abflusskoeffizienten) für Monatswerte in vergletscherten und unvergletscherten Einzugsgebieten, im Durchschnitt der Periode 1930/31 bis 1977/78 (Bezeichnungen wie in Abbildung 14).

gen 14 und 15 geht hervor, dass der Gletscher zwar ausgleichend auf die Jahreswerte des Abflusses eines Gebietes wirkt, gleichzeitig aber die Schwankungen der monatlichen Abflussmengen im Lauf eines Jahres verschärft.

Gletscherveränderungen und Klima

Das Klima wirkt auf die Gletscher einerseits über die Ernährung durch Schneeniederschlag, anderseits über die Aufzehrung durch Schmelzprozesse. Die Reaktion der Gletscherenden auf Klimaschwankungen hängt zudem vom Transport von Firn und Eis durch die Gletscherbewegung und in einzelnen Fällen auch durch Lawinen ab. Alle diese Vorgänge sind auch Funktionen morphologischer Einflüsse. Die Ernährung der Gletscher ist vor allem durch die Niederschlagsmengen und die Höhenlage über Meer bestimmt. Auf 800 Metern über Meer

fallen ungefähr 20% des Jahresniederschlages in fester Form. Auf 2000 Metern sind es rund 60%, auf 2600 Metern etwa 80%. Oberhalb 3600 Metern über Meer fällt praktisch der gesamte Niederschlag als Schnee (Maurer, Billwiller und Hess 1909).
Die Aufzehrung ist durch den komplexen Mechanismus des Energieumsatzes, der die Wärmebilanz an der Gletscheroberfläche bewirkt, gesteuert. Grundlegende Betrachtungen und viele Literaturhinweise finden sich bei Geiger (1961), die ersten Messungen über Wärmeumsatz und Ablation auf Alpengletschern wurden am Vernagtferner in den Ötztaler Alpen (Hoinkes und Untersteiner 1952) und am Hornkees im Zillertal (Hoinkes 1953) ausgeführt. Die Schmelzwassermenge A_S in $g\,cm^{-2}$ ist:

$$A_S = \frac{1}{L} \cdot Q_E,$$

worin Q_E = Wärmebilanz der Gletscheroberfläche in gcm^{-2}

und $L = 79.7\ cal \cdot g^{-1}$ = latente Schmelzwärme des Eises.
Die Wärmebilanz Q_E setzt sich zusammen aus

$$Q_E = Q_R + Q_S + Q_L + Q_N + Q_C,$$

worin
Q_R = Strahlungsbilanz (kurzwellig + langwellig)
Q_S = fühlbarer Wärmestrom (Übergang von der Atmosphäre zum Gletscher)
Q_L = latente Wärmeumsätze (Verdunstung und Kondensation)
Q_N = Wärmeabgabe von Regenwasser an das Eis
Q_C = Wärmestrom durch Wärmeleitung im Eis.

Die Strahlungsbilanz Q_R ist

$$Q_R = S_K + S_L,$$

worin $S_K = G(1-\alpha)$ = Strahlungsbilanz im kurzwelligen Bereich, mit der Globalstrahlung G (= Strahlung von Sonne + Himmel) und der Albedo α (= Verhältnis der reflektierten zur auftreffenden kurzwelligen Strahlung), und $S_L = -\varepsilon \cdot \sigma\,(T_S^4 - T_A^4)$ = Strahlungsbilanz im Langwellenbereich, mit dem Emissionsvermögen ε, dem Stefan Bolzmannfaktor σ und der absoluten Temperatur T_S der Schneeoberfläche und T_A der Gegenstrahlung aus der Atmosphäre in °K.

In den Monaten Juli und August 1965 wurde durch die Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich mit Beteiligung des Osservatorio Ticinese in Locarno-Monti der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt eine eingehende Untersuchung über die Schmelzwasserbildung am Grossen Aletschgletscher durchgeführt. In dem vom Jungfraufirn herkommenden Eisstrom wurde in einer Druckzone des Gletschers auf etwa 2185 Metern über Meer ein Abflussfeld von 4480 m^2 Fläche abgegrenzt. Die gleichzeitige Messung von Niederschlag und Abfluss, ferner der Ablation an 50 Meßstellen, sowie der zur Berechnung der Wärmebilanz notwendigen meteorologischen Grössen erlaubt die Bestimmung der Schmelzwassermenge mit drei verschiedenen, voneinander unabhängigen Methoden. Vergleichende meteorologische Beobachtungen wurden am Ufer ausserhalb des Gletscherwindes durchgeführt. Über alle diese Arbeiten sind Berichte erschienen, in denen einzelne Aspekte behandelt werden (Lang 1967, 1968, 1973, 1978, 1979; Schönbächler 1967). Eine Publikation mit den Ergebnissen aus den Wärmehaushaltsmessungen ist in Vorbereitung. Zur Illustration des Problemkreises folgen nachstehend einige bisher un-

Tab. 11. Wärmehaushaltsstudie vom 2.–27. August 1965 am grossen Aletschgletscher – Bestimmung der Schmelzwassermenge A_S mit drei verschiedenen Methoden (Summe der 26 Messtage)

Methode	Schmelzwassermenge A_S in g/cm^2
Hydrologische Bilanz Abfluss A minus Regen	118
Ablationsmessung Mittel aus 50 Meßstellen mit Raumgewicht des Eises von 0.9 gcm^{-3}	114
Wärmebilanz (vergleiche Tabelle 12) + 9719 $calcm^{-2}/79.7\ cal.g^{-1}$	122

veröffentlichte Angaben, die sich auf die Messungen und Auswertungen von Herbert Lang und Meinrad Schönbächler (Wärmebilanz), Markus Aellen (Abfluss und Niederschlag) und Hans Siegenthaler (Ablation) stützen. In Tabelle 11 sind die Werte für die Schmelzwassermenge im Zeitintervall vom 2.–27. August für die drei Bestimmungsmethoden verglichen. Tabelle 12 gibt die Anteile der Bilanzen aus Strahlung, fühlbarer Wärme und latenter Wärme an der gesamten Wärmebilanz. Die Grössen Q_N und Q_C durften in diesem Fall als sehr klein vernachlässigt werden. Das positive Vorzeichen der Bilanz Q_L für die latenten Wärmeumsätze zeigt, dass für den Schmelzvorgang im Messintervall mehr Wärme aus Kondensation gewonnen wurde als durch Verdunstung verloren ging.

Tab. 12. Wärmehaushaltsstudie vom 2.–27. August 1965 am Grossen Aletschgletscher – Wärmebilanz vom 2.–27. August (Summen der 26 Messtage)

Art der Bilanz		Bilanzwerte cal.cm^{-2}	%
Strahlungsbilanz	Q_R	+ 6950	71.5
Bilanz der fühlbaren Wärme	Q_S	+ 2026	20.9
Bilanz der latenten Wärme	Q_L	+ 743	7.6
Gesamte Wärmebilanz	Q_E	+ 9719	100.0

Tab. 13. Wärmehaushaltsstudie vom 2.–27. August 1965 am Grossen Aletschgletscher – Wärmebilanzen vom 7. und 26. August

a) Tageswerte von Globalstrahlung G, Lufttemperatur t, Dampfdruck e, Windgeschwindigkeit v und gemessene Schmelzwassermenge A_S.

Tag	G cal.cm^{-2}	t °C	e mmHg	v m·s^{-1}	A_S 10^{-1} g.cm^{-2}
7. August	556	+ 9.2	6.52	4.5	94
26. August	518	+ 1.9	3.77	1.7	29

b) Strahlungsbilanz $Q_R = S_K + S_L$

Tag	α %	S_K cal.cm^{-2}	S_L cal.cm^{-2}	Q_R cal.cm^{-2}
7. August	21	434	– 27	407
26. August	30	367	– 116	251

c) Wärmebilanz $Q_E = Q_R + Q_S + Q_L$ in cal.cm^{-2}

Tag	Q_R cal.cm^{-2}	Q_S cal.cm^{-2}	Q_L cal.cm^{-2}	Q_E cal.cm^{-2}
7. August	407	157	177	741
26. August	251	42	– 39	254

d) Q_R, Q_S und Q_L in % von Q_E

Tag	Q_R %	Q_S %	Q_L %	Q_E %
7. August	55	21	24	100
26. August	99	16	– 15	100

Für Tageswerte können die Anteile von Q_R, Q_S und Q_L innerhalb von weiten Grenzen variieren. Obwohl die Sonnenstrahlung die primäre Ursache für die Erwärmung von Erdoberfläche und Atmosphäre ist, gibt es keine einfache Beziehung zwischen Globalstrahlung und Abschmelzung. In Tabelle 13 werden die Daten für zwei ausgewählte Tage verglichen, die sich in bezug auf die Globalstrahlung G nur wenig, in bezug auf die Schmelzwassermengen dagegen wesentlich unterscheiden. Die Globalstrahlung des 26. August beträgt 93% derjenigen vom 7. August, die Schmelzwassermenge dagegen nur 31%. Gegenüber dem 26. August ist der 7. August ausgezeichnet durch höhere Lufttemperatur, grösseren Dampfdruck der Atmosphäre, stärkeren Wind und kleinere Albedo. Alle drei in Tabelle 13c aufgeführten Komponenten der Wärmebilanz sind am 26. August kleiner als am 7. August. Die Hauptursachen für diese Unterschiede sind bei der Strahlungsbilanz Q_R im kurzwelligen Bereich die kleinere Gegenstrahlung aus der Atmosphäre, bei der Bilanz Q_S der fühlbaren Wärmeströme die tiefere Lufttemperatur und bei der Bilanz Q_L des Austausches latenter Wärme der kleinere Dampfdruck der Luft. Bei Q_S und Q_L wirkt auch die kleinere Windgeschwindigkeit in der gleichen Richtung. Am 7. August überwogen die Bedingungen für Kondensation, am 26. August diejenigen für Verdunstung. Auf eine feinere Analyse der Zusammenhänge zwischen der Schmelzwasserbildung und der diese beeinflussenden Grössen im Tagesablauf soll hier nicht eingetreten werden.

Für ingenieurmässige Abschätzungen der Schmelzwassermengen stehen die Wärmehaushaltsgrössen meist nicht zur Verfügung. In diesem Fall wird normalerweise die Lufttemperatur stellvertretend für die Gesamtheit der Einflussgrössen verwendet. Diese empirischen statistischen Beziehungen sind aber nur für längere Zeitintervalle, etwa für einige Wochen oder Monate, brauchbar.

Oft wird mit der Summe der positiven Ta-

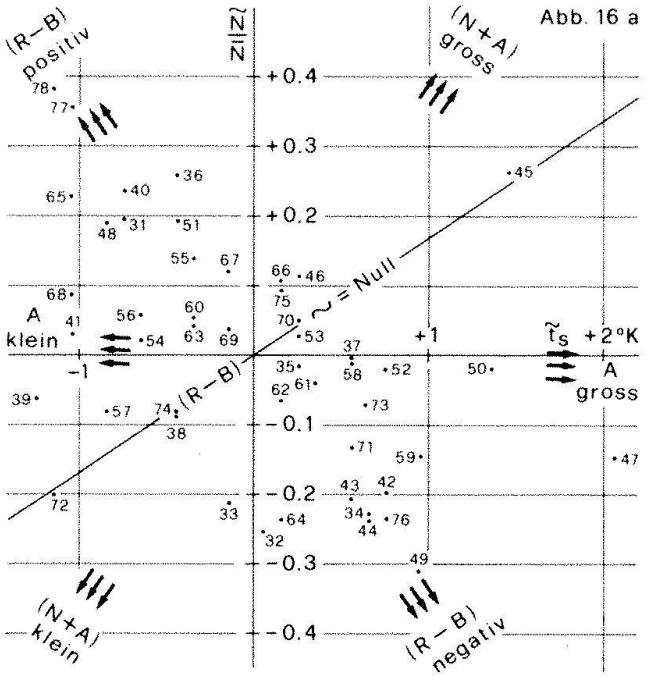
gesmittel $+t$ °C der Lufttemperatur gearbeitet, mit der empirischen Formel

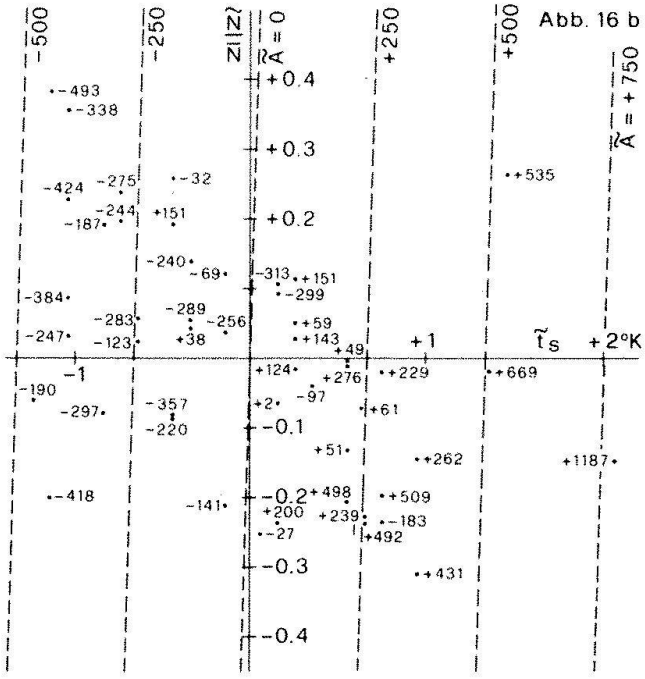
$$A_S = a \cdot \sum_{1}^{n} + t,$$

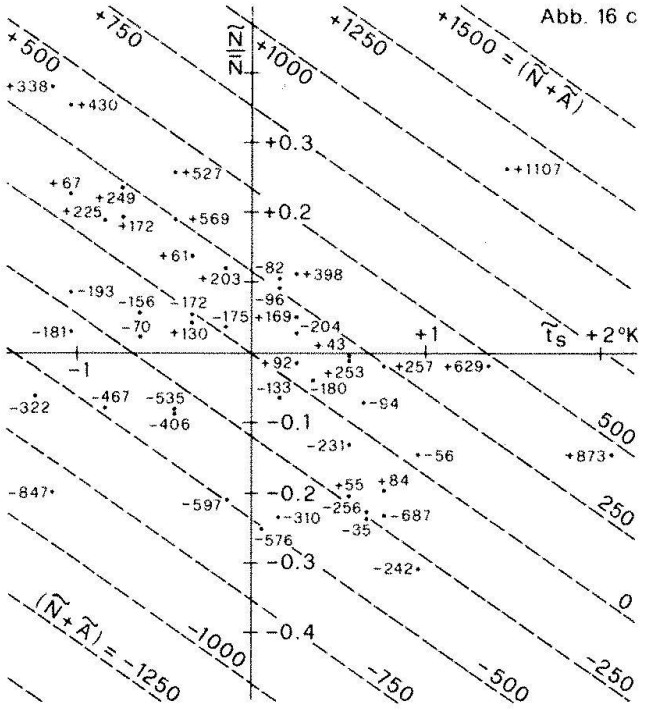
worin A_S = Schmelzwassermenge in 10^{-1} gcm^{-2} oder in kg m^{-2}
a = Gradfaktor in 10^{-1} gcm^{-2} °C^{-1} oder in kg m^{-2} °C^{-1}
n = Anzahl der Tage mit positivem Tagesmittel $+t$ °C

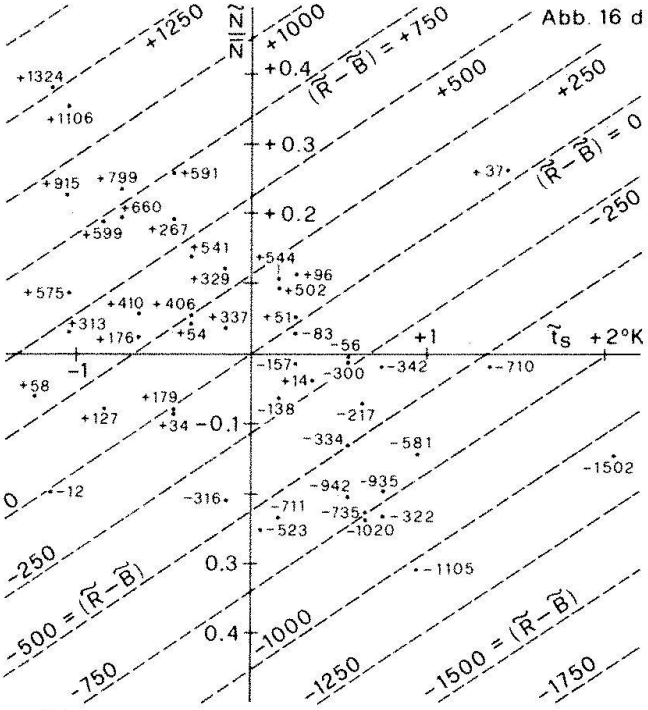
Theodor Zingg hat für die Schneeoberfläche im horizontalen Versuchsfeld auf Weissfluhjoch (2640 m ü.M.) für a einen mittleren Wert von 4,5 gefunden (Zingg 1951). Eine kritische Analyse über den Gradtagfaktor a ist kürzlich erschienen (de Quervain 1979).
Wenn Abfluss, Massenumsatz und Massenbilanz für ein bestimmtes stark vergletschertes Einzugsgebiet in Abhängigkeit von Jahresniederschlag und Sommertemperatur für eine längere Jahresreihe untersucht werden sollen, können auch die Sommertemperaturen einer Klimastation ausserhalb des Gebietes verwendet werden. Dies ist besonders interessant, weil es unter den Klimagrössen nur von Niederschlag und Temperatur einige Messreihen gibt, die bis vor den letzten Maximalstand der kleinen Eiszeit zurückreichen. Die Resultate eines solchen Versuchs sind für das die Aletschgletscher entwässernde Einzugsgebiet der Massa von Blatten bei Naters in Abbildung 16 dargestellt.
Untersucht werden durch multiple Regressionen der Einfluss des Jahresniederschlages N und der Sommertemperatur t_s vorerst auf den jährlichen Wasserabfluss A in Abbildung 16b, dann auf die für den Massenumsatz eingeführte Grösse $(N + A)$ in 16c und schliesslich auf die jährliche Reservenänderung $(R - B)$ des Einzugsgebietes in 16d. Die Werte von A, $(N + A)$ und $(R - B)$ sind durch die Bestimmungsgleichung der hydrologischen Bilanz $(N - V) - A = (R - B)$ linear verknüpft. Deshalb stimmen die Regressionskoeffizienten a_2 und die partiellen Korrelationskoeffizienten $r_{y2.1}$ der Sommertemperatur in den drei Gleichungen abgesehen vom Vorzeichen miteinander überein. Alle Variablen werden zentriert, also als Abweichungen von den Mittelwerten der 48-jährigen Messperiode von 1930/31 bis 1977/78 eingeführt. In jeder der 4 Abbildungen 16a bis 16d sind die Jahresniederschläge auf der Ordinate, die Sommertemperaturen auf der Abszisse aufgetragen. Die 48 Punkte, welche je ein Wertepaar darstellen, sind in 16a mit der Jahreszahl des Haushaltssommers angeschrieben, in 16b mit dem Wert für den Abfluss, in 16c für den Massenumsatz und in 16d für die Reservenänderungen. In 16a zeigen die dicken Pfeile schematisch, wie sich die Schätzgrössen $\tilde{A}$, $(\tilde{N} + \tilde{A})$ und $(\tilde{R} - \tilde{B})$ grundsätzlich verhalten, in 16b bis 16d stellen die Geraden mit der Schätzgrösse als Parameter das aus den Regressionen folgende Durchschnittsverhalten quantitativ dar.
Die Geraden für $\tilde{A}$ in 16b weichen nur wenig von der Richtung der Ordinate ab. Dies bedeutet, dass der jährliche Wasserabfluss vorwiegend durch die Temperaturen bestimmt wird und vom Jahresniederschlag nahezu unabhängig ist, was auch durch den nur wenig von Null verschiedenen Wert des partiellen Korrelationskoeffizienten $r_{y1.2}$ des Niederschlags bestätigt wird. Im Gegensatz zum Wasserabfluss hängen der Massenumsatz in 16c und die Reservenänderung in 16d in ähnlichem Ausmass von Niederschlag und Temperatur zugleich ab. Die gemessenen Variationsbreiten von Jahresniederschlag und Sommertemperaturen sind am Beispiel der Genfer Reihen für 143 Jahre in den Abbildungen 17b und 17c ersichtlich. Sie

Abb. 16. Einfluss von Jahresniederschlag und Sommertemperatur auf den Abfluss, den Massenumsatz und die Reservenänderungen im Einzugsgebiet der Massa in Blatten bei Naters in den 48 Jahren von 1930/31 bis 1977/78. N = Gebietsmittel des Jahresniederschlags, A = Jahresabfluss der Massa in Blatten bei Naters, $(N + A)$ = Mass für den Massenumsatz, $(R - B)$ = Rücklagen minus Aufbrauch = Reservenänderung, t_s = durchschnittliche Sommertemperatur = Temperaturtagesmittel der Monate Mai bis September von Genf. Mittelwerte von 48 Jahren: $\bar{N} = 2160{,}6$ kg m^{-2}, $\bar{A} = 2083{,}1$ kg m^{-2}, $(\bar{N} + \bar{A}) = 4243{,}7$ kg m^{-2}, $(\bar{R} - \bar{B}) = -132{,}5$ kg m^{-2}, $\tilde{N}$, $\tilde{A}$, $(\tilde{R} - \tilde{B})$ und t_s sind die Abweichungen von den Mittelwerten.









$$\hat{y} = a_1 x_1 + a_2 x_2 = a_1 \frac{\tilde{N}}{\tilde{N}} + a_2 \cdot \tilde{t}_s$$

$\hat{y}$ kg m^{-2}	REGRESSIONS-KOEFFIZIENTEN		KORRELATIONS-KOEFFIZIENTEN			STANDARD-ABWEICHUNG		
	a_1	a_2	MULTIPLE R	PARTIELLE $r_{y1.2}$	PARTIELLE $r_{y2.1}$	s_y kg m^{-2}	s_{x1}	s_{x2} °K
$\hat{y}$ = est $\tilde{A}$	− 46	+ 373	0.853	−0.039	+0.821	± 341	± 0.170	± 0.77
$\hat{y}$ = est $(\tilde{N}+\tilde{A})$	+2116	+ 373	0.888	+0.875	+0.821	± 387		
$\hat{y}$ = est $(\tilde{R}-\tilde{B})$	+2208	− 373	0.954	+0.883	−0.821	± 595		

betragen ungefähr $+0{,}6\ \tilde{N} > \tilde{N} > -0{,}4\ \tilde{N}$ und $+2°K > t_s > -2°K$. Tabelle 14 zeigt, wie sich diese extremen Abweichungen auf Abfluss, Umsatz und Reservenänderung auswirken, wenn man sie auf das zu rund zwei Dritteln vergletscherte Einzugsgebiet der Massa überträgt. Wird dabei die Reservenänderung $(R - B)$ voll dem Gletscher zugeschrieben, ergibt sich eine jährliche mittlere spezifische Haushaltszahl $\bar{b}$ der Aletschgletscher von $\bar{b} = \sim 1{,}5\ (R - B)$. Die Temperatureinheit von 1°K ist ein sehr grobes Mass. Eine dauernde Änderung der Lufttemperaturen um diesen Betrag hat, dem mittleren Gradienten der Temperatur mit der Meereshöhe entsprechend, eine Verschiebung der Klimastufen um rund 150 Höhenmeter zur Folge. Verschärft wird die Auswirkung einer Temperaturänderung auf die Gletscher noch durch die negative Regression zwischen Sommertemperatur und Jahresniederschlag (vergleiche Abbildung 14).

In jeder der Abbildungen 16b bis 16d stimmen einige der Messwerte, mit denen die 48 Punkte angeschrieben sind, ziemlich schlecht mit den Werten der Regressionsgeraden überein. Diese «Ausreisser» zeigen, dass die Grössen A, $(N + A)$ und $(R - B)$ nur in erster Annäherung durch Jahresniederschlag und Sommertemperatur bestimmt werden können. Einflussgrössen wie zum Beispiel der Schneeanteil am Niederschlag, der Ablationsausfall infolge sommerlicher Kälteeinbrüche mit Schneefall (Hoinkes 1970), die Dauer der Ablationsperiode sowie der zeitliche Ablauf der Witterung und die zeitliche Änderung der Gletscherfläche (Kasser 1973) sind ebenfalls wichtig. Die Prüfung solcher zusätzlicher, unabhängiger Variablen kann zum Beispiel mittels Hauptkomponentenanalysen, durch die Untersuchung von Residuen oder durch die Analyse extremer «Ausreisser» erfolgen.

In Tabelle 15 sind die Daten für die Jahre mit den Extremwerten von N, t_s, A, $(N + A)$, $(R - B)$ und $\bar{b}$ zusammengestellt. Bei den vier Fällen der extremen Abflussmengen und Reservenänderungen sind mit gegensätzlichen Vorzeichen ausschliesslich die beiden Jahre 1946/47 und 1977/78 beteiligt, das erste mit maximalen Temperaturen bei mässig unterdurchschnittlichem Niederschlag, das zweite mit maximalen Niederschlägen und den nahezu tiefsten Sommertemperaturen. Naturgemäss fallen die 1944/45 und 1971/72 beobachteten Extremwerte für den Umsatz auf Jahre mit nahezu ausgeglichenem Massenhaushalt. Für diese vier Jahre stimmen in den Abbildungen 16b bis 16d mit Ausnahme von 1946/47 die aus der hydrologischen Bilanz bestimmten Messwerte für $\tilde{A}$, $(\tilde{N} + \tilde{A})$ und $(\tilde{R} - \tilde{B})$ sehr gut mit denjenigen der Regressionsgeraden überein. Im Jahre 1946/47 sind die Messwerte für den Abfluss und Umsatz um 420 $kg\,m^{-2}$ grösser, als nach den Regressionen zu erwarten wäre, die Reservenänderung um diesen Betrag stärker negativ. Hauptursachen für dieses von der Norm abweichende Verhalten dürften die lange Ablationsperiode mit ungewöhnlichen ununterbrochenen Schönwetterperioden mit Strahlungswetter und die starke Verschmutzung der Oberfläche in den Firngebieten sein (Kuhn 1947, 1948), (Firnberichte 1913/14ff.).

Einen Überblick über den zeitlichen Ablauf der rezenten Gletscherveränderungen in den Schweizer Alpen bis zum Herbst 1978 gibt Abbildung 17.

Die Häufigkeit von Vorstoss und Rückzug der Gletscherenden ist seit 1890 aufgezeichnet, die Änderung der gesamten Gletscherfläche seit 1876 und die Summenlinie von Haushaltswerten einzelner Gletscher seit 1922. Die in bezug auf Stationswechsel homogenisierten Messreihen des Jahresniederschlages und der Sommertemperaturen von Genf illustrieren die klimatische Entwicklung seit dem Herbst 1835. Die gleitenden Fünfjahresmittel dieser Klimareihen lassen die Zusammenhänge mit den Gletscherveränderungen in den grossen Linien erkennen. Im 19. Jahrhundert kommen die Bedingungen für den Maximalstand um 1850 und die Einleitung der Schwundperiode in der zweiten Hälfte der 50er Jahre klar zum Ausdruck. Im 20. Jahrhundert führen Niederschlagsreichtum und relative Kälte im zweiten Dezennium zum sogenannten 1920er Vorstoss der Gletscher, die trockenen und warmen 40er Jahre bringen den Höhepunkt der Rezession, der seit etwa 1954 eine vorerst zögernde, ab 1964 deutlichere Erholung folgt. Kleine Gletscher stossen in den letzten Jahren grösstenteils vor, die grossen sind meist noch im Rückzug begriffen. Im Beobachtungsnetz waren in den letzten Jahren im Durchschnitt etwa gleich viele Gletscher im

Vorstoss wie im Rückzug, die Gletscher sind dank der relativ gletscherfreundlichen Witterung der letzten fünfzehn Jahre mit dem Klima ungefähr ins Gleichgewicht gekommen. Diese klimatischen Bedingungen hätten allerdings in bezug auf die Sommertemperaturen bei weitem nicht genügt, um den Maximalstand von 1850 zu erhalten (Patzelt 1976). Dies gilt auch dann noch, wenn man berücksichtigt, dass in der Genfer Reihe von Abbildung 17 die Erwärmung infolge der Entwicklung der Stadt nicht eliminiert ist. Nach persönlicher Mitteilung von Max Schüepp dürfte diese Erwärmung im Falle der Genfer Reihe ungefähr 0,6 bis 0,7°K ausmachen und damit weniger als die Hälfte der Temperaturdifferenzen zwischen der Mitte des 19. Jahrhunderts und den zu Ende gehenden 1970er Jahren betragen. Nach den reichlichen Niederschlägen seit dem Herbst 1964 ist zu erwarten, dass auch einige grössere Gletscher bald vorzustossen beginnen. Ob es zu einem nachhaltigen allgemeinen Vorstoss kommen wird oder nicht, hängt aber von der weiteren Entwicklung der klimatischen Verhältnisse ab.

Tab. 14. Mögliche extreme Abweichungen von Jahresniederschlag und Sommertemperatur vom Normalwert und ihre Auswirkungen auf Wasserabfluss, Massenumsatz und Massenhaushalt im Einzugsgebiet der Massa in Blatten bei Naters

$\frac{\tilde{N}}{\bar{N}}$	$\tilde{t}_S$ °C	$\tilde{A}$ kgm^{-2}	$\frac{\tilde{A}}{\bar{A}}$ %	$(\tilde{N}+\tilde{A})$ kgm^{-2}	$\frac{(\tilde{N}+\tilde{A})}{(\bar{N}+\bar{A})}$ %	$(\tilde{R}-\bar{B})$ kgm^{-2}	$\tilde{b}$ kgm^{-2}
0	+2	+746	+36	+ 746	+18	− 746	−1119
0	−2	−746	−36	− 746	−18	+ 746	+1119
+0.6	0	− 28	− 1	+1270	+30	+1325	+1988
−0.4	0	+ 18	+ 1	− 846	−20	− 883	−1325

Tab. 15. Beobachtete Extremwerte der Jahreshaushaltsgrössen im Einzugsgebiet der Massa von Blatten bei Naters und entsprechende Abweichungen $\tilde{t}_S$ der Sommertemperaturen von Mai bis September in Genf vom Mittelwert $\bar{t}_S = 17.24$ °C, im Zeitintervall von 1930/31–1977/78

$(R-B)=(N-V)-A$; $\bar{b}=E\,(R-B)/F=\sim 1{,}5\cdot(R-B)$, $(R-B)$ = Reservenänderung bezogen auf Einzugsgebiet $E = 194.7$ km^2, N = Niederschlag, V = Verdunstung = 210 kgm^{-2}, A = Abfluss, $\bar{b}$ = mittlere spezifische Haushaltszahl bezogen auf Gletscherfläche F.

Jahr	N kgm^{-2}	$\tilde{t}_S$ °C	A kgm^{-2}	N+A kgm^{-2}	R−B kgm^{-2}	$\tilde{b}$ kgm^{-2}
	Extreme Niederschläge N					
1977/78	2991	−1.14	1590	4581	+1191	+1805
1948/49	1487	+0.96	2514	4001	−1237	−1827
	Extreme Temperaturen $\tilde{t}_S$					
1946/47	1846	+2.06	3270	5116	−1634	−2402
1938/39	2028	−1.24	1893	3921	− 75	− 108
	Extreme Abflussmengen A					
1946/47	1846	+2.06	3270	5116	−1634	−2402
1977/78	2991	−1.14	1590	4581	+1191	+1805
	Extremer Umsatz N + A					
1944/45	2732	+1.46	2618	5350	− 96	− 141
1971/72	1731	−1.14	1665	3396	− 144	− 218
	Extreme Reservenänderungen R − B und $\bar{b}$					
1977/78	2991	−1.14	1590	4581	+1191	+1805
1946/47	1846	+2.06	3270	5116	−1634	−2402
	Durchschnittswerte					
1930/31 bis 1977/78	2161	0	2083	4244	− 132	

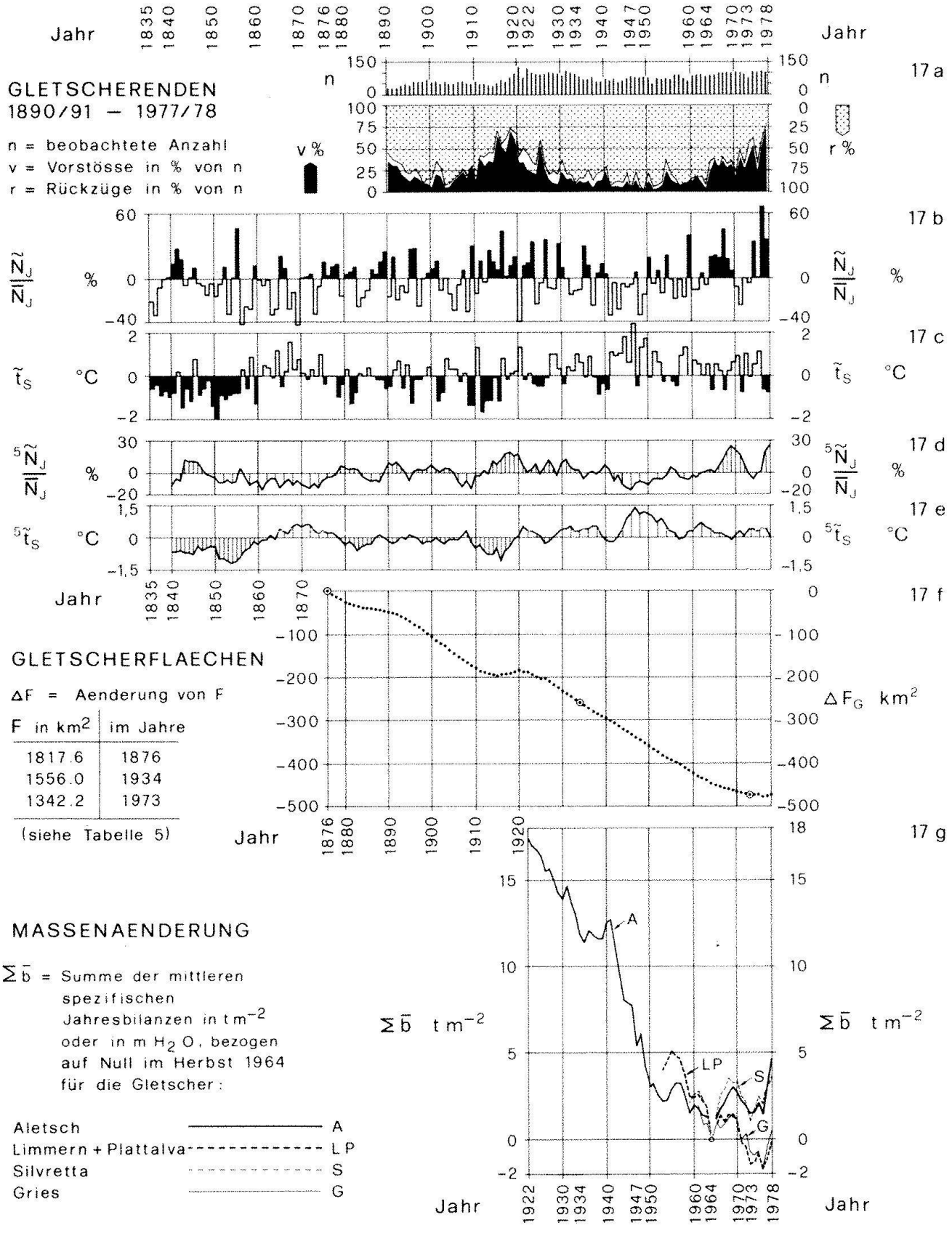


Abb. 17. Häufigkeit von Vorstoss und Rückzug, Änderung der Flächen und der Massen der Schweizer Gletscher, sowie die Niederschläge und Temperaturen von Genf. N_J = Jahresniederschlag Oktober bis September, t_S = Sommertemperaturen Mai bis September, $\bar{N}_J = 884{,}2$ mm, bzw. $\bar{t}_S = 16{,}9\,°C$ sind Mittelwerte 1835/36–1977/78. $\tilde{N}_J = N_J - \bar{N}_J$, $\tilde{t}_S = t_S - \bar{t}_S$, ${}^5\tilde{N}_J$ bzw. ${}^5\tilde{t}_S$ sind 5jährige gleitende Mittelwerte.

Schlussbemerkungen

Dank der Weitsicht und Beharrlichkeit von François Alphonse Forel, Paul-Louis Mercanton und anderen gibt es Tausende von Beobachtungen und Messresultaten, die sich zum Gesamtbild zusammenschliessen, das in Abbildung 17 dargestellt ist und einen Überblick über die rezenten Gletscherveränderungen in den Schweizer Alpen gibt. Die Messbedingungen an Gletschern ändern sich dauernd. Es ist deshalb wichtig, dass ein Netz von Gletscherbeobachtungen nicht als Routineangelegenheit betrieben wird. Die Interpretation der Beobachtungen erfordert eine wissenschaftliche Bearbeitung. Es wurde versucht, auf die Motivation für Gletscheruntersuchungen, die Möglichkeiten und Grenzen für die Durchführung von Messungen sowie auf die Schwierigkeiten bei der Interpretation hinzuweisen, wie auch einige wichtige Zusammenhänge mit den Klimaschwankungen anzudeuten. Manches musste Fragment bleiben. Einige Zwischenresultate aus noch in Arbeit begriffenen Studien sind vorweggenommen, verschiedene Probleme nur in ihren Umrissen skizziert worden. Ein Fragenkomplex, der im Rahmen dieser Arbeit gar nicht behandelt werden konnte, betrifft den Einfluss der morphologischen Parameter auf die Gletscherveränderungen (Kasser und Aellen 1976; Kasser 1979).

Unter dem Eindruck der Rezession der Gletscher wurde vor zwanzig Jahren (Kasser 1959) über die möglichen Entwicklungen unter anderem geschrieben: «Seit wir über zuverlässige Abflussmengenmessungen von erheblich vergletscherten Gebieten verfügen, d.h. seit dem zweiten Jahrzehnt unseres Jahrhunderts, lässt sich nachweisen, dass unsere Gletscherbäche auf zu grossem Fuss leben. Die Wasserführung der letzten Jahrzehnte kann nur auf Kosten des Gletscherkapitals andauern, wozu aber ein Andauern des Temperaturanstieges notwendig ist.

Mit einem Andauern des Temperaturanstieges dürfen wir kaum rechnen. Seit 1950 hat die Aufwärtsbewegung aufgehört. Die Gletscher haben angefangen, sich im Firngebiet zu erholen, die Massenbilanzen sind nahezu ausgeglichen. Der Schwund in den Zungengebieten geht noch weiter, bis sich der Nachschub an Eis durch die Gletscherbewegung wieder normalisiert hat. Mit historischen Maßstäben gemessen, ist unser Klima sehr warm geworden. Seit rund 750 Jahren waren die Alpengletscher nie kleiner als heute. Steigen die Temperaturen nicht weiter an, sondern bleiben auf dem Niveau der letzten 20 Jahre, werden die Abflussmengen zurückgehen, bis sie wieder den Niederschlagsverhältnissen entsprechen. ... Wesentlich einschneidender müsste sich ein Temperaturrückgang auswirken. Es gibt doch zu einigen Überlegungen Anlass, wenn wir feststellen, dass beispielsweise der Gornergletscher im Jahre 1949 über 160 Mio m^3 Wasser lieferte, in der Periode 1921/34 115 Mio m^3/Jahr, dem stationären Zustand für die Niederschlagsverhältnisse 1901/40 nur 90 Mio m^3 Abfluss entspricht und in einer Rücklageperiode noch bedeutend weniger abfliessen wird.»

Abschliessend soll die Bedeutung der Gletscherbeobachtungen für die wissenschaftliche Forschung und für die technisch-wirtschaftliche Anwendung an einigen weiteren Beispielen illustriert werden:

- Langfristige Messreihen sind notwendig, um die Beziehungen der Gletscherveränderungen mit den klimatischen und morphologischen Einflussgrössen zu untersuchen. Die Resultate dieser Forschungen sollen mithelfen, ein möglichst vollständiges Bild der Gletscherveränderungen und der Klimaschwankungen vergangener Zeiten zu rekonstruieren und die möglichen zukünftigen Entwicklungen zu beurteilen.
- In der Rezessionsperiode waren die Abflussmengen vergletscherter Gebiete auf Kosten der Gletschersubstanz wesentlich grösser als in den letzten 14 Jahren mit einem nahezu stationären Zustand der Gletscher. Für das Aletschgebiet sind von den 48 Jahren seit 1930/31 alle sieben abflussreichsten Jahre zwischen 1942 und 1950 zu finden, acht der zehn abflussärmsten dagegen zwischen 1965 und 1978. Für die Energieproduktion aus Wasserkraft im Hochgebirge waren die letzten vierzehn Jahre wesentlich ungünstiger als die vierziger Jahre. In einer allgemeinen Vorstossperiode würden die verfügbaren Abflussmengen noch kleiner werden.
- Die Frage nach den Kriterien zur Wahl der Bemessungswassermengen für Wasserkraftanlagen in vergletscherten Einzugsgebieten stellt sich sowohl in bezug auf Periodenmit-

telwerte als auch auf Häufigkeitsverteilungen im Zusammenhang mit der wirtschaftlichen Ausbaugrösse der Werke.

- Als Folge des Schmelzwasserausfalls wegen der Flächenverminderung der Gletscher wären die Jahresabflussmengen der Rhone in Porte du Scex bei einer spezifischen Vergletscherung von nur etwa 14% bei gleichen klimatischen Bedingungen wie im Jahre 1915/16 heute ungefähr 13% kleiner als damals. Aus den während des Winters im Einzugsgebiet gebildeten Schneereserven können die Sommerabflussmengen in Abhängigkeit der Wahrscheinlichkeit ihres Auftretens geschätzt werden. Prognosegleichungen, die aus der Referenzperiode von 62 Jahren seit 1915 berechnet werden, geben systematisch zu optimistische Werte für die Abflussvorhersagen, wenn die Flächenverminderung der Gletscher nicht berücksichtigt wird (Kasser 1973).
- Kurzfristige Abflussprognosen, wie sie zur wirtschaftlichen Optimierung von Kraftwerkbetrieben wie der Grande Dixence SA ausgearbeitet werden, stützen sich auf die Einflussgrössen, welche den Gletscherabfluss bestimmen (Jensen und Lang 1973).
- Mit dem Rückzug der Gletscher sind viele Bauten wie Kraftwerke, Seilbahnen und Strassen in dem erst seit der kleinen Eiszeit eisfrei gewordenen Gelände erstellt worden. Die Abschätzung des Vorstossrisikos bis zum Standort geplanter oder sogar bestehender Bauten erfordert Kenntnisse über das Verhalten der Gletscher.
- Die Gefährdung durch Gletscherstürze oder durch den Ausbruch eisgestauter Seen hängt vom Stand der Gletscher ab. Sowohl bei Vorstössen als auch bei Rückzügen können Gefahren verschwinden oder neu entstehen. Durch unsere Modelle lassen sich die Vorgänge in der Natur nur annähernd erfassen. Es braucht viel Erfahrung, um die Risiken nach dem Prinzip des «Calculated Risk» zu beurteilen und gegebenenfalls Massnahmen vorzuschlagen, die nicht im Widerspruch zu den komplexen Mechanismen der Natur stehen, sondern das natürliche Verhalten einbeziehen und auch keine wesentlichen neuen Risiken zur Folge haben.

Es dürfte kaum ein Zweifel daran bestehen, dass es sinnvoll ist, die langfristigen Erhebungen über die Veränderungen der Schweizer Gletscher weiterzuführen und weiterzuentwickeln. Die Gletscherkommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft und die Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW) an der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich, welche das Netz der Gletscherbeobachtungen in den Schweizer Alpen betreiben und auswerten, danken allen beteiligten Institutionen und Beobachtern, insbesondere den kantonalen Forstdiensten, die alljährlich mehr als zwei Drittel der Zungenmessungen ausführen, für ihre langjährige Mitarbeit. Eine zentrale Rolle spielt die Eidgenössische Landestopographie, auf deren kompetente Hilfe wir immer wieder angewiesen sind. Auch die Vermessungsflüge der Eidgenössischen Vermessungsdirektion liefern alljährlich wertvolle Grundlagen. Die Abflussdaten der Schweizerischen Landeshydrologie (A+W 1917ff.), die Klimadaten der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt (SMA 1864ff.) und die Informationen über Schnee und Lawinen des Eidgenössischen Instituts für Schnee- und Lawinenforschung (EISLF 1936/37ff.) bilden eine Brücke von den Gletscherveränderungen zu den Klimaschwankungen. Der Autor dieser Übersichtsarbeit dankt auch den Mitarbeitern der VAW, vor allem Markus Aellen für die Leitung der Zungenmessungen und der Arbeiten am Aletschgletscher, wie auch für seine Anregungen bei der kritischen Durchsicht des Manuskripts, Hans Siegenthaler für die langjährigen Haushaltsmessungen an Gries, Limmern und Silvretta, Dietmar Grebner für die Bearbeitung der Klimareihen von Genf, Fredy Kobelt für seine Mitarbeit bei der Ausführung statistischer Berechnungen, Holger Jensen, Wilfried Haeberli und Herbert Lang für ihre Bemerkungen sowie Bruno Nedela für das Zeichnen der Cliché-Vorlagen.

Literatur

A+W 1917ff.: Hydrologisches Jahrbuch der Schweiz Jahrgang 1 (1917) bis Jahrgang 61 (1977). Herausgegeben vom Eidgenössischen Amt für Wasserwirtschaft, Bern. Eidgenössische Drucksachen- und Materialzentrale, Bern.

Bordier, L.C. (Mr.B), 1773: Voyage pitoresque aux glaciers de Savoie, fait en 1772. 303 pages, Genève.

Eidgenössische Landestopographie 1952ff.: Landeskarte 1:25000.

Eidgenössiche Landestopographie, Bern. 1967: Atlas der Schweiz, Blatt 15, Gewässer II, Karten und Diagramme. u.a. Rückgang des Zmuttgletschers von 1859 bis 1961, mit Topographie des Untergrundes, nach einem unveröffentlichten Gutachten von A. Süsstrunk.

EISLF 1936/37ff.: Schnee und Lawinen in den Schweizer Alpen - Winterberichte des Eidgenössischen Institutes für Schnee- und Lawinenforschung Weissfluhjoch/Davos. Nr.1 (1936/37)-Nr.42 (1977/78).

Firnberichte 1913/14ff.: Der Firnzuwachs pro ... in einigen schweizerischen Firngebieten. 1913/14-1919/20 in Jahrbuch «Ski» mit Titel: Berichte der Gletscherkommission der Physikalischen Gesellschaft Zürich. 1920/21-1976/77 in Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich. Autoren: Rutgers, F. Berichte 1 (1913/14)-3 (1915/16). Billwiller, R.4 (1916/17)-33 (1945/46). Kuhn, W.34 (1946/47)-49 (1961/62). Lemans, A.50 (1962/63)-64 (1976/77).

Geiger, R. 1961: Das Klima der bodennahen Luftschicht, Die Wissenschaft Band 78.

Gletscherberichte. 1881-1979: Jahresberichte über die Veränderungen der Schweizer Gletscher, ab 1894 als Publikation der Gletscherkommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft. Die Berichterstatter waren: Nr.1 (1880) bis 15 (1893/94): F.A. Forel, Nr.16 (1894/95) und 17 (1895/96): F.A. Forel und L. Du Pasquier, Nr.18 (1896/97) bis 27 (1905/06): F.A. Forel, M. Lugeon und E. Muret, Nr.28 (1906/07): F.A. Forel, E. Muret, P.Ls. Mercanton und E. Argand, Nr.29 (1907/08) bis 32 (1910/11): F.A. Forel, E. Muret und P.Ls. Mercanton, Nr.33 (1911/12) bis 34 (1912/13): E. Muret und P.Ls. Mercanton, Nr.35 (1913/14) bis 70 (1948/49): P.Ls. Mercanton, Nr.71 (1949/50) bis 75 (1953/54): P.Ls. Mercanton und A. Renaud, Nr.76 (1954/55) bis 83 (1961/62): A. Renaud, Nr.84 (1962/63) bis 91 (1969/70): P. Kasser, Nr.92 (1970/71) bis 99 (1977/78): P. Kasser und M. Aellen
Die Berichte sind in folgenden Zeitschriften erschienen: Nr.1 und 2: Echo des Alpes XVII und XVIII, Genève 1881 und 1882. Nr.3 bis 44: Jahrbuch des Schweizer Alpenklub, Bände XVIII bis LVIII, Bern 1883 bis 1924. Nr.45 bis 99: Die Alpen, Jahrgänge 1 bis 55, Bern 1925 bis 1979, Nr.71 bis 75 ohne Tabellen, Nr.85 bis 99 gekürzt.

Gross, G., Kerschner, H. und Patzelt, G. 1976: Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band 12, Heft 2, 223-251.

Heim, A. 1915: Die Gletscherkommission. Neue Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, Band L, Jahrhundertfeier, 171-180.

Hoinkes, H. und Untersteiner, N. 1952: Wärmeumsatz und Ablation auf Alpengletschern, I. Vernagtferner (Oetztaler Alpen), August 1950. Geografiska Annaler, Vol.XXXIV, 99-158.

Hoinkes, H. 1953: Wärmeumsatz und Ablation auf Alpengletschern, II. Hornkees 1951. Geografiska Annaler, Vol.XXXV, 116-140.

Hoinkes, H. 1970: Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. Ergebnisse der Messreihe Hintereisferner (Oetztaler Alpen) 1953-1968. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziologie Band 6, Heft 1-2, 37-90.

Huber, E. 1979: Die Eidgenössiche Landestopographie 1935-1978. Die Alpen, 55.Jg. 1.Quartal, 20-24.

Jegerlehner, J. 1902: Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz. Gerlands Beiträge zur Geophysik, Band V, 486-566.

Jensen, H. und Lang, H. 1973: Forecasting discharge from a glaciated basin in the Swiss Alps. Proceedings of the Banff Symposia 1972 "On the Role of Snow and Ice in Hydrology". Unesco-WMO-IAHS, Volume 2, 1047-1054.

Jost, W. 1936: Die seismischen Eisdickenmessungen am Rhonegletscher 1931. Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, Band 71, Abhandlung 2.

Kasser, P. 1959: Der Einfluss von Gletscherrückgang und Gletschervorstoss auf den Wasserhaushalt. Wasser- und Energiewirtschaft, 51.Jahrgang, Nr.6, 155-168.

Kasser, P. 1967: Fluctuations of Glaciers 1959-1965: International Commission on Snow and Ice of the International Association of Scientific Hydrology and Unesco.

Kasser, P. 1970: Gründung eines «Permanent Service on the Fluctuations of Glaciers». Zeitschrift für Gletscherkunde und Glacialgeologie, Band 6, Heft 1-2, 193-200.

Kasser, P. 1973: Influence of changes in the glacierized area on summer runoff in the Porte du Scex drainage basin of the Rhone. Publication No 95 de l'AISH, 219-225.

Kasser, P. und Aellen, M. 1976: Les variations des glaciers suisses en 1974/75 et quelques indications sur les résultats récoltés pendant la Décennie Hydrologique Internationale de 1964/65 à 1973/74. La Houille Blanche, No. 6/7, 467-481.

Kasser, P. 1979: On the effect of topographic orientation on the variations of glacier length. Rivista Italiana di Geofisica e Scienze affini, Vol.V, 93-96. Auch in: Proceedings of the Riederalp Workshop, September 1978, IAHS/AISH - Publication no.126, 305-311.

Kuhn, W. 1947: Der Firnzuwachs in einigen schweizerischen Firngebieten, XXXIV. Bericht. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft Zürich XCII (1947), 269-273.

Kuhn, W. 1948: Der Firnzuwachs in einigen schweizerischen Firngebieten, XXXV. Bericht. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft Zürich. XCIII (1948), 271-275.

Lang, H. 1967: Über den Tagesgang im Gletscherabfluss. 9. Internationale Tagung für Alpine Meteo-

rologie, Brig und Zermatt 14.–17. September 1966. Veröffentlichungen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt, Nr. 4, 32–38.

Lang, H. 1968: Relations between glacier runoff and meteorological factors observed on and outside the glacier. IUGG – General Assembly of Bern, 1967. IAHS – Commission on Snow and Ice. IAHS-Publication Nr. 79, 429–439.

Lang, H. 1973: Variations in the relation between glacier discharge and meteorological elements. ICSI AIHS and IGS, Symposium on Hydrology of Glaciers, 1969 in Cambridge (England) Publication No. 95 de l'AIHS, 85–94.

Lang, H., Schädler, B. und Davidson, G. 1976: Hydroglaciological Investigations on the Ewigschneefeld (Gr. Aletschgletscher). Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band 12, Heft 2, 109–124.

Lang, H. 1978: Über die Bedeutung der Lufttemperatur als hydro-meteorologischer Informationsträger. 14. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie, 1976, Rauris. Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien, Heft 227, III/25, 1–8.

Lang, H. 1979: Einige Angaben zum Mesoklima im Gletscherbereich im Hinblick auf hydrologisch-glaziologische Berechnungen. Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich, Nr. 41, 155–167.

Lütschg, O. 1926: Über Niederschlag und Abfluss im Hochgebirge, Sonderdarstellung des Mattmarkgebietes. Schweizerischer Wasserwirtschaftsverband, Verbandschrift Nr. 14. Veröffentlichung der Hydrologischen Abteilung der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt.

Maurer, J., Billwiller, R. und Hess, C. 1909: Das Klima der Schweiz, Band I, 89, herausgegeben durch die Stiftung Schnyder von Wartensee mit Unterstützung der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt.

Mercanton, P.Ls. 1916: Vermessungen am Rhonegletscher. Neue Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, Band LII.

Mercanton, P.L. 1958: Aires englacées et cotes frontales des glaciers suisses. Wasser- und Energiewirtschaft, Jg. 50, 347–351.

Mothes, H. 1929: Neue Ergebnisse der Eisseismik. Zeitschrift für Geophysik, Jg. 5, Heft 3/4, 120–144.

Müller, F., Caflisch, T. und Müller G. 1976: Firn und Eis der Schweizer Alpen (Gletscherinventar). Geographisches Institut der ETHZ, Nr. 57, mit einem Ergänzungsband (Photoliste).

Oeschger, H. und Röthlisberger, H. 1961: Datierung eines ehemaligen Standes des Aletschgletschers durch Radioaktivitätsmessung an Holzproben und Bemerkungen zu Holzfunden an weiteren Gletschern. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band IV, Heft 3, 191–205.

Oberli, A. 1979: Dufour-Karte und Siegfried-Atlas. Die Alpen, 55. Jg. 1. Quartal, 9–16.

Patzelt, G. 1973: Die neuzeitlichen Gletscherschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen) Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band 9, Heft 1–2, 5–57.

Patzelt, G. 1976: Statistik der Längenmessungen an den österreichischen Gletschern 1960–1975. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie Band 12, Heft 1, 91–94.

de Quervain, M. 1979: Schneedeckenablation und Gradtage im Versuchsfeld Weissfluhjoch. Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH, Zürich, Nr. 41, 215–232.

Röthlisberger, H. 1976: Thermal consequences of the pressure fluctuations in intra- and subglacial water drainage channels. Journal of Glaciology, Vol. 16, Nr. 74, 309–310.

Schommer, P. 1976: Wasserspiegelmessungen im Firn des Ewigschneefeldes (Schweizer Alpen). Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band 12, Heft 2, 125–141.

Schönbächler, M. 1967: Beziehung zwischen Strahlungsbilanz und Ablation des Aletschgletschers (vorläufige Mitteilung). 9. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie in Brig und Zermatt 14.–17. September 1966. Veröffentlichungen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt Nr. 4. 39–42.

Schweizer Alpenklub (SAC), 1872. Instruktion für die Gletscherreisenden des SAC, Jahrbuch des SAC, 7. Jahrgang, 1871–1872. 352–384, Bern.

SMA 1864ff.: Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt, Zürich, Jahrgang 1 (1864) – Jahrgang 114 (1977). Ab Jahrgang 1959 mit Beiheften zur Klimatologie der Schweiz.

Süsstrunk, A. 1951: Sondage du glacier par la méthode sismique. La Houille Blanche, No spécial A/1951, 309–317.

Süsstrunk, A. 1952: Bericht über die seismischen Sondierungen der Schweizerischen Gletscherkommission auf dem Unteraargletscher, 1936–1950. Unveröffentlichtes Gutachten Nr. 512 vom 4. Dezember 1952 der Firma Dr. H. Knecht, Geologe, und A. Süsstrunk, Dipl. Physiker ETH, Geotechnische und Geophysikalische Untersuchungen.

Thyssen, F. und Ahmad, M. 1969: Ergebnisse seismischer Messungen auf dem Aletschgletscher. Polarforschung Band VI, Jahrgang 39, 283–293.

Watts, R.D. und Anthony, W. 1976: Radio-Echo Sounding of temperate Glaciers: Ice Properties and Sounder Design Criteria. Journal of Glaciology, Volume 17, Number 75, 39–48.

Zingg, Th. 1951: Beziehung zwischen Temperatur und Schmelzwasser und ihre Bedeutung für Niederschlags- und Abflussfragen, IUGG General Assembly Bruxelles, IAHS Publication Volume I, 267–269.

Zumbühl, H. 1975: Die Schwankungen des Unteren Grindelwaldgletschers in den historischen Bild- und Schriftquellen des 12. bis 19. Jahrhunderts. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band 11, Heft 1, 12–50.

Anschrift des Verfassers:

Dipl. Ing. Peter Kasser, Tit. Prof. ETH
Rennweg 45
CH-8704 Herrliberg

Recherches sur les Glaciers tempérés au Laboratoire de Glaciologie du Centre national de la recherche scientifique (CNRS)

Louis Lliboutry

Zusammenfassung

Die im Laboratoire de Glaciologie des CNRS entwickelte Methode zur Bestimmung der Gletscherbilanzen und deren Korrelationen zu den meteorologischen Variablen werden beschrieben. Es wird über die Beobachtungen am Mer de Glace berichtet, die mit der Gleittheorie von Weertman und der Theorie von Nye über die Gletscherschwankungen im Widerspruch stehen. Wenn man an diesem Talgletscher kinematische Wellen beobachtet, ändern sich die Gleitgeschwindigkeiten über eine Strecke von 8 km in gleichem Ausmass und gleichzeitig, da sie von einem bestimmten Punkt des Tales aus gesteuert werden. Dies ist möglich, weil die Reibung am Gletscherbett nahezu unabhängig von der Geschwindigkeit ist.

Résumé

On indique la méthodologie mise au point au Laboratoire de Glaciologie du CNRS pour déterminer les bilans glaciaires, et les corrélations trouvées avec des variables météorologiques. On rapporte les observations faites sur la Mer de Glace qui contredisent la théorie de Weertman du glissement et la théorie de Nye des fluctuations glaciaires. Si on observe sur ce glacier de vallée des intumescences de crue, les vitesses de glissement varient d'une même quantité et simultanément sur 8 km, le contrôle de cette vitesse se faisant en un lieu fixe. Cela est possible parce que le frottement sur le lit est à peu près indépendant de la vitesse.

Le Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement que je dirige comprend six équipes. L'une, dont je suis directement responsable, étudie la dynamique de quelques glaciers des Alpes françaises. Notre politique scientifique est de bloquer toutes les études sur quelques glaciers seulement (Glacier de Saint-Sorlin, Mer de Glace et Glacier d'Argentière) pour 1) fixer une méthodologie correcte; 2) établir des modèles simples, certes grossiers, mais réalistes et bien contrôlés. Ces études comportent deux volets:

- étude des bilans annuels (bilans de masse par unité de surface en divers points), et corrélation avec les facteurs géographiques et météorologiques;
- réponse des glaciers aux variations des bilans annuels.

Mesure des bilans annuels

La méthode a été mise au point au fil des ans sur le Glacier de Saint-Sorlin. Elle est exposée dans Lliboutry (1974 a; 1974 b) et Lliboutry et Echevin (1974). Les bilans sont mesurés pour une année civile commençant au 1er octobre (en réalité, cette date ne peut être respectée qu'à 10 jours près). Si à cette date il y a de la neige fraiche sur le glacier, elle ne fondra plus totalement. Sinon il faudrait revenir à ski après la première chute de neige de la période hivernale: on obtiendrait ainsi également les bilans pour une année stratigraphique. Mais cela n'est pas possible de façon régulière.

En zone d'ablation on plante des balises à 10 m ou plus de profondeur avec une sonde à jet de vapeur (Gillet 1975). Ces balises sont constituées de perches de 2 m de long (jeunes tiges de châtaigner vendues déjà peintes comme piquets de slalom, raccourcies à 2 m exactement), unies bout-à-bout par des cordonnets. La plus basse est ancrée dans la glace à sa partie inférieure. Le bilan annuel est donné par la variation d'émergence, avec une correction pour tenir compte de l'extension verticale du glacier entre le point d'an-

crage et la surface. S'il y a de la neige fraîche sur le glacier, il faut en peser une carotte et l'ajouter au bilan. Lorsque l'on remplace une balise qui a totalement émergé on revient à la position initiale, de sorte à mesurer les bilans toujours à peu près au même *site* (point fixe en coordonnées eulériennes).
Les balises servant aussi aux mesures de vitesse et à l'étude fine des variations de niveau du glacier, leur position et l'altitude du sommet du tronçon qui émerge sont déterminées avec précision par relèvement de piquets fixes autour du glacier (constituant un réseau géodésique local), en même temps que l'émergence.
En zone d'accumulation, l'expérience ayant montré l'impossibilité de maintenir un réseau de balises d'accumulation, on emploie la méthode d'Ahlmann: mesure de l'accumulation «hivernale» en avril, lorsqu'il est encore facile de reconnaître le vieux névé de la neige de l'hiver grâce à un carottage avec la tarière carotteuse (coring auger) du SIPRE et mise en place de balises d'ablation. Puis mesure de l'ablation «estivale», et éventuellement de la masse de neige fraîche vers le premier octobre. (S'il n'y a pas de neige fraîche, l'ablation ultérieure en zone d'accumulation est supposée négligeable). Mais un complément indispensable est apporté à la méthode.
Lors des premières fontes du printemps il y a regel de l'eau de fonte, accumulation interne. Celle qui se produit dans la neige non détruite par l'ablation estivale doit être tenue en compte. On la détermine en mesurant en avril en quelques points les profils de densité et de température, de façon à connaître le stock de frigories existant dans la neige non détruite l'été. Le profil de densité fait en avril est poursuivi dans le vieux névé, car l'ablation estivale peut être supérieure à la normale et du vieux névé peut être lui aussi atteint par la fonte.
Si je donne tous ces détails, c'est pour signaler que la méthode recommandée pour la Décennie Hydrologique Internationale par des glaciologues n'ayant pas l'expérience des Alpes (ou autres montagnes à fort enneigement) n'est pas adéquate, et que des mesures correctes ne sont pas si simples qu'on peut le croire. Signalons aussi que ces mesures ne sont pas possibles dans des zones trop crevassées, ou de trop forte pente, et qu'elles donnent des séries incohérentes et inexploitables dans les zones avalancheuses.

Exploitation des données concernant les bilans

Nous basant sur les bilans annuels pendant 16 années consécutives en 32 sites différents de la zone d'ablation du Glacier de Saint-Sorlin, nous avons établi (Lliboutry 1974 b) la validité d'un modèle statistique linéaire: Le bilan annuel l'année t au site j est:

$$b_{jt} = a_j + b_t + r_{jt} \qquad (1)$$

a_j est un paramètre géographique indépendant de l'année, qu'on peut chercher à corréler avec l'altitude, l'exposition, la courbure de la surface la proximité des bords du glacier, etc... pour une région donnée.
b_t est un paramètre ne dépendant que de l'année et non pas du site, de moyenne nulle (= centré).
r_{jt} est un résidu aléatoire centré dépendant, plus que des erreurs de mesure, de fluctuations très locales sans intérêt pour le comportement d'ensemble du glacier. L'étude statistique montre qu'on peut considérer les r_{jt} comme à peu près indépendants entre eux et ayant une même loi gaussienne de distribution (écart type: 0,20 m de glace).
La validité de ce modèle a été montré pour l'ensemble du Glacier de Saint-Sorlin, zone d'accumulation comprise, puis en zone d'ablation dans le Massif du Mont-Blanc. Ce n'est qu'à la pointe de la langue terminale du Glacier d'Argentière (dominé par une grande paroi exposée plein sud) que, lors de l'année exceptionnellement défavorable aux glaciers 1975/76, ce modèle s'est trouvé en défaut.
L'intérêt du modèle statistique linéaire est double: D'abord il permet une exploitation optimale de toutes les données dont on dispose. Il y a de très nombreux sites où les bilans manquent pour certaines années. Souvent, surtout vers la ligne d'équilibre, des balises d'ablation n'ont pas pu être retrouvées une année ou plusieurs années consécutives mais l'ont été une année ultérieure, si bien qu'on dispose en ces sites seulement de bilans cumulés pour plusieurs années consécutives. Avec le modèle statistique linéaire il

est possible d'utiliser aussi toutes ces mesures pour déterminer les «meilleurs estimateurs linéaires sans biais» des a_j et des b_t.
Ensuite le modèle permet de limiter la mesure des bilans annuels à quelques zones d'ablation peu inclinées, non crevassées ni avalancheuses, d'accès facile, où l'on surveillera tous les ans un réseau dense de balises, de façon à déterminer les b_t. Ailleurs, dans un grand glacier, il suffira de mesurer les bilans une seule année pour avoir les a_j une fois pour toutes. (Cette dernière étude étant recoupée par des déterminations de débits de glace à travers diverses sections, et des variations de niveau du glacier).

Corrélation des b_t avec les variables météorologiques

Si on considère maintenant les b_t comme une variable aléatoire, leur écart type à Saint-Sorlin est 0,88 m de glace. En vingt-années, cet écart type σ a été dépassé 7 fois, et l'écart 2 σ jamais, ce qui ne contredit pas une distribution gaussienne (cf. tab. 1).

Tab. 1. Variation b_t des bilans annuels par rapport à la moyenne au Glacier de Saint-Sorlin, en mètres de glace

1958/59	− 1,11	1968/69	0,67
59/60	− 0,29	69/70	0,21
90/61	0,03	70/71	− 0,84
61/62	− 0,53	71/72	− 0,13
62/63	0,48	72/73	− 0,62
63/64	− 1,35	73/74	− 0,70
64/65	0,71	74/75	0,41
65/66	1,08	75/76	− 1,50
66/67	− 0,30	76/77	1,56
67/68	1,03	77/78	1,18

Serge Martin (1977) a cherché une corrélation multiple de b_t avec des variables mesurées par des stations météorologiques voisines, puis avec celles mesurées à l'aérodrome de Lyon-Bron éloigné de 130 km. De très bonnes corrélations entre les mesures à Lyon-Bron et une station météorologique voisine permettent d'avoir à Lyon une série homogène de températures et de précipitations depuis 1881. Les meilleures variables «explicatives» qu'il ait trouvées sont les suivantes:
1. La moyenne des températures maximales diurnes pendant les mois de juillet et août (T_{7-8}) qui rend compte de 58% de la variance de b_t. Selon une étude antérieure (Martin 1975) en zone d'ablation du Glacier de Saint-Sorlin la chaleur de l'air provoque 43% de l'ablation estivale, le bilan des radiations 57%. Mais ces deux variables sont étroitement corrélées, l'air étant chaud par temps ensoleillé. A plus haute altitude l'ensoleillement est primordial (De la Casinière 1974) mais on peut toujours l'estimer par la température *maximale* diurne de l'air. De plus s'il y a une chute de neige qui blanchit temporairement le glacier, la température maximale de l'air est aussi plus basse.
2. La précipitation pendant le mois de juin (P_6), qui rend compte de 16% de la variance. En réalité, comptent pour juin à la fois les précipitations (qui sont encore de la neige) et les températures, mais il y a une forte corrélation négative entre les deux.
3. Les précipitations totales d'octobre à mai inclus (P_{10-5}), qui ne rendent compte que de 5% de la variance. La corrélation entre l'accumulation «hivernale» sur le Glacier de Saint-Sorlin et les précipitations à Lyon est beaucoup moins bonne que pour les températures.
Au total on peut, avec ces trois variables, rendre compte de 77% de la variance par la correlation multiple suivante:

$$b_t = 3{,}0\,\Delta P_{10-5} + 6{,}5\,\Delta P_6 - 0{,}343\,\Delta T_{7-8} \qquad (2)$$

Δ signifie l'écart par rapport à la moyenne, b_t, P_{10-5} et P_6 sont en mètres d'eau, T_{7-8} en °C. Le coefficient 3,0 ne signifie pas que les précipitations sont trois fois plus fortes à Saint-Sorlin qu'à Lyon. En réalité, lorsqu'il y a eu beaucoup de neige l'hiver, elle reste plus longtemps sur le glacier l'été, augmentant son albedo: Le rayonnement solaire est bien moins absorbé par la neige que par la glace nue.
Les bilans annuels mesurés sur la Mer de Glace et au Glacier d'Argentière présentent les mêmes fluctuations b_t qu'au Glacier de Saint-Sorlin, mutlipliées par environ 0,70. Certes un jour donné le temps peut être très différent d'une région à l'autre des Alpes, mais le bilan pour toute une année présente beaucoup moins de diversité locale. Les bilans annuels sont même bien correlés pour tout l'ensemble des Alpes (Reynaud, 1980).
A partir de la série d'observations météorolo-

giques depuis 1881, Martin (1977) a ainsi pu reconstituer des valeurs approchées de b_t depuis cette date, en vue d'analyser et expliquer toutes les anciennes observations sur les variations des glaciers. C'est ce que nous allons examiner dans la deuxième partie de cet exposé.

Existe-t-il des ondes de crue sur les glaciers?

Il est bien connu qu'après de fortes pluies dans le bassin versant d'une rivière, une onde de crue se propage vers l'aval dans la rivière, à une vitesse supérieure à la vitesse moyenne de l'eau. La crue consiste en l'augmentation simultanée, en un lieu donné, du niveau de la rivière et de sa vitesse. Sa théorie se base sur le fait que la vitesse moyenne de l'eau en un lieu est liée à la pente de la surface, et à l'épaisseur au même lieu de la nappe d'eau (par la relation de Chézy). La conservation de volume impose alors qu'une zone où la vitesse est plus forte comprime devant elle l'eau et fasse monter son niveau. En suivant l'eau dans son mouvement, la zone de plus forte épaisseur et plus forte vitesse s'étend vers l'aval. A l'arrière c'est l'inverse. De plus la variation de pente superficielle conduit à une diffusion de toute intumescence de crue.
Sebastian Finsterwalder en 1907, Weertman en 1958 puis Nye (1960; 1965 a) dans une série de brillants articles ont appliqué cette théorie aux glaciers, pour expliquer leurs fluctuations. Dès 1958 l'analyse de vieilles mesures de Vallot, qui avait observé en 1892–1894 le passage d'une telle onde de crue sur la Mer de Glace, nous amenait à contester cette théorie. Mais ce n'est que récemment que les données accumulées par le Laboratoire et leur analyse par L. Reynaud (1977) et S. Martin (1977) nous permettent de réfuter cette théorie pour la Mer de Glace, et probablement tous les autres glaciers de vallée importants de type alpin (Lliboutry et Reynaud, sous presse). Avant d'entrer dans le détail des mécanismes, exposons les faits observés.
Il est apparu sur la Mer de Glace des vagues, des exhaussements de la surface de 4 ou 5 m au maximum et s'étendant sur quelques kilomètres, progressant bien plus vite que la glace (450–500 m par an, alors que la vitesse de la glace, en surface et au centre du glacier est comprise entre 130 et 70 m/an). Cela a eu lieu en 1891–96, 1921–27, 1941–45 et 1970–78. Mais il n'y a pas une accélération des vitesses simultanée au même lieu. Les vitesses, elles, varient de façon synchrone sur les 8 km de glacier. Alors qu'au point de vue *niveaux*, on décèle des ondes progressives, au point de vue *vitesses* le glacier réagit en bloc.
C'est la région juste avant la jonction avec le Glacier de Leschaux qui contrôle toutes les vitesses, sur 2 km en amont et 6 km en aval. Bien plus, alors que dans les profils mesurés en aval il y a eu une baisse considérable de niveau (40 à 90 m) entre 1941–42 et 1964, les vitesses d'écoulement du glacier avant et après restent comparables. La relation postulée entre épaisseur du glacier et vitesse au même lieu est donc infirmée par les faits (cf. fig. 1 et 2).
Des faits analogues ont été rapportés pour l'Hintereisferner. Après des années de forts bilans une «onde de pression», se traduisant par une accélération des vitesses, semble se propager, à une vitesse 20 à 150 fois supérieure à celle de la glace. (Nous imputons cette vitesse finie au temps de fermeture des crevasses. S'il en est ainsi sur la Mer de Glace, nos mesures annuelles ne permettent pas de le déceler). Le gonflement, lui, n'avance que 3 ou 4 fois plus vite que la glace.
On voit que pour démêler la réaction d'un glacier aux fluctuations du bilan, il faut surveiller, à divers profils transversaux, le niveau du glacier (toujours vers le 1er octobre) et la vitesse (annuelle, pour s'affranchir des fluctuations saisonnières). Si l'on ne mesure que les variations des fronts, les données sont bien plus difficiles à analyser. La position du front est en effet la résultante de l'avance du glacier (et donc le front avancera si la vitesse augmente) et de l'ablation estivale de la glace (et donc le front avancera si la pointe du glacier est gonflée par l'arrivée d'une vague).
Je n'ai pas encore expliqué comment ces vagues se forment, alors que, ai-je dit, les fluctuations du bilan sont à peu près les mêmes sur tout le glacier. L'explication en a été donnée par Martin (1977). Elle est calquée sur celle donnée par Nye pour la formation des *wave ogives* annuelles, mais étendue au bilan sur plusieurs années. Il y a

des zones du glacier où il est très mince et rapide (dans le cas de la Mer de Glace: au chaos de séracs du Géant). Un même volume de glacier est très étalé lorsqu'il passe dans cette zone, et donc bien plus soumis au jeu de l'accumulation et de l'ablation. S'il y passe lors d'une série d'années favorables au glacier, il en profitera mieux que les autres parties du glacier, et une intumescence y prendra naissance.

Martin (1977) a cherché des corrélations entre les niveaux mesurés à différents profils transversaux l'année t et les fluctuations b_t du bilan les années t, t − 1, t − 2, ..., t − p, ... Il y a évidemment une excellente corrélation pour p = 0. Mais aussi pour diverses valeurs de p. Voici ces valeurs dans le cas de la Mer de Glace. L'abscisse x indique la distance depuis un point dans la zone de formation des vagues:

- Profil de Trélaporte (x = 4000 m) : p = 3 ans,
- Profil des Echelets (x = 6030 m) : p = 8–9 ans
- Profil du Montenvers (x = 7030 m) : p = 10 ans
- Profil des Mottets (x = 7600 m) : p = 11 ans.

Ce résultat indique à la fois que les vagues sont bien dues à des années de bilan supérieur à la normale, et que leur vitesse de progression en aval de Trélaporte est d'environ 500 m/an.

Schématisation de l'écoulement du corps du glacier

On dit traditionnellement que l'écoulement est la somme de deux mouvements: la déformation de l'ensemble du glacier et son glissement sur le lit. Cela doit être précisé pour éviter des idées fausses.

D'abord on étudie l'écoulement à l'échelle du glacier. Pour lui appliquer les lois de la mécanique des milieux continus, on schématise sa forme, on fabrique un modèle géométrique où la surface est lissée, les crevasses superficielles ignorées. La glace est supposée homogène: on ignore sa foliation (alternance des couches bleues et blanches) et de possibles failles internes locales. Un problème non résolu est de savoir si la loi de déformation de la glace étudiée en laboratoire, à l'échelle d'une carotte de glace, est valable à l'échelle du glacier. Evidemment une telle schématisation devient très grossière dans une chute de glacier, où le glacier est très crevassé et morcelé en séracs sur une grande partie de son épaisseur. En particulier il peut y avoir des failles prolongeant les crevasses jusqu'au lit rocheux et lui permettant de prendre l'aspect fréquent de marches d'escalier. Alors l'hypothèse de départ d'un milieu continu n'est plus valable.

Ceci fait, en excluant ces zones très tourmentées, le problème de l'écoulement sous l'effet de la pesanteur est déterminé par:

1. Des équations d'équilibre liant entre elles les dérivées spatiales des contraintes et le poids spécifique de la glace;
2. Une loi de comportement. Pour des mouvements permanents, à contraintes constantes (à l'échelle du mois ou de l'année), le fluage (dit «tertiaire») est contrôlé avant tout par la vitesse de recristallisation. Cette recristallisation dynamique (syntectonique disent les géologues) s'accompagne de l'apparition d'une texture caractéristique dont je ne parlerai pas ici.

La loi de comportement a été très étudiée au laboratoire de Glaciologie par Duval (1976, 1977, 1978, 1979. La parution de l'article initial, contredisant une théorie en vogue, est retardée depuis 1976 par un référé du Journal of Glaciology). Pour le fluage tertiaire la glace polycristalline obéit à la loi de Glen: le déviateur des contraintes τ_{ij} proportionnel aux taux de déformation $\dot{\varepsilon}_{ij}$: ($\tau_{ij} = 2\ \eta\ \dot{\varepsilon}_{ij}$), avec:

$$1/\eta = B\,\tau^{n-1} = B\,\tau^2 \qquad (3)$$

où τ est la cission efficace ($\tau^2 = (1/2)\ \Sigma_{i,j}\ \tau'^2_{ij}$). A la différence des liquides visqueux, de forts τ'_{ij} abaissent la viscosité. B varie d'un facteur 3 selon la teneur en eau liquide de la glace.

Cette teneur en eau liquide de la glace de glacier a été mesurée par Vallon et al. (1976). Elle varie de 0 à 3%, et ne peut augmenter au delà, la glace active devenant très légèrement perméable (probablement grâce à sa recristallisation continuelle).

3.) Des conditions aux limites. Sur la surface les contraintes sont nulles, contre le bedrock existe une certaine loi de frottement (ou de glissement).

Le problème de mécanique des milieux con-

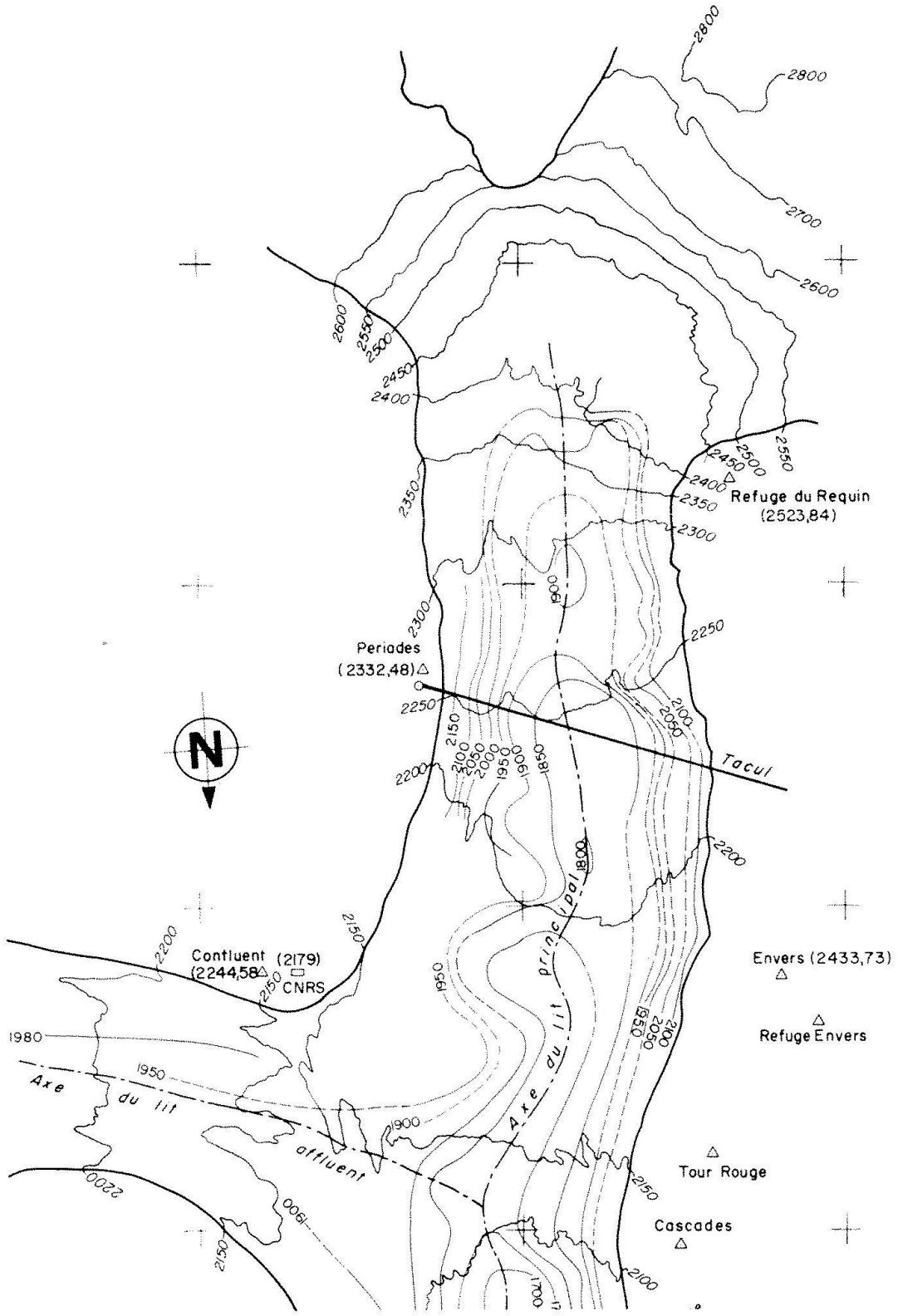
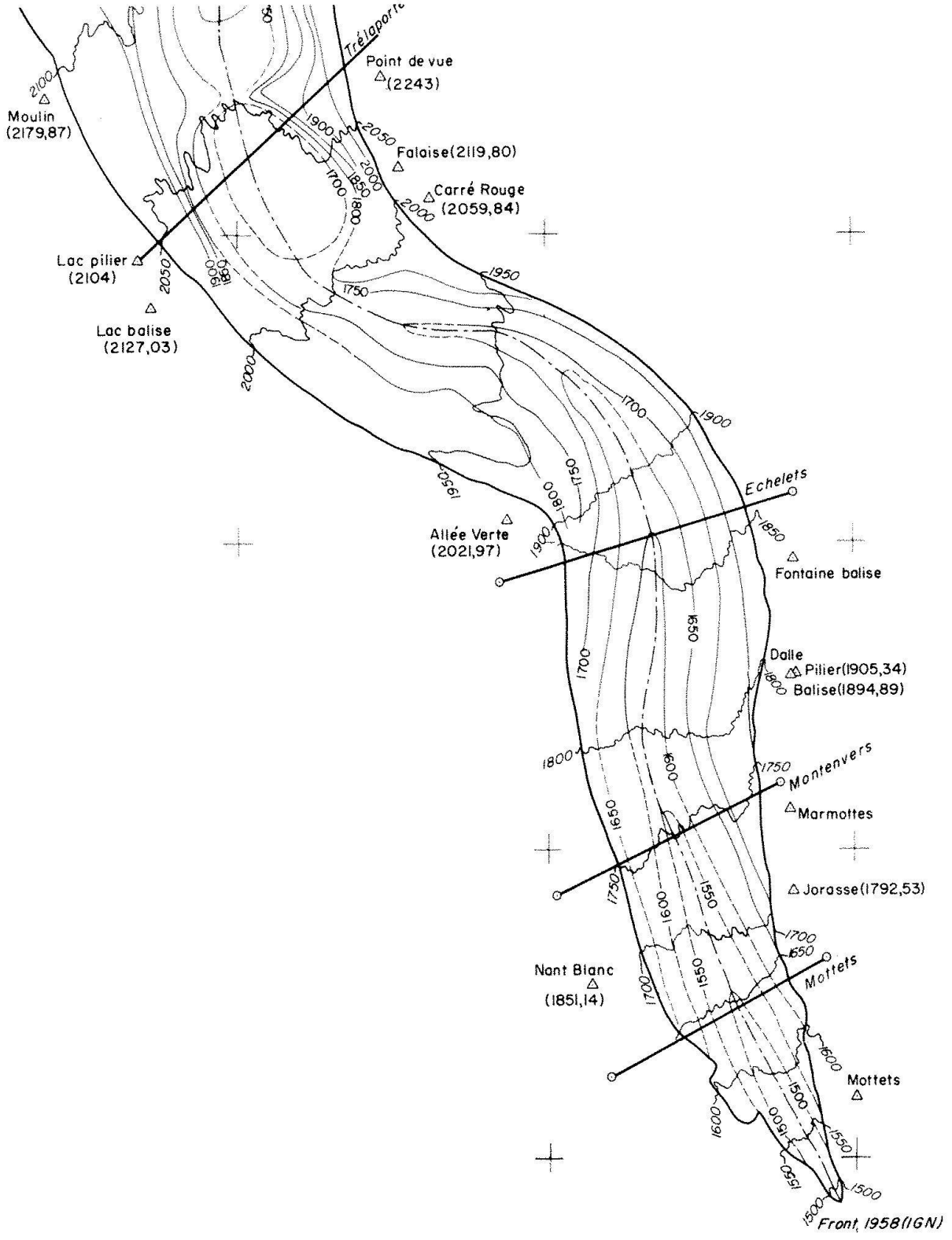
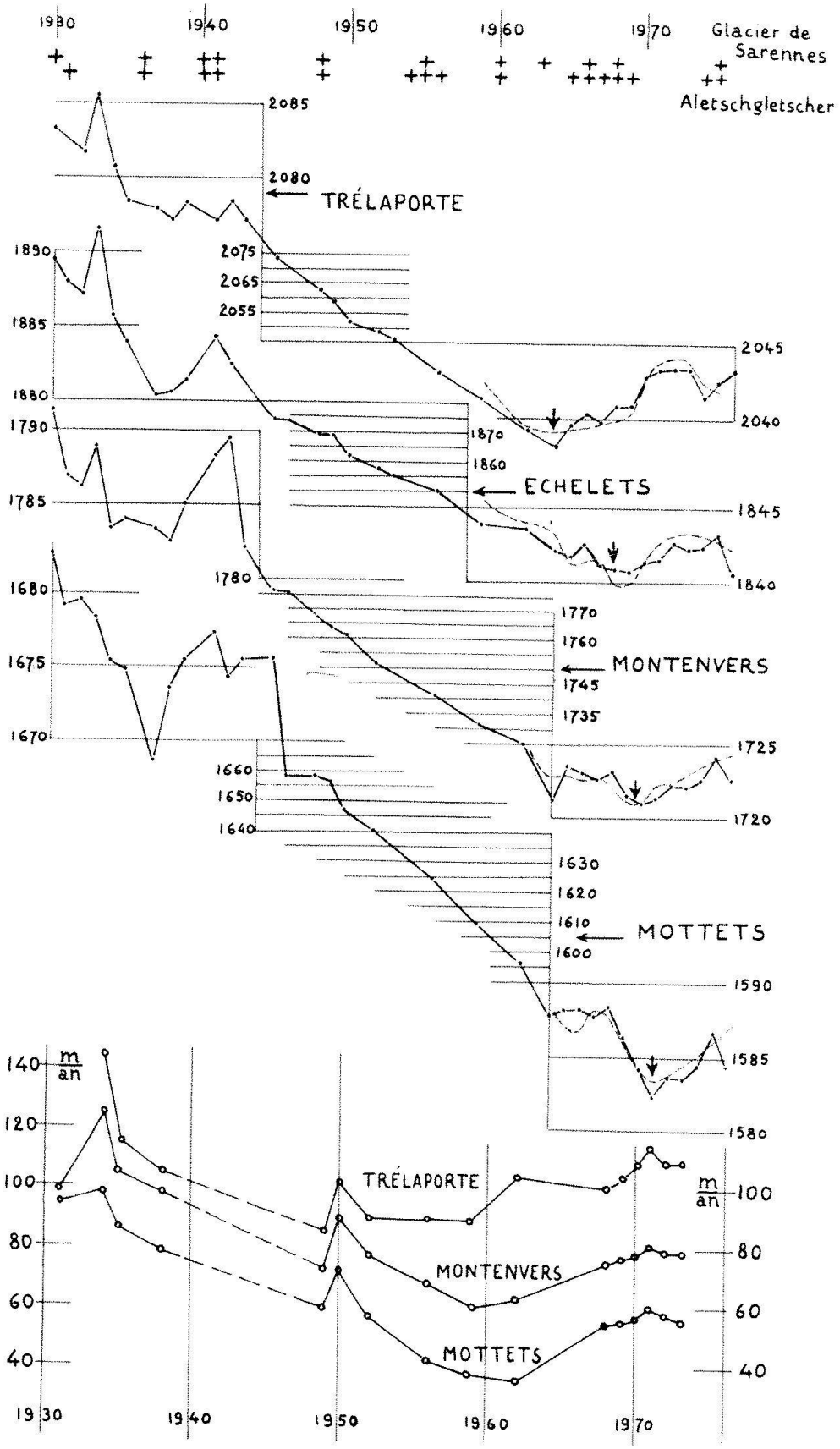


Fig. 1. Carte de la Mer de Glace – Lit rocheux et profils transversaux relevés tous les ans.


Trélaporte
Point de vue
△(2243)
Moulin
(2179,87)
Falaise(2119,80)
Carré Rouge
(2059,84)
Lac pilier △
(2104)
Lac balise
(2127,03)
Allée Verte
(2021,97)
Echelets
Fontaine balise
Dalle
Pilier(1905,34)
Balise(1894,89)
Montenvers
Marmottes
Jorasse(1792,53)
Nant Blanc
(1851,14)
Mottets
Mottets
Front 1958(IGN)


1930
1940
1950
1960
1970
Glacier de Sarennes
Aletschgletscher
2085
2080
TRÉLAPORTE
1890
1885
1880
2075
2065
2055
2045
2040
1870
1860
ECHELETS
1845
1840
1790
1785
1780
1770
1760
MONTENVERS
1745
1735
1725
1720
1680
1675
1670
1660
1650
1640
1630
1620
1610
MOTTETS
1600
1590
1585
1580
m/an
140
120
100
80
60
40
TRÉLAPORTE
MONTENVERS
MOTTETS
1930
1940
1950
1960
1970

tinus ainsi posé a été résolu dans le cas d'un chenal cylindrique avec pour condition contre le bedrock pas de glissement (Nye 1965 b), ou la loi de frottement de type solide que nous adopterons plus loin (Reynaud 1973). Mais il faut bien voir que c'est là un modèle très particulier de vallée. Dans un chenal cylindrique un corps solide pourrait se mouvoir en bloc, sans se déformer, grace au seul glissement (*plug flow* des auteurs anglais). Rien de tel dans une vraie vallée ayant des surcreusements et des verrous, des étranglements et des sinuosités. Il y a des zones qui bloquent plus ou moins le mouvement et le contrôlent.
Tel est le cas sur la Mer de Glace. En 1958, je pensais que c'était la principale sinuosité qui jouait ce rôle (c'était peut être partiellement le cas du temps de Vallot). J'ai dit qu'on a montré depuis que c'était la zone juste avant la confluence du Glacier de Leschaux. La reconnaissance du bedrock faite par le Laboratoire (Vallon 1961; Gluck 1967; cf. fig. 1) semble montrer qu'il existe là un fort épaulement sous-glaciaire.

Glissement des glaciers

Le «glissement d'un glacier» est tout le mouvement dont la déformation du corps du glacier ne tient pas compte. Il comprend trois termes:
1. Un dérapage de la glace malgré les petites rugosités du lit, grâce à un mécanisme de fonte et regel simultanés: la glace fond devant l'obstacle par suite d'une pression plus élevée. La chaleur nécessaire est fournie par le regel de l'eau sur la face aval de l'obstacle où la pression est plus faible. Un film d'eau circule d'une «zone amont» vers les «zones aval» qui l'entourent. Il suffit que son épaisseur soit de l'ordre du micron (Nye 1973). Notons que le mécanisme de fonte devant l'obstacle était déjà invoqué par les premiers glaciologues: Altmann en 1751, De Saussure en 1779, mais ils ne voyaient comme source de chaleur que la chaleur terrestre. (En fait celle-ci ne fond qu'environ d'un demi-centimètre de glace par an.)
2. Un contournement des obstacles grâce à la plasticité de la glace, mécanisme efficace, lui, pour les gros obstacles. La glace subit des contraintes et déformations supplémentaires, fluctuantes, sur une certaine épaisseur au dessus des obstacles du lit. Leur influence atténuée peut même atteindre la surface. Il faut donc faire le choix d'une taille limite pour les obstacles: en dessous on les considérera comme faisant partie de la rugosité; au-dessus, comme faisant partie de la forme générale de la vallée. Le frottement sera modifié en conséquence. (Ce problème délicat n'existe pas dans la théorie classique du frottement des solides.)
3. Une déformation générale accrue du corps du glacier au voisinage du lit (cisaillement parallèle au lit) parce que la viscosité est abaissée par suite des contraintes fluctuantes précédentes. Ce terme est faible, mais il a faussé l'analyse de résultats obtenus par inclinométries répétées de forages glaciaires: près du lit on a sans doute sous-estimé la cission efficace en ne tenant pas compte de ces contraintes fluctuantes, ce qui a conduit à des valeurs de n bien supérieures à 3 (Kamb 1970).

Détermination théorique de la loi de frottement

Pour déterminer théoriquement la loi de glissement il faut se placer à l'échelle du microrelief du lit glaciaire, en faire un modèle géométrique, imaginer dessus une couche de glace et calculer la contrainte de cisaillement moyenne qui apparaît dans cette couche de glace lorsque sa limite supérieure est entraînée à une vitesse uniforme. (A

Fig. 2. Niveaux moyens de la glace et vitesses au centre du glacier, pour différents profils transversaux de la Mer de Glace (pour leur emplacement cf. fig. 1). Pour les niveaux entre 1944 et 1954, 1958 ou 1964, l'échelle des ordonnées a été contractée 5 fois. Les lignes en tirets fins à droite représentent les variations de niveau corrigées du bilan centré b_i pour l'année écoulée. On distingue ainsi mieux la progression du dernier minimum (repéré par une flèche verticale). Au dessous vitesses centrales aux mêmes profils transversaux. La grande décrue de 1944–1964 ne les a pas affectées, et leurs fluctuations sont synchrones.
Les croix en haut de la figure indiquent les années où le bilan centré b_i a été positif sur le Glacier de Sarennes (rangée supérieure) ou l'Aletschgletscher (rangée du bas).

l'échelle du glacier cette vitesse est la vitesse de glissement, la cission moyenne est le frottement.) Dans ce calcul on peut négliger les forces de pesanteur. Nous avons travaillé sur cette question depuis vingt ans et un long article de synthèse est sous presse (Lliboutry).

Weertman en 1958 prenait pour modèle de microrelief des obstacles de toute taille disposés sur un plan, obstacles suffisamment éloignés les uns des autres pour qu'on puisse traiter indépendamment la fonte-regel et l'écoulement sur chaque obstacle. Nye et Kamb, en 1970, ont considéré un microrelief à pentes faibles (par rapport à la surface de référence, qui est un lit lissé), et traité la question par la méthode des perturbations, en transformées de Fourier, pour une viscosité newtonienne. Kamb en a déduit une estimation de l'écoulement en viscosité non linéaire (loi de Glen). Dans les deux cas on considère le microrelief comme non-dimensionnel, c'est-à-dire ayant statistiquement le même aspect à toutes les échelles (cette notion diffère de celle d'une amplitude ou de pentes constituant un bruit blanc), on admet qu'il n'y a pas de décollements entre glace et rocher, la surface inférieure de la glace mobile coincidant avec le lit rocheux fixe, et on suppose que toute moraine est absente à l'interface.

Compte-tenu du fait que la conductivité thermique de la glace et du rocher sont à peu près les mêmes, soit $K = 2$, 1 N deg^{-1} s^{-1}, dans le processus de fonte-regel, les propriétés physiques de la glace n'interviennent que par le paramètre $L\rho/(CK) = 150$ bar an m^{-2}, où $L\rho$ est la chaleur de fusion par unité de volume, et C l'abaissement du point de fusion par unité de pression. Dans le fluage les propriétés de la glace n'interviennent que par l'exposant n et la constante B, à exprimer en bar^{-n} an^{-1}. La pression normale moyenne contre le lit rocheux n'intervient pas. Il doit y avoir une relation entre le frottement τ_b, la vitesse de glissement v et les trois paramètres ci-dessus. L'analyse dimensionnelle montre qu'en première approximation, ce doit être:

$$\tau_b = k\,(B\,C\,K/L\rho)^{1/(n+1)}\,v^{2/(n+1)} \qquad (4)$$

k étant le coefficient numérique dépendant du modèle non-dimensionnel de micro-relief adopté. Cette loi, dite loi de Weertman, est donc très générale, mais elle suppose qu'il n'y ait pas de décollements. Or il y en a en pratique toujours, plus ou moins, dès que les vitesses de glissement dépassent quelques mètres par an. Les observations de lits rocheux récemment découverts par le retrait du glacier, des faits indubitables (augmentation des vitesses de glissement au début de l'été) et des estimations quantitatives ne devraient laisser aucun doute là-dessus.

J'ai eu le tort d'appeler dès 1958 ce phénomène de réparation entre glace et lit rocheux *cavitation* (en mécanique des fluides on l'appelle «supercavitation»), ce qui a été la source de malentendus. Car il existe en effet à l'amont des verrous rocheux des cavités étendues à la pression atmosphérique, par exemple au Glacier d'Argentière (Vivian et Bocquet 1972). En général il s'agit de cavités beaucoup plus petites et presque entièrement remplies de glace de regel, de boue et d'eau immobiles, qui peuvent être à une pression p (par rapport à la pression atmosphérique) non nulle.

Il nous faut alors compléter le modèle géométrique de lit rocheux par un modèle hydraulique, permettant de déterminer cette pression hydrostatique p dans les diverses cavités qui se forment à l'aval des obstacles du lit rocheux. Nous admettons qu'il y a toujours suffisamment de stries glaciaires, diaclases, bandes de moraine et autres «défauts» du lit rocheux pour que ces diverses cavités soient interconnectées et aient une surface piézométrique commune. Localement p est donc le même pour toutes les cavités. Le paramètre qui interviendra dans la loi de frottement sera $p_i - p$, p_i étant la pression moyenne de la glace contre le lit (pression effective au sens de Terzaghi).

Il serait trop long d'exposer ici tout le travail fait dans cette optique, je renvoie à l'article sous presse, ne donnant que les résultats.

S'il existe des cavités non interconnectées (autonomes), ce n'est que de façon temporaire, et leur influence sur la loi de frottement est négligeable.

La loi de frottement dépend essentiellement du modèle géométrique adopté pour le lit rocheux. Nous ne retiendrons que deux:

1. Avec des obstacles indépendants (comme dans le modèle de Weertman), hémisphériques, on trouve que, lorsque la pression effective ($p_i - p$) diminue d'une valeur très

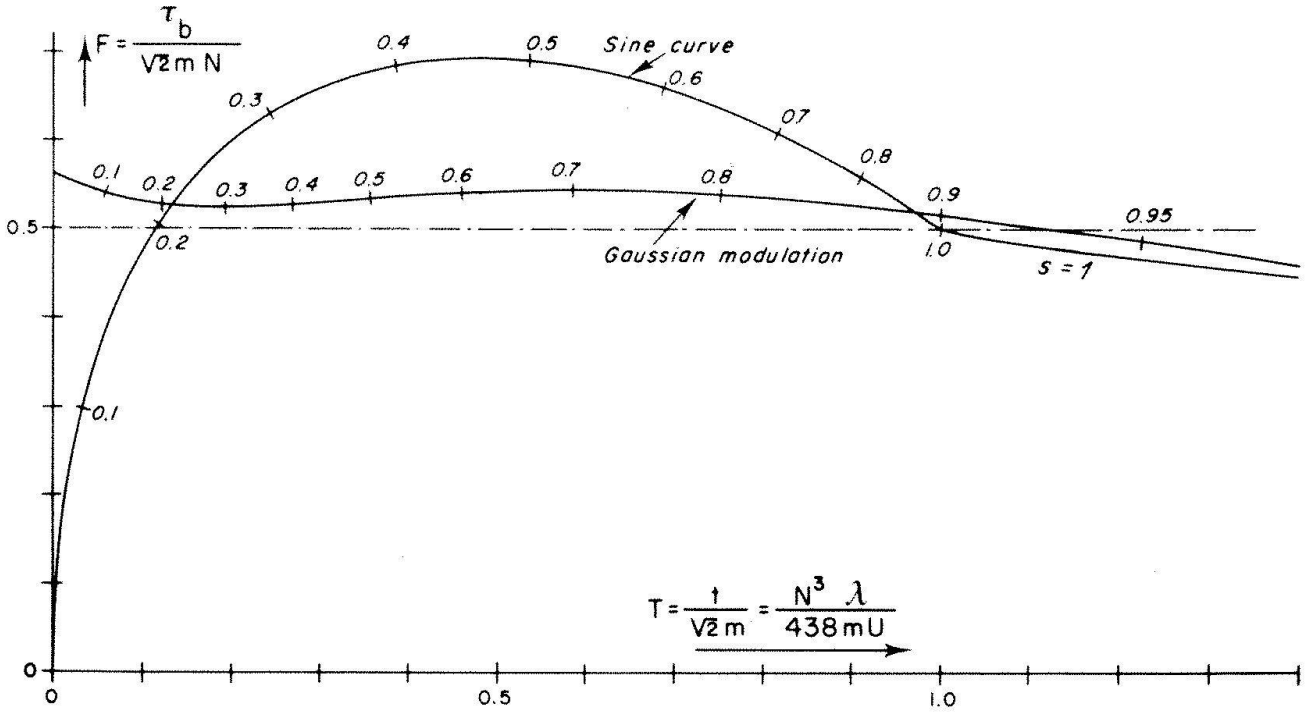


Fig. 3. Loi de frottement sur des roches moutonnées: a) profil sinusoidal; b) bosses de longueurs voisines et de hauteurs réparties selon une loi de Gauss. τ_b = frottement (en bars); $N = p_i - p$ = pression effective (en bars); m = pente quadratique moyenne; λ = longueur d'onde du microrelief (en m); U = vitesse de glissement (en m/an). Les nombres sur les courbes indiquent la fraction s du glacier qui est en contact avec le lit rocheux, sans cavité interposée.

grande ($p_i - p \approx 9,4\ v^{1/2}$, $p_i - p$ étant en bars, V en m/an) à zéro, le coefficient k de la loi de Weertman diminue progressivement d'un facteur deux. Il n'existe pas simultanément deux valeurs possibles différant d'un facteur 2, comme l'a dit Weertman (1964). A frottement constant, la vitesse augmentera donc d'un facteur 4.

2. Sur des bosses, larges vis-à-vis de leur hauteur, ayant des longueurs voisines et des hauteurs distribuées selon une loi de Gauss, dès que la vitesse de glissement est importante, on a à peu près une loi de frottement solide:

$$\tau_b = f(p_i - p) \qquad (5)$$

f étant un coefficient numérique voisin de 0,77 × pente quadratique moyenne du microrelief (fig. 3).

«Dynamique globale» d'un glacier de vallée

Cette dernière loi de frottement expliquerait bien des faits observés sur la Mer de Glace si la pression p des «cavités» sous-glaciaires était à peu près fixe et indépendante de l'épaisseur du glacier. La vitesse de glissement n'y figure pas. Elle est déterminée en quelque point éloigné, et tout le glacier réagit en bloc, les vitesses fluctuant au cours du temps de façon synchrone.

Tel est bien le cas. On peut écrire que la vitesse annuelle de glissement au point x l'année t est:

$$v(x,t) = v_0(x) + v_1(t) \qquad (6)$$

Cette expression linéaire très simple est confirmée par l'étude de l'écartement entre chevrons (bandes de Forbes) qui se forment, à la cadence d'un par an, à l'aval du chaos de séracs du Géant (Lliboutry et Reynaud, sous presse). Les bandes brunes apparaissent sur une glace pauvre en bulles et chargée d'impuretés, qui a traversé en été la zone la plus crevassée de la chute du glacier; les bandes blanches sur une glace qui a traversé cette zone en hiver, et qui s'est enrichie de neige colmatant les crevasses. (Simultanément il se produit des vagues annuelles, mais c'est un phénomène différent). Vallon (non publié), qui a étudié ces questions entre autres dans

sa thèse, a aussi relevé l'inclinaison de la foliation d'origine tectonique, foliation qui bascule progressivement lorsqu'on s'approche de la langue. Cela permet une correction: Par suite de l'ablation, les bandes brunes successives correspondent à des zones qui, au départ, étaient de plus en plus profondes.
On retrouve ainsi assez bien, à partir de diverses couvertures aériennes de la Mer de Glace, les valeurs successives de $V_1(t)$ qui ont été mesurées directement de façon discontinue, depuis 1912.
Reste à expliquer la valeur à peu près fixe de p en un lieu donné, à l'échelle de l'année. Comme, dans notre modèle hydraulique sous-glaciaire, les «cavités» communiquent avec les conduits sous-glaciaires où circule l'eau de fonte, cela semble en contradiction avec la théorie de Röthlisberger (1972), qui donne la pression dans ces conduits sous-glaciaires en état de régime.
Cette théorie est basée sur une équation exprimant qu'une fraction fixe de la chaleur dissipée dans le torrent par perte d'énergie Newtonienne sert à fondre la glace et à maintenir le conduit ouvert, bien que la plasticité de la glace tende à le refermer. En fait lorsqu'on fait les calculs numériques avec une valeur correcte pour le paramètre B de la loi de Glen, on trouve que la chaleur dissipée est surabondante. De ce fait les chenaux sous-glaciaires, la majeure partie de l'année, sont à la pression atmosphérique (ou, dans une zone surcreusée, à la pression qui existerait si le glacier disparaissait et un lac remplissait la cuvette). Ce n'est que temporairement, au début de l'été, que les conduits sous glaciaires se mettent en charge: alors $p \approx p_i$ pendant une courte période. Le reste du temps $p = 0$ (ou $p =$ valeur fixe).

Conclusion

A l'heure actuelle nous sommes ainsi arrivés à des modèles simples et cohérents pour expliquer la dynamique des glaciers alpins et avons fixé une méthodologie. Ceci est le premier exposé d'ensemble que j'en fais.
La théorie classique de Nye-Weertman est manifestement inadéquate et il faut envisager, pour les glaciers de vallée, une «dynamique globale». Les relevés annuels des fronts des glaciers ne peuvent pas être exploités pour l'instant; ceci tant que l'on n'aura pas fait pour certains glaciers une étude complète de leur dynamique.
Dans les trois années à venir nous espérons terminer nos études sur les quatre glaciers alpins où elles sont entreprises. On peut être sûr que de nouveaux phénomènes à élucider seront découverts, et que les modèles présentés ne seront alors plus considérés par mes successeurs que comme une étape transitoire dans la route du progrès scientifique.

Références

Duval, P. 1976: Lois du fluage transitoire ou permanent de la glace polycristalline pour divers états de contrainte. Annales de Géophysique, Vol. 32, No 4, 335–350.

Duval, P. 1977: The role of the water content on the creep rate of polycrystalline ice. Symposium on Isotopes and impurities in snow and ice, Grenoble, August/September 1975. Publ. AIHS No 118, 29–33.

Duval, P. 1978: Anelastic behaviour of polycrystalline ice. Journal of Glaciology, Vol. 21, No 85, 621–628.

Duval, P. 1979: Creep and recrystallization of polycrystalline ice. Bulletin Minéralogique, Vol. 102, 80–85.

Gillet, F. 1975: Steam, hot-water and electrical thermal drills for temperate glaciers. Journal of Glaciology, Vol. 14, No 70, 171–179.

Gluck, S. 1967: Détermination du lit rocheux sous la Mer de Glace par sismique réflexion. Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Vol. 264, 2272–2275.

Kamb, B. 1970: Sliding motion of glaciers: theory and observation. Reviews of geophysics and space physics, Vol. 8, No 4, 673–728.

de La Casinière, A.C. 1974: Heat exchange over a melting snow surface. Journal of Glaciology, Vol. 13, No 67, 55–72.

Lliboutry, L. 1974 a: Etudes glaciologiques au Glacier de Saint-Sorlin. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Vol. 10, 225–231.

Lliboutry, L. 1974 b: Multivariate statistical analysis of glacier annual balances. Journal of Glaciology, Vol. 13, No 69, 371–392.

Lliboutry, L. 1978: Glissement d'un glacier sur un plan parsemé d'obstacles hémisphériques. Annales de géophysique, Vol. 34, 147–162.

Lliboutry, L. 1979: Local friction laws for glaciers: a critical review and new openings. Journal of Glaciology, Vol. 23, No 89, 67–95.

Lliboutry, L. et Echevin, M. 1974: Mesure des bilans annuels en zone d'accumulation. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Vol. 10, 71–88.

Lliboutry, L. et Reynaud, L. (sous presse): Global dynamics of a temperate Valley glacier. Journal of Glaciology.

Martin, S. 1975: Wind regimes and heat exchange on Glacier de Saint-Sorlin. Journal of Glaciology, Vol. 14, No 70, 91–105.

Martin, S. 1977: Analyse et reconstitution de la série des bilans annuels du Glacier de Sarennes. Sa relation avec les fluctuations de trois glaciers du Massif du Mont-Blanc (Bossons, Argentière, Mer de Glace). Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Vol. 13, 127–153.

Nye, J.F. 1960: The response of glaciers and ice-sheets to seasonal and climatic changes. Proceedings of the Royal Society, Ser. A, Vol. 256, 398–403 and 559–584.

Nye, J.F. 1965 a: A numerical method of inferring the budget history of a glacier from its advance and retreat. Journal of Glaciology, Vol. 5, No 41, 589–607.

Nye, J.F. 1965 b: The flow of a glacier in a channel of rectangular, elliptic or parabolic cross section. Journal of Glaciology, Vol. 5, No 41, 661–690.

Nye, J.F. 1973: Water at the bed of a glacier. Symposium on the hydrology of glaciers, Cambridge 7–13 Sept. 1969. AIHS Publ. No 95, 189–194.

Reynaud, L. 1973: Flow of a valley glacier with a solid friction law. Journal of Glaciology, Vol. 12, No 65, 251–258.

Reynaud, L. 1977: Glacier fluctuations in the Mont-Blanc area (French Alps). Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Vol. 13, 155–166.

Reynaud, L. 1980: Can the linear balance model be extended to the whole Alps? World Glacier Inventory (Proceedings of the Riederalp Workshop, September 1978) AIHS Publ. No 126, p. 273–284.

Röthlisberger, H. 1972: Water pressure in intra- and subglacial channels. Journal of Glaciology, Vol. 11, No 62, 177–203.

Vallon, M. 1961: Epaisseur du Glacier du Tacul (Massif du Mont-Blanc). Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Vol. 252, 1815–1817.

Vallon, M. (non publié): Etude de la Mer de Glace. Thèse de Doctorat d'Etat, 19 mai 1967, Université de Grenoble.

Vallon, M., Petit, J.-R. et Fabre, B. 1976: Study of an ice-core to the bedrock in the accumulation zone of an alpine glacier. Journal of Glaciology, Vol. 17, No 75, 13–28.

Vivian, R. et Bocquet, G. 1972: Glaciolab 72: sept jours d'observation sous un glacier alpin. Bolletino del Comitato Glaciologico Italiano, ser. 2 Vol. 20, 53–63.

Weertman, J. 1964: The theory of glacier sliding. Journal of Glaciology, Vol. 5, No 39, 287–303.

Adresse de l'auteur:

Prof. Dr Louis Lliboutry
Directeur du Laboratoire de Glaciologie du CNRS
Service de Géophysique
2, rue Très-Cloîtres
F-38031 Grenoble Cedex

Torrents glaciaires, hydrologie et charriages d'alluvions

Albert Bezinge

Zusammenfassung

Die intensive Nutzung von Abflussmengen glazialen Ursprungs zur Produktion hydroelektrischer Energie hat die Kraftwerkgesellschaft Grande Dixence S.A. dazu geführt, die verschiedenen damit zusammenhängenden Phänomene seit dem Jahre 1948 bis heute zu studieren. Die bedeutende Wasserkraftanlage der Grande Dixence S.A. in den Walliser Alpen umfasst 35 Einzugsgebiete von 1 bis 80 km² Grösse, mit unterschiedlicher Vergletscherung und Orientierung sowie verschiedenen Mikro-Klimaten. Ihr Betrieb stellt ein wertvolles und weites Experimentierfeld dar, und die zahlreichen Anlagen und Messinstallationen erlauben die Analyse der verschiedenen Einflussgrössen.
Die Abflussmengen sind der Grundstoff für die Energieproduktion, während das transportierte Festmaterial entscheidend ist für die Abnützung der Anlagen und der hydraulischen Maschinen wie auch für die Stauraumverlandung. Diese Gesamtstudie erfasst weitgehend die Mannigfaltigkeit der hydrologischen Daten und der Feststofführung in alpinen Verhältnissen. Sie gestattet es, die Ergebnisse auf andere Gebiete der Erde mit ähnlichen klimatischen und topographischen Bedingungen wie Kordilleren, Hindukusch und Himalaya anzuwenden.

Résumé

L'utilisation intensive des torrents d'origine glaciaire pour la production d'énergie hydroélectrique a amené la société Grande Dixence S.A. à étudier les différents phénomènes précités depuis 1948 à nos jours. L'important aménagement hydro-électrique de Grande Dixence S.A., situé dans les Alpes valaisannes, comprend 35 bassins versants de 1–80 km² de glaciations et d'orientations différentes, avec des micro-climats divers. Les nombreux ouvrages et installations de mesures permettent d'analyser les différents paramètres, et l'exploitation de l'aménagement représente un précieux et vaste champ d'expériences.
L'hydrologie représente la matière première nécessaire à la production d'énergie hydroélectrique, tandis que les matériaux transportés sont synonymes d'usures des ouvrages et machines hydrauliques et dépôts parasitaires dans les bassins d'accumulation. Cette étude globale permet de mieux saisir la diversité des données hydrologiques et de charriages en régions alpines et peut s'appliquer à d'autres régions du globe à climat et topographie semblables: Cordillère, Indoukouch et Himalaya.

Généralités (fig. 1)

Depuis 1948, la Société hydro-électrique de Grande Dixence S.A. s'intéresse à l'hydrologie et aux matériaux transportés par les rivières glaciaires des vallées alpines de St. Nicolas (Mattertal) et d'Hérens. Dès 1953, les eaux de 35 bassins versants de 1 à 80 km² sont captées et mesurées. Les eaux représentent la matière première nécessaire à la production d'énergie électrique, tandis que les matériaux transportés (par suspension et charriage) sont synonymes d'usures des machines hydrauliques et de dépôts sédimentaires parasites dans les bassins d'accumulation.
Ainsi, l'exploitation de l'aménagement de Grande Dixence S.A. représente un précieux champ d'expériences, du fait que ses bassins glaciaires de haute montagne présentent des différences notables de surfaces et d'altitude, de glaciation, d'orientation, de composition géologique, de topographie, et de microclimat.

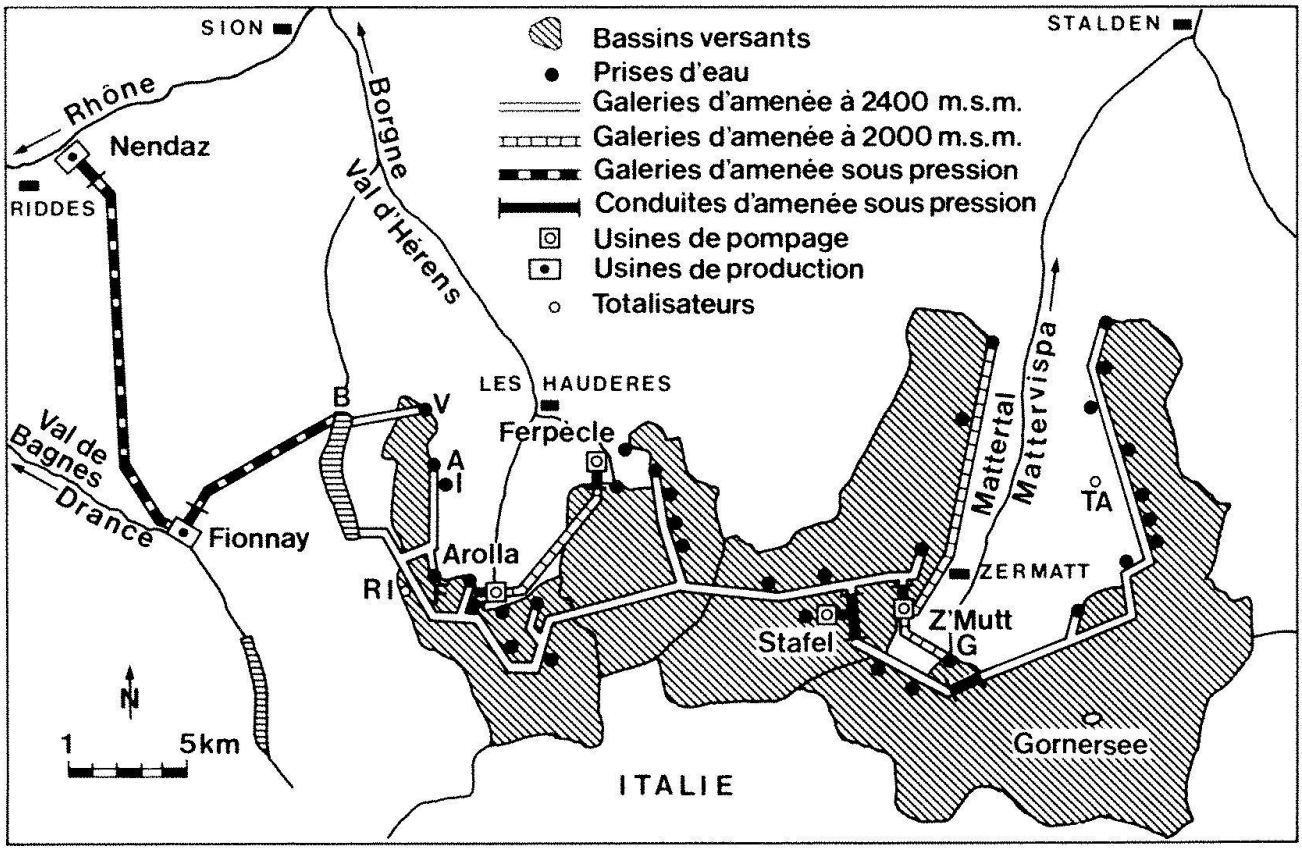


Fig. 1. Aménagement hydro-électrique de Grande Dixence S.A. Les lettres inscrites dans figure 1 signifient: B: Barrage-poids de Grande Dixence, hauteur 284 mètres. Retenue: 400 mio m³ à la cote maximale de 2364 m.s.m. Totalisateur de TA: Täschalp (2200 m.s.m.); RI: Riedmatten (2800 m.s.m.): Prise d'eau de; V: Vouasson; A: Aig[les] Rouges; I: Ignes; F: Fontanesses; G: Gorner.

Hydrologie

Comme l'indiquent Kasser et Gignoux, à long terme, l'hydrologie moyenne donne une assez bonne image des précipitations annuelles locales, tout en tenant compte de deux facteurs importants: Variations du volume des glaces (bilan de masse); Pertes par évaporation, généralement admises à 30 cm CE (Colonne d'eau).
Après 12 étés de mesures, de 1966 à 1977, on a pu déterminer les indices estivaux d'écoulement (ou lame d'écoulement = volume été)/(surface du bassin), qui représentent 96–98% des indices annuels d'écoulement.

Pour la vallée d'Hérens on relève (fig. 2):
Des indices d'écoulement élevés, malgré l'avance des glaciers de Tsidjiore-Nouve, Bertol inférieur et de Ferpècle, depuis 1971.
Des indices d'écoulement faibles sur le bassin nival des Fontanesses (pertes par infiltration) et sur Douves et Dent Blanche, à faible glaciation, orientés vers l'ouest. A relever la grande disparité des indices d'écoulement qui donne une image des micro-climats sur ces régions.

Pour la vallée de Zermatt on relève (fig. 3):
De très faibles indices d'écoulement sur les bassins de rives droites, orientés à l'ouest, malgré les hauts sommets et les taux élevés de glaciation. Il s'agit d'une région semi-aride, puisque dans le vallon de Taeschalp, le totalisateur, placé à 2200 m, mesure des précipitations de 60 cm CE/an (très faibles).
Il faut relever que les glaciers de Hohberg, Festi et Kin sont en crue depuis 5–6 ans. Les bassins de Rotbach et Langfluh présentent un déficit important par suite d'infiltrations dans des moraines.
Des indices d'écoulement importants pour les bassins de rives gauches et en fond de vallée. Les glaciers de Bis, Trift et Hohwang sont en crue depuis plusieurs années. Ces

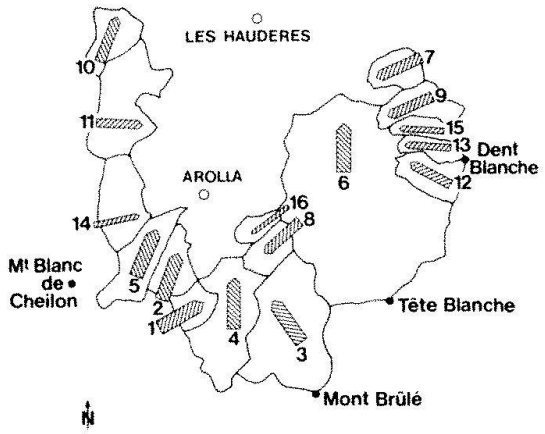


Fig. 2. Indice moyen d'écoulement estival $\bar{E}_{5-9}$ dans la vallée d'Hérens de 1966 à 1977 (été de mai à septembre).

Bassin versant		$\bar{E}_{5-9}$ m CE
1	Vuibé	1.65
2	Pièce	1.63
3	Haut d'Arolla	1.53
4	Bertol inférieur	1.48
5	Tsidjiore Nouve	1.48
6	Ferpècle-Mont Miné	1.32
7	Les Rosses	1.19
8	Bertol supérieur	1.18
9	Bricola	1.11
10	Vouasson	1.08
11	Ignes-Aigᵘᵉˢ Rouges	1.02
12	Manzettes	0.92
13	Rocs Rouges	0.90
14	Fontanesses	0.74
15	Dents Blanches	0.60
16	Douves Blanches	0.56

La largeur des flèches représente la valeur de $\bar{E}_{5-9}$.

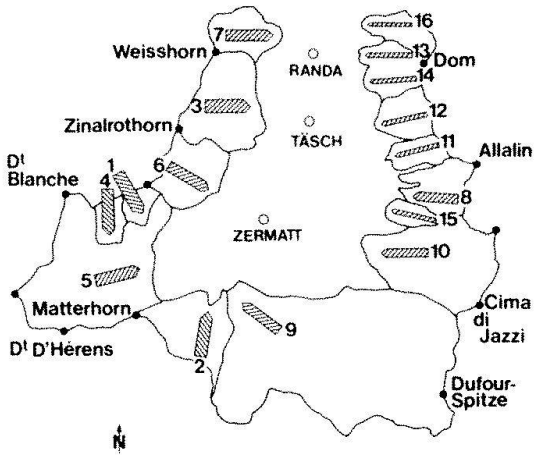


Fig. 3. Indice moyen d'écoulement estival $\bar{E}_{5-9}$ dans la vallée de Zermatt de 1966 à 1977 (été de mai à septembre).

Bassin versant		$\bar{E}_{5-9}$ m CE
1	Arb	1.54
2	Furgg-Obertheodul	1.46
3	Schali	1.45
4	Hohwäng	1.39
5	Z'Mutt	1.35
6	Trift	1.27
7	Bis	1.20
8	Mellichen	1.14
9	Gorner	1.11
10	Findelen	1.03
11	Alphubel	0.55
12	Rotbach	0.51
13	Festi	0.49
14	Kin	0.44
15	Längfluh	0.44
16	Hohberg	0.40

La largeur des flèches représente la valeur de $\bar{E}_{5-9}$.

indices élevés résultent des précipitations importantes locales (débordement du climat méditerranéen, vents locaux, etc.).
Comparé avec le climat de Chamonix, le climat de la région de Zermatt est moins favorable à la glaciation. Si Zermatt subissait le même climat que Chamonix, des glaciers descendraient des sommets de 4000 m et formeraient un glacier unique qui parviendrait à Randa ou St. Nicolas.

Indices d'écoulement maximum à Zermatt	environ 150cm CE
Indices d'écoulement maximum à Chamonix	environ 270cm CE
Limite des névés maximum à Zermatt	3300m
Limite des névés maximum à Chamonix	2800 m

Précipitations et volumes annuels

Les précipitations en haute altitude sont difficiles à mesurer du fait qu'elles se produisent souvent sous forme de neige chassée par le vent.
Par recoupement avec des sondages de neige recouvrant les glaciers, on trouve qu'un totalisateur en haute montagne ne mesure qu'une partie des précipitations nivales, avec un déficit de 10–30%.
Depuis 1960, GD (Grande Dixence) exploite un totalisateur à 2800 m d'altitude dans une large cuvette orientée au sud (Riedmatten). Le bassin versant de 4,85 km², sans glace, permet de mesurer les volumes d'écoulement pratiquement sans distorsion, si l'été est chaud avec fusion totale des neiges (fig. 4 et 5). L'écoulement doit donner a priori une

image assez proportionnelle des précipitations.

Mais deux phénomènes perturbent la corrélation:

1. Certaines années, comme en 1977, où après de grosses chutes de neige hivernales, l'été frais n'a pas réussi à faire fondre toute la neige, dont certaines zones sont restées sous forme de névés. En principe, cette neige doit fondre les années suivantes, si les conditions météorologiques estivales sont favorables.

2. Il existe des infiltrations dans les éboulis et moraines adjacentes, ainsi qu'une percolation importante dans une galerie proche, donc ce sont des eaux qui ne sont pas mesurées à la prise.

Pour 124 cm CE/an de précipitations (octobre-mai: 50 cm CE), on mesure 74 cm CE/an d'indice d'écoulement, soit un déficit de 50 cm CE qui se décompose comme suit: environ 30 cm CE/an évaporation et environ 20 cm CE/an pertes par infiltrations.

Le coefficient de corrélation entre volume et précipitations annuelles (V-P) est de 0,72.

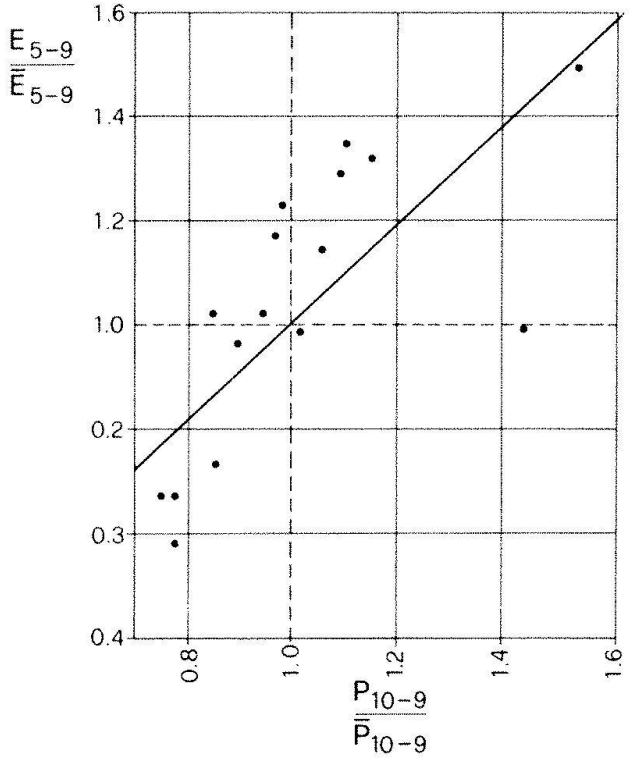


Fig. 4. Corrélation entre l'écoulement estival $\bar{E}_{5-9}$ du bassin versant de Fontanesses (4.85 km², sans glaciers) et les précipitations annuelles P_{10-9} du totalisateur de Riedmatten (2800 m.s.m.), dans la période de 1960/61 à 1976/77. Altitude maximale du bassin 3393 m.s.m. Altitude des prises 2420 m.s.m. Valeurs moyennes: $\bar{E}_{5-9} = 70$ cm CE, $\bar{P}_{10-9} = 124$ cm CE.

Si on compare les précipitations annuelles avec les écoulements de bassins glaciaires, on s'aperçoit que plus la glaciation est élevée, plus la corrélation diminue. Ainsi, pour 1964, année sèche et chaude, le bassin nival est fortement déficitaire.

Par contre, pour le bassin de Pièce (67% de glace), le volume d'eau est très supérieur à la moyenne.

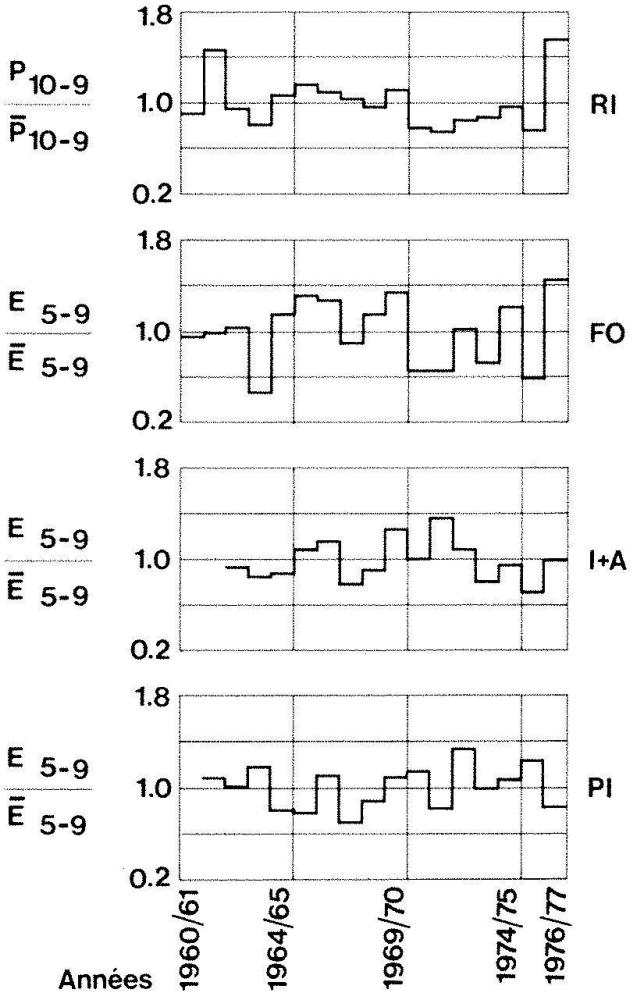


Fig. 5. Précipitations annuelles de Riedmatten et indices d'écoulement estivaux des bassins versants de Fontanesses, d'Ignes et Aiguilles Rouges ainsi que de Pièce. P_{10-9}: Précipitations octobre à septembre. E_{5-9}: Ecoulement mai à septembre. $\bar{P}_{10-9}$ et $\bar{E}_{5-9}$: Valeurs moyennes. RI: Totalisateur Riedmatten, 2800 m.s.m., $\bar{P}_{10-9} = 124$ cm CE/an.

Bassin versant	Surface km²	Glaciers km²	Glaciers %	Altitude m.s.m. max	Altitude m.s.m. min.	$\bar{E}_{5-9}$ cm CE/an
FO: Fontanesses	4.85	0	0	3393	2420	70
I + A: Ignes et Aiguilles Rouges	7.36	2.03	27	3646	2400	106
PI: Pièce	2.7	1.82	67	3796	2450	165

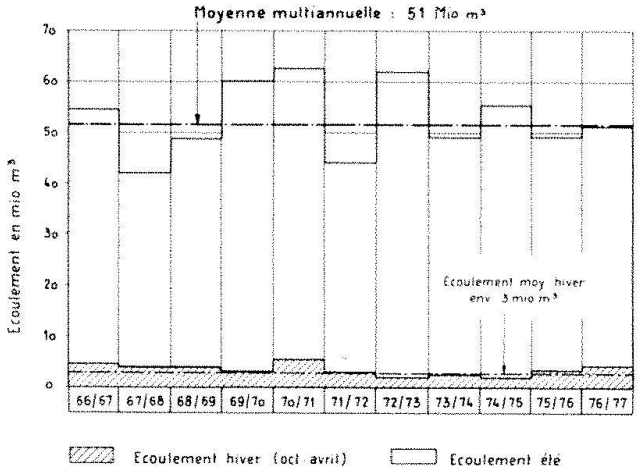


Fig. 6. Ecoulements hivernaux, estivaux et annuels mesurés de 1966/67 à 1976/77 à Ferpècle. Bassin versant: 36 km², Surface glaciaire: 22 km².

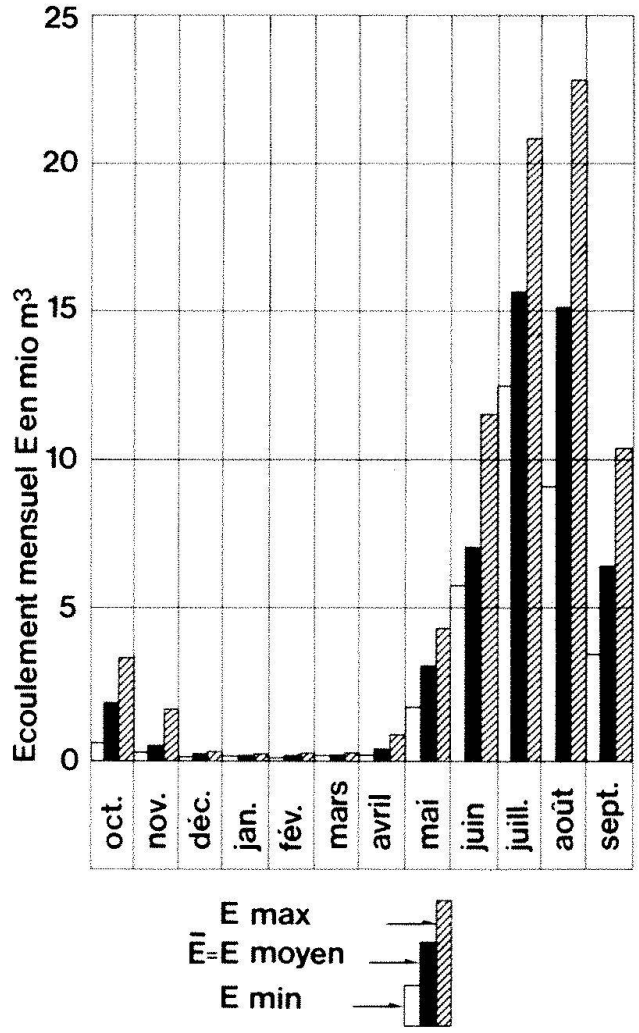


Fig. 7. Ecoulements mensuels moyens, minimaux et maximaux du bassin versant du Ferpècle, de 1966/67 à 1976/77. Bassin versant: 36 km²; Surface glaciaire: 22 km²; Glaciation 64%. Altitude maximale: 3720 m.s.m.; Altitude des prises: 1907 m.s.m. Orientation: Nord. Indice d'écoulement annuel: ~1.42 m CE (été: 1.34 m CE)

Le phénomène inverse se produit pour l'année 1977: précipitations importantes, été frais.

Bassin de Ferpècle

Le volume d'eau annuel d'un bassin glaciaire (64%), prise à 1907 m, se décompose comme suit (fig. 6 et 7): hiver d'octobre à avril environ 5%; été de mai à septembre environ 95%.
Plus l'altitude de captage s'élève, plus la part d'hiver diminue pour arriver à 1% à 2400 m d'altitude.
Les volumes d'eau mensuels fluctuent sensiblement en fonction des conditions météorologiques. De décembre à mars, ils sont assez constants; dispersions très faibles autour de la moyenne. Par contre en octobre, novembre et d'avril à septembre, les fluctuations sont très grandes.

Ecoulements mensuels

La participation mensuelle des écoulements varie selon la glaciation. Ainsi, un bassin nival fournira beaucoup d'eau dès le début de l'été, tandis qu'un bassin glaciaire fournira l'essentiel de l'eau dès le milieu de l'été (fig. 8).

Débits journaliers

Les débits moyens journaliers d'été (fig. 9) varient selon l'enneigement hivernal (couverture neigeuse), les conditions climatiques, les dimensions du glacier, la saison et la limite du névé.
Ainsi, la fig. 9 montre les débits moyens journaliers du grand bassin de Gorner, lors d'une année chaude. Les grands glaciers amortissent les variations climatiques et les débits sont en quelque sorte «freinés» en cas de refroidissement ou de réchauffement, surtout en début de saison. Après un hiver à faible enneigement, on a sur l'ensemble de l'été des rayonnements et des températures élevées, sauf à la fin de chaque mois, avec un nouvel enneigement du glacier dans sa zone d'ablation. A relever l'ampleur du rapport des volumes journaliers maxima et minima lors d'un été chaud.

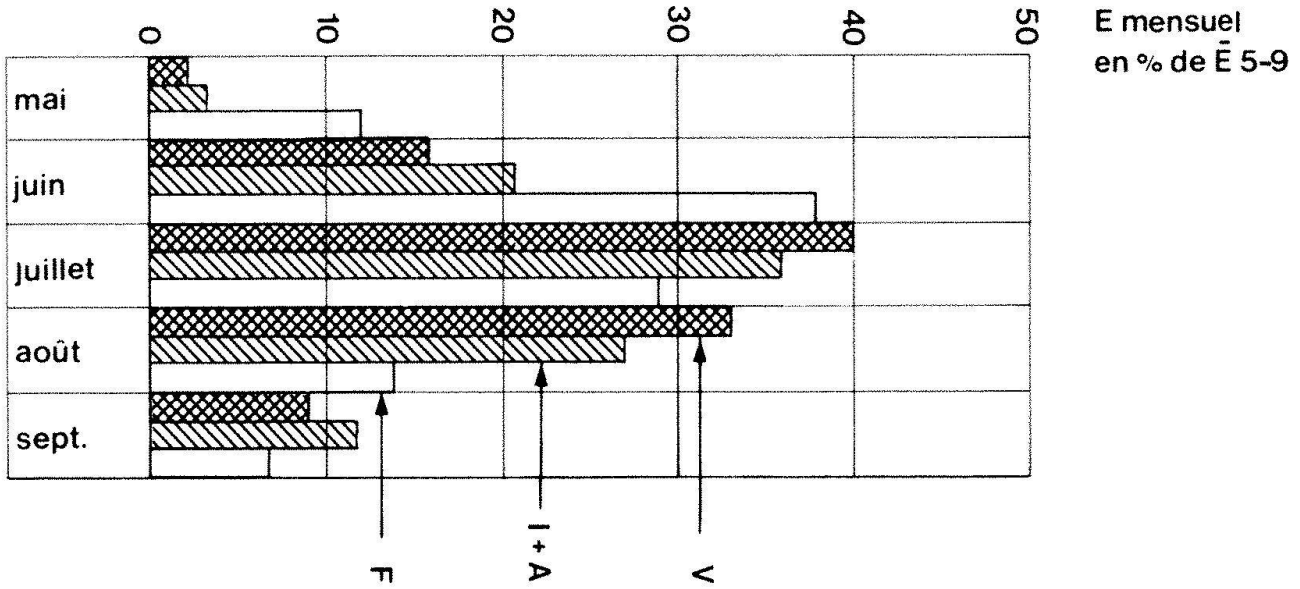


Fig. 8. Indices moyens d'écoulements mensuels Ē de trois bassins versants voisins de glaciation différente, en % des indices moyens d'écoulements estivaux $\bar{E}_{5-9}$ de mai à septembre, de 1963 à 1971.

Bassin versants		Surface km²	Glaciers km²	%	Orientation	$\bar{E}_{5-9}$ cm CE
V	Vouasson	3.14	1.93	61	Nord-Est	105
I + A	Ignes + Aiglles Rouges	7.36	2.03	27	Est	102
F	Fontanesses	4.85	0	0	Est	71

Remarque: Les débits d'hiver doivent représenter 2 à 3% des volumes d'été pour Vouasson, Ignes et Aiglles Rouges, et 15 à 20% pour Fontanesses.

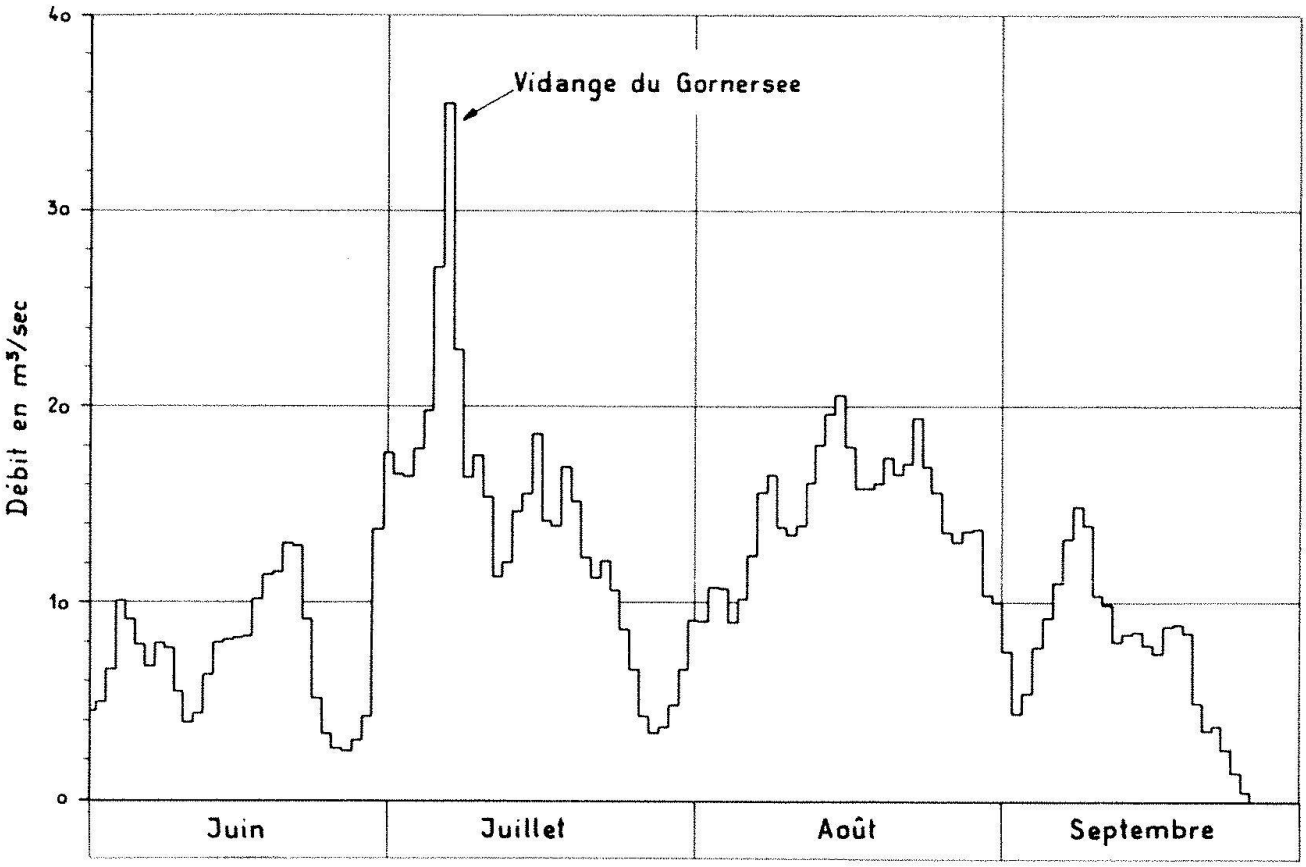


Fig. 9. Débits moyens journaliers mesurés dans la prise du Glacier du Gorner en été 1973. Bassin versant: 80.6 km²; Surface glaciaire: 61.6 km²; Glaciation: 76%.

Débits instantanés

En début de saison, la courbe journalière des débits est relativement plate, puis elle se module selon une sinusoïde déformée avec un rapport d'amplitude $(Q_{max})/(Q_{min})$ qui est très élevé en fin d'été (fig. 10 et 11). De plus, pour le bassin de Stafel, les heures d'écoulement des débits minima et maxima passent respectivement de 11 et 20 h. en début d'été, à 9 et 17 h. en fin d'été.

Ces phénomènes proviennent de la couverture neigeuse qui crée, surtout en début de saison, une rétention d'eau et qui disparaît en fin de saison; limite élevée du névé; et des canaux d'écoulement sous-glaciaires se recréant et s'agrandissant au fur et à mesure, avec l'été, en facilitant le passage de l'eau.

Elliston a remarqué sur le glacier du Gorner qu'en début de saison presque toutes les eaux de fusion s'écoulent en surface, puis par un phénomène régressif, avec la remontée de la limite du névé, elles s'écoulent à l'intérieur du ou sous le glacier.

Martinec, après examen des courbes de débits glaciaires, a établi un coefficient de tarissement. Ainsi on s'aperçoit que sur un grand glacier on peut avoir, dans le débit de sortie du glacier, des eaux qui proviennent de fusion de plusieurs jours en arrière (rétention).

Afin d'illustrer le rapport de modulation des

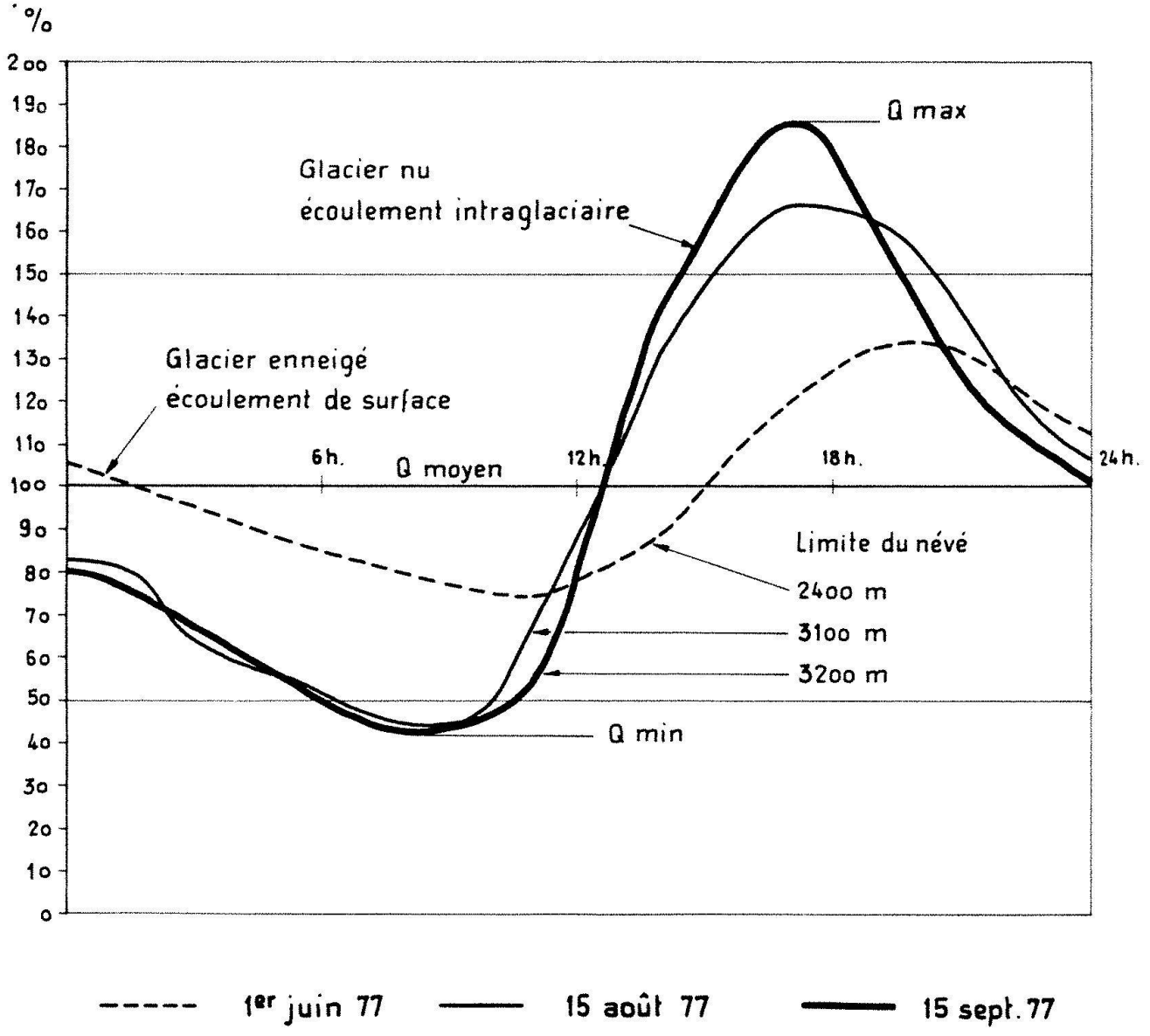


Fig. 10. Débits du bassin versant glaciaire de Z'Mutt en % du débit moyen journalier, les 1er juin 1977, 15 août 1977 et 15 septembre 1977. Surface du bassin: 35.2 km², Surface des glaciers 19.4 km² (en 1955). Orientation: Est.

débits en fonction des saisons, on a reporté le rapport $(Q_{max})/(Q_{min})$ pour le bassin de Stafel (glacier de Z'Mutt) en 1977 et en 1978.
En 1978, du fait des grosses chutes de neige hivernales et de l'été frais, ce rapport est réduit de 30% environ.

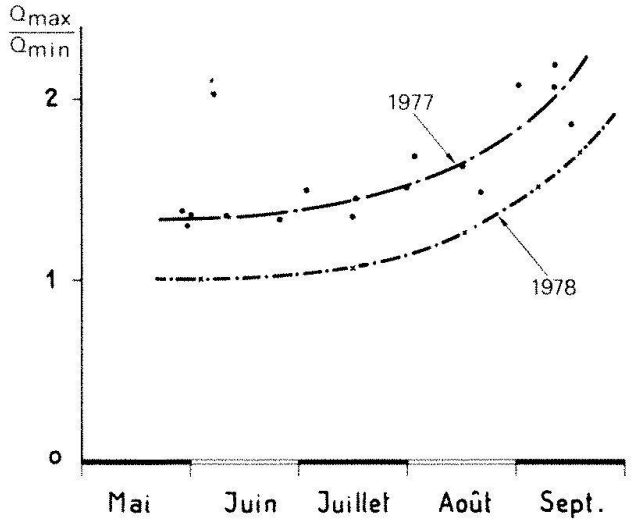


Fig. 11. Rapport des débits Q maximum/Q minimum en fonction de la saison, de mai à septembre, du bassin versant de Z'Mutt, en 1977 et 1978. Limite de névé maximale: ~3200 m.s.m.

Albedo: paramètre important de fusion

L'albedo se définit comme le rapport du rayonnement réfléchi au rayonnement incident, dans la gamme des ondes courtes. En 1965, partant d'expériences faites en Antarctique par Lorius, nous avons équipé un hélicoptère de solarigraphes Morikofer, l'un mesurant le rayonnement total du ciel, l'autre mesurant le rayonnement réfléchi par le sol. Après étalonnage au glacier d'Aletsch, par une équipe du VAW (professeur Kasser) opérant sur la glace, nous avons pu déterminer que la hauteur maximale de mesure pour le rayonnement réfléchi ne devait pas dépasser 50 m et que la rotation des pales de l'hélicoptère ne perturbait pas les mesures de rayonnement total (sans ombre de la cabine). Le 21 août 1965, nous avons pu effectuer rapidement des mesures d'albedo sur les axes longitudinaux des glaciers de Gorner, de Findelen, de Z'Mutt et de Ferpècle (fig. 12).
A priori, l'albedo d'un glacier varie peu au cours des ans, mis à part des «encrassements» occasionnels de retombées de poussières provenant du Sahara.

Pour Findelen, on a:

	Altitude	Albedo
Glacier dégagé de neige	2500	0,17
Glacier dégagé de neige	2900	0,22
Limite du névé inférieur	3000	0,35
Limite du névé supérieur	3150	0,70
Pour d'autres glaciers:		
Z'Mutt, glacier «noir» (sans neige)	2400	0,18
Z'Mutt, chutes de séracs	2900	0,40

Un glacier dégagé de neige absorbe donc 2,5 fois plus d'énergie de rayonnement qu'un glacier enneigé, d'où grossièrement une fusion de glace 2,5 fois plus importante.

Crues particulières

Certains phénomènes accidentels viennent perturber les débits naturels de fusion.

Précipitations orageuses

Des orages en début ou en fin de saison n'ont pas la même influence. Au début de saison, la neige provoque une rétention des précipitations, d'où un amortissement sur les crues. Par contre en fin de saison les glaciers libres de neige ruissellent et favorisent des écoulements rapides (canaux de drainage agrandis). En août 1971, lors d'un orage avec des précipitations de 25–35 mm en 12 heures, on a mesuré les débits de crue. On a calculé les débits spécifiques de crue et on a tracé la droite enveloppe de débits maxima spécifiques, en fonction des surfaces, soit 1 m^3/sec./km^2 pour un bassin de 2 km^2, contre 0,4 m^3/sec./km^2 pour un bassin de 80 km^2. Il s'agit de débits de crue rapide sans rétention des précipitations.
Depuis 100 ans, Zermatt a subi 2 fois des précipitations maximales qui ont dépassé 100 mm en 24 heures. Pour ces précipitations on peut s'attendre à des débits de crûe 4 à 5 fois plus élevés. EdF en appliquant la méthode Gradex au bassin de Stafel, trouve une crue centennale de 60 m^3/sec., soit un débit semblable à celui que l'on peut trouver par extrapolation de la droite enveloppe. Toutefois, on est loin des 12–15 m^3/sec./km^2 mesurés sur les bassins de la Melezza et d'Isorno (Tessin), lors de l'orage catastrophique du 7 août 1978.

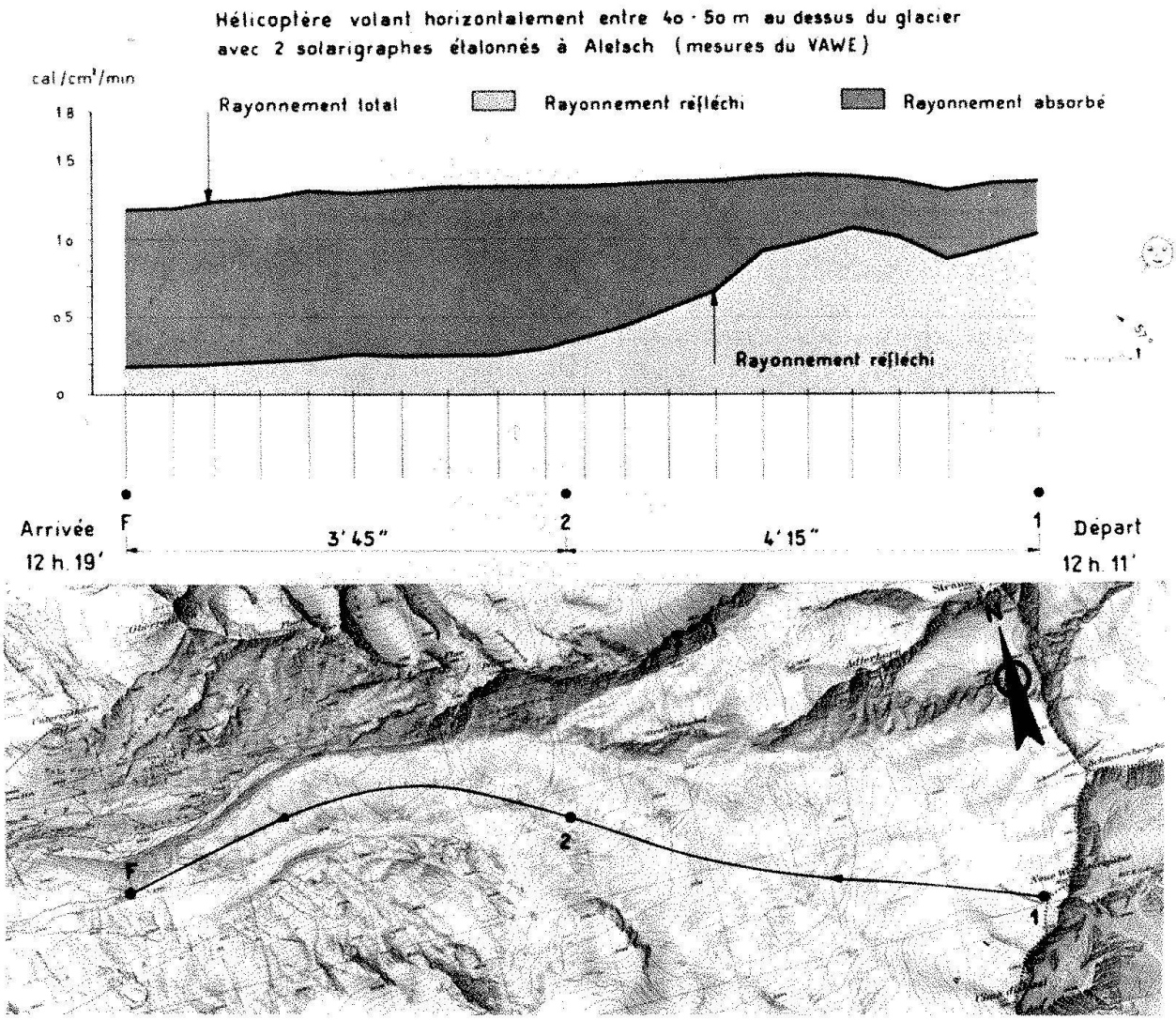


Fig. 12. Mesure d'albedo sur l'axe longitudinal du Glacier de Findelen le 21 août 1965.

Débâcles glaciaires

Les sinistres débâcles glaciaires de Gietroz et de l'Allalin sont encore en mémoire. Ce qui l'est moins, ce sont des débâcles de faible importance provenant de petits glaciers, en général en crue et qui en été et quelquefois en hiver, laissent s'écouler 1–3 m³/sec. pendant quelques heures. Ces eaux peuvent s'accumuler (intra ou sous-glaciaire) pendant des années à la limite des névés (Hohberg 1966) et se vidanger de façon aléatoire, après plusieurs années de rétention.

La débâcle glaciaire la mieux connue et la plus régulière est celle provenant du lac du Gorner (2600 m) (fig. 13), situé à la confluence des glaciers du Gorner et du Grenz. Ce lac, observé par Lambien en 1680 déjà, se vidange chaque année de fin juin à début septembre, avec des débits élevés dont le maximum connu est celui de 1944, avec un débit maximum de 200 m³/sec. (croix de la Douane de Zermatt: plan d'eau jusqu'à mi-hauteur).

Depuis 1965, GD mesure le niveau de montée des eaux dans le lac et le débit à la sortie du glacier.

La courbe de vidange de 1969 montre les débits qui augmentent de façon irrégulière pendant 3 jours et qui brusquement diminuent pour revenir au débit normal de fusion du glacier. Dès le premier jour de vidange, les eaux sont chargées de sédiments jaunes caractéristiques. Ensuite, des «gravillons» de glace et des blocs importants sont arrachés par les écoulements intenses intra ou sous-glaciaires (mis en charge hydro-statique du glacier) (fig. 13).

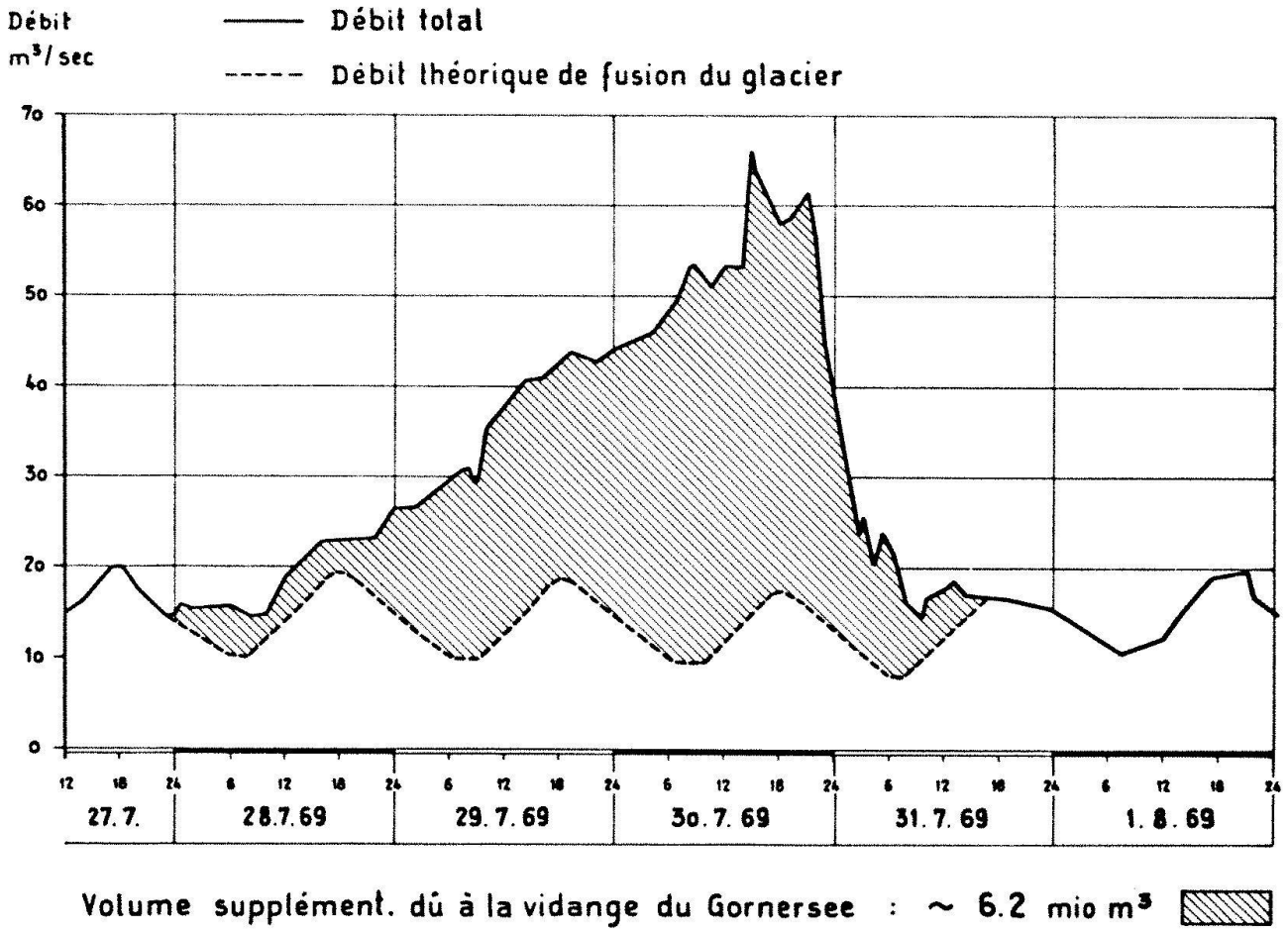


Fig. 13. Vidange du Gornersee en juillet 1969. Débits mesurés à la prise de Gornera.

Quelquefois, par suite d'un refroidissement estival, le lac se remplit à nouveau et peut créer une deuxième vidange de faible importance en fin d'été (septembre 1977).
Le mécanisme d'obstruction et d'ouverture des canaux n'est pas encore éclairci mais les influences de différents phénomènes permettent d'émettre des hypothèses plausibles:
Glace froide du Grenz −2, −3 °C (H. Röthlisberger).
Surcreusement important du bed rock au droit du Gornergrat, avec existence d'un plan d'eau important à l'intérieur du glacier.
Ecoulement continu des glaces dans la zone d'accumulation, en opposition avec les écoulements différentiels de la zone d'ablation (élevés en été, faibles en hiver).
Les fluages verticaux de la glace sans eau sous-glaciaire, donnent l'hypothèse la plus favorable pour expliquer l'obstruction des canaux. A relever qu'en 1976, des employés GD ont pu pénétrer dans des galeries naturelles sous 150 m de la surface glaciaire, en aval du lac du Gorner.

Remarques

L'hydrologie des bassins versants alpins est très variable et n'est par régulière au cours des ans. De plus, les variations de surfaces glaciaires influencent l'hydrologie à long terme.
A titre documentaire, les glaciers valaisans, entre 1915 et 1968, ont diminué de surface, soit environ de 160 km². Kasser a calculé qu'à des conditions climatiques semblables, le volume estival du Rhône présente un déficit de 700 mio de m³ environ. Ce phénomène s'est aussi produit sur les bassins analysés dans cette étude. Relevons encore que le débit d'eau annuel d'un bassin glaciaire représente environ 1 à 2% du volume des glaces stockées.

Matériaux en suspension et charriages: alluvions

Les glaciers et les torrents glaciaires érodent les terrains et les matériaux arrachés vont des

blocs les plus gros (100 m³) aux grains les plus fins. Ces transports solides sont très sensibles aux orages, aux débits de crue et à leurs répartitions, ainsi qu'aux moraines résiduelles et à la géologie.

Matériaux en suspension sur torrents glaciaires

Ces matériaux fins proviennent essentiellement du frottement du glacier sur son lit rocheux et de l'abrasion élevée du torrent glaciaire en été. La détermination des concentrations et des matériaux transportés intéressent les sociétés hydro-électriques, car elle permet de déterminer l'importance des dépôts sédimentaires.
Dès 1961, Grande Dixence, en prévision des ouvrages de décantation, a exécuté des mesures de concentrations sur les eaux du glacier du Gorner. Avec 3 mesures par jour, on s'est aperçu de la grande variabilité des concentrations pas du tout corrélées avec les débits (fig. 14).
Dès 1972, Grande Dixence partant des expériences réalisées par Collet et Bruschin, a mesuré les concentrations sur différents torrents. Pour ne pas travailler avec de l'appareillage délicat elle a mis au point un cône décanteur de 50 l muni d'un tube réservoir volumétrique en plexiglas qui récupère les sables et limons. Chaque jour à 13 h (passage au débit moyen), on prélève 50 l d'eau dans le torrent où les écoulements sont torrentiels, et on laisse décanter pendant 24 h. On procède à la mesure des sables déposés et à la vidange et on recommence l'opération. Après étalonnage de l'appareil, on a pu tracer des droites de corrélation entre concentrations et débits pour différents torrents.
Il est certain que ces résultats ne sont pas parfaits. Les erreurs proviennent de l'horaire du prélèvement, de l'emplacement du prélèvement, du prélèvement journalier unique.
D'après Collins (fig. 15), qui depuis 4 ans exécute des mesures détaillées, soit heure par heure (avec des bouteilles de 1 litre), soit par enregistrement continu (turbidigraphe) ou encore en recoupant ces mesures avec le cône de 50 l (prélèvement à 13 h.), il apparaît que pour les volumes moyens journaliers de sédiments cette méthode est la meilleure, car elle présente deux facteurs positifs:
Fiabilité excellente et importance des volumes en jeu. De plus, il existe une compensation des mesures extrêmes par l'effet de statistique.
Les mesures d'eau brutes sur le torrent glaciaire du Gorner indiquent des concentrations maxima de 5 à 6 gr/l. Collins a trouvé quelques valeurs sporadiques maxima de 12 gr/l pendant la vidange du lac du Gorner du 31 juillet 1974, valeurs à mettre en regard avec les 4,5 gr/l trouvés par Bruschin sur la Borgne 1966–1969.
Le record de concentration, mesuré en 1909 sur la Drance, est de 36 gr/l. Pardé a mesuré sur l'Isère 150 gr/l.
La densité de l'alluvion déposée dans l'eau, dont il faut tenir compte pour les calculs de colmatage, est le rapport (poids matériel sec)/(volume du dépôt sédimenté) sans tenir compte des effets de tassement à long terme. Après des étalonnages on a relevé la densité de 1,6 comme Collet et d'autres.
Pour comparer les transports solides en suspension on a pris deux années de débits différents, soit l'été 1973, chaud et à gros débits, et l'été 1974, frais et à faibles débits, et a trouvé les valeurs suivantes:

Glacier	Surface du bassin versant en km²	Débit solide en suspension en m³/km² en été		en T/mio m³ d'eau en été	
		1973	1974	1973	1974
Gorner	80	1320	835	1470	1070
Stafel	36	400	500*	430	610*
Bertol inférieur	8.2	110	65	93	83
Tsidjiore Nouve	4.8	500	120	510	180

* Stafel: Influence de plans d'eau saturés ou pas en amont de la prise.

A relever la grande dispersion des résultats de Tsidjiore, car chaque année des poches glaciaires de 1–1,5 m³/sec. transportent beaucoup de «fines». A titre documentaire, la vidange du lac de Gorner en 1974, pendant 4 jours, a transporté environ 25 000 m³ contre un total estival de 67 000 m³. Pour 1975 (été frais), Collins a mesuré sur le Gorner environ 30 000 m³ (environ 48 000 t) et 5000 t pour la dissolution des roches.

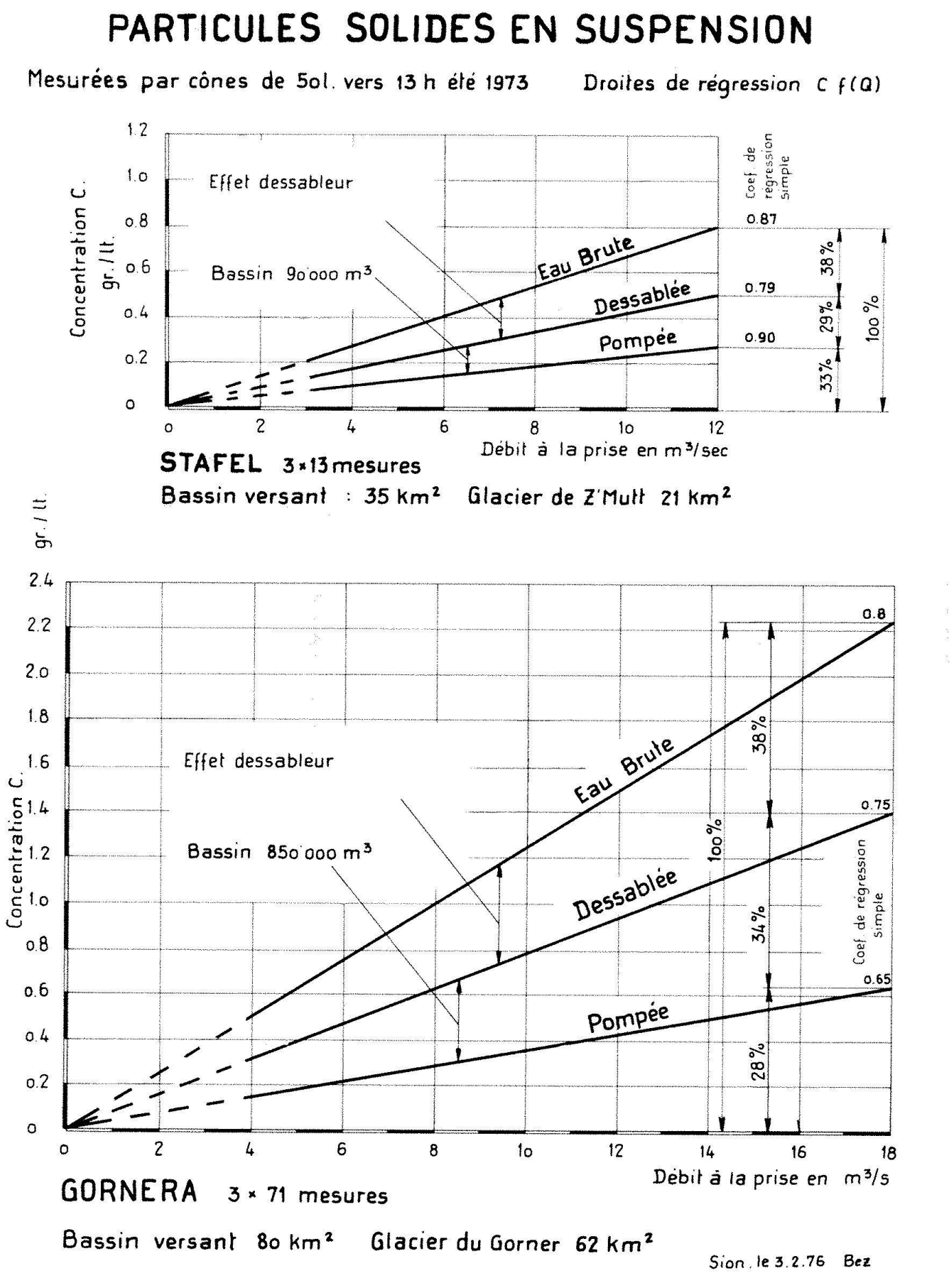


Fig. 14. Concentration de particules solides en suspension en fonction des débits aux prises de Stafel et de Gornera.

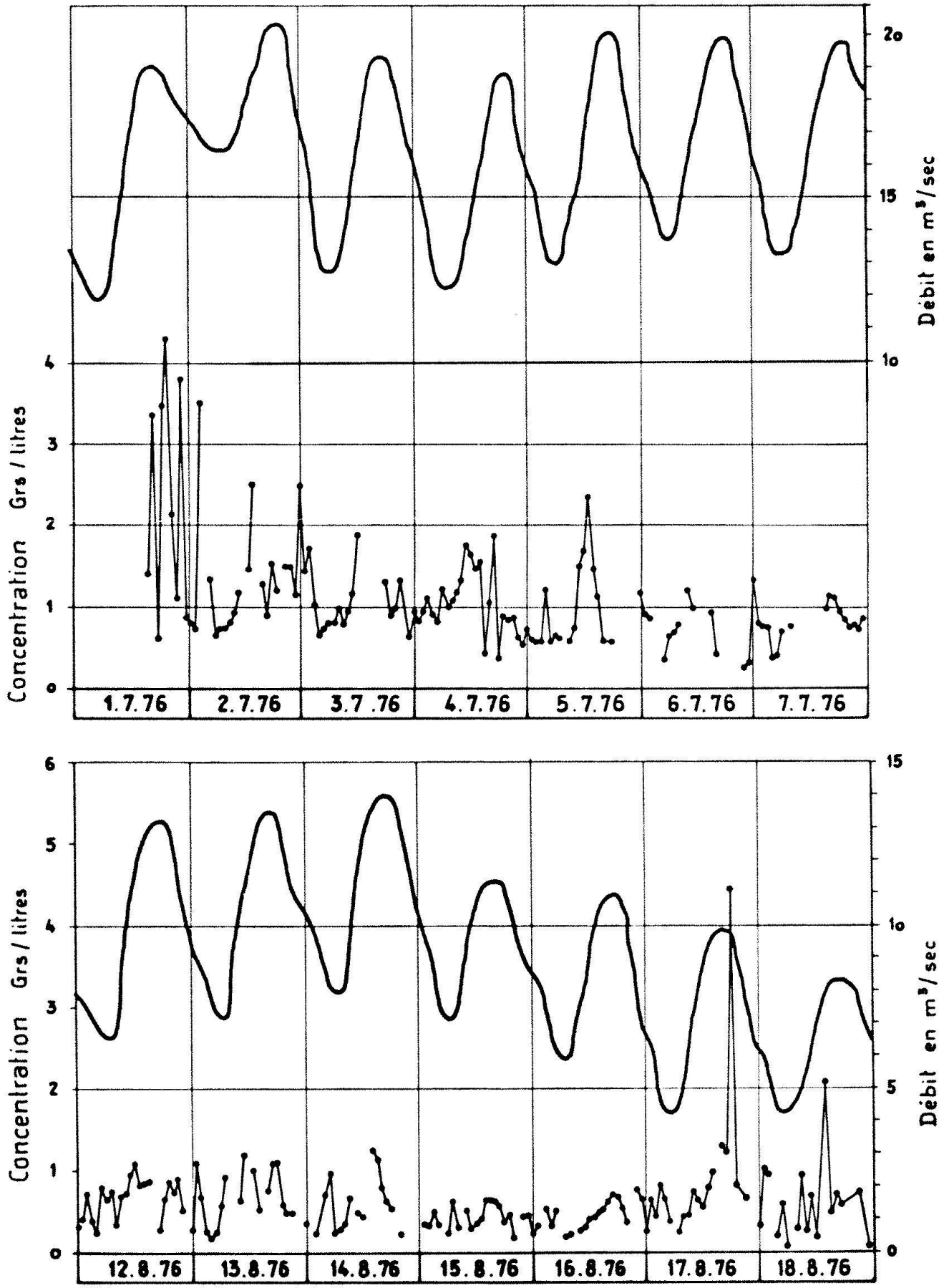


Fig. 15. Débits et concentration des matériaux en suspension à la prise du Glacier du Gorner, mesurés par Collins (University of Manchester).

Ces valeurs recoupent certaines mesures anciennes:

Massa	500 m^3/an/km^2
Dixence	650 m^3/an/km^2
Drance	850 m^3/an/km^2
Arve, Genève 1890	
année moyenne	500 m^3/an/km^2

Pardé cite des transports solides en Italie de 4000–5000 m^3/an/km^2.

A Palagnedra (Tessin), l'unique orage du 7 août 1978 a donné environ 15000 m^3/km^2 en matériaux sédimentés et charriés.

Relevons qu'à débits égaux, les concentrations sont plus élevées en début qu'en fin d'été (fonte des neiges, moraines gorgées d'eau).

Des mesures comparatives de concentrations montrent l'influence approximative d'ouvrages hydro-électriques, tels que dessableurs classiques (vitesse de translation à débit nominal 20 cm/sec., efficacité 35–50%, selon les débits) et bassin de compensation de 100000 à 800000 m^3, (efficacité 30–40%).

Matériaux en suspension dans des lacs

Les concentrations de matériaux en suspension dans le lac d'eau glaciaire de Z'Mutt, 800000 m^3, ont été déterminées par 2 méthodes:

Mesures instantanées par prélèvement de 1 litre (bouteilles de Friedinger) à différentes profondeurs, avec filtrat et pesage.

Il existe un courant de densité à partir de 11–12 m^3/sec. qui par recoupements s'écoule à une vitesse de 0,4–0,5 m/s.

Les concentrations sont 3 à 4 fois plus élevées en profondeur qu'en surface. Par contre, les concentrations de fond sont 2 fois plus faibles que les eaux d'arrivée, ce qui met en évidence un phénomène de dilution partielle (fig. 16).

Mesures de sédimentations de plusieurs jours dans des tubes placés à différentes profondeurs du lac: Les concentrations sont relatives, mais elles intègrent bien les variations. Elles confirment les mesures instantanées et donnent des concentrations de fond 4 à 7 fois plus élevées qu'en surface. De plus, en analysant les fines récupérées, on s'aperçoit que les courbes granulométriques varient. Ainsi, tous les grains supérieurs à 40 μ (plus de 60%) qui s'écoulent dans le fond du lac ne se retrouvent plus 30 m plus haut (fig. 17).

La macrophotographie des sédiments par microscope électronique permet l'analyse de détails des particules en suspension, en majeure partie des grains de silices, aux surfaces très rugueuses, aux aspects brisés et éclatés et en formes généralement lamellaires.

Du fait des eaux à basses températures (1–2°C), la viscosité cinématique est élevée. Ainsi les particules soumises à des forces importantes de viscosité (forces gravitaires faibles) ne se décantent que très lentement; c'est pourquoi tous les lacs glaciaires sont troubles et de couleur différente, déterminée par la roche locale (fig. 18).

L'examen des courbes granulométriques des sédiments à différents endroits démontre bien ces phénomènes: Les dessableurs ne sont efficaces qu'à partir de 30 μ jusqu'à 200 μ. Le lac de Z'Mutt, long et profond, est efficace de 10–15%, dans toute la gamme de granulométrie.

Pour le lac de Grande Dixence, contenance 400 mio m^3, profondeur maximum 200 m, l'efficacité pour la sédimentation est très grande. Ceci provient surtout de l'arrivée des eaux à l'extrémité amont du lac, tandis que le soutirage de l'eau se fait au barrage, 5,5 km en aval. Pour l'été 1975, année hydrologique moyenne, on a mesuré une concentration moyenne de 0,4 gr/l sur l'arrivée des eaux. Compte tenu des 350 mio m^3 d'eau, ce sont environ 140000 t de sédiments qui se sont déposés dans le lac, soit environ un volume de 90000 m^3.

Les importants soutirages d'eau ne se produisent qu'en hiver et on a mesuré des concentrations de 0,004–0,01 gr/l sur les eaux turbinées, soit un volume très faible de matériaux évacués du lac.

On peut estimer les volumes annuels extrêmes de sédiments déposés dans le lac de Grande Dixence entre environ 50–60000 m^3 pour un été frais et environ 120–150000 m^3 pour un été chaud.

Charriages

Reste le problème des charriages des matériaux roulés sur le fond du torrent ou en saltation. Les estimations que nous avons faites sont tirées du nombre de purges annuelles que nous exécutions sur les bassins de prédégravage.

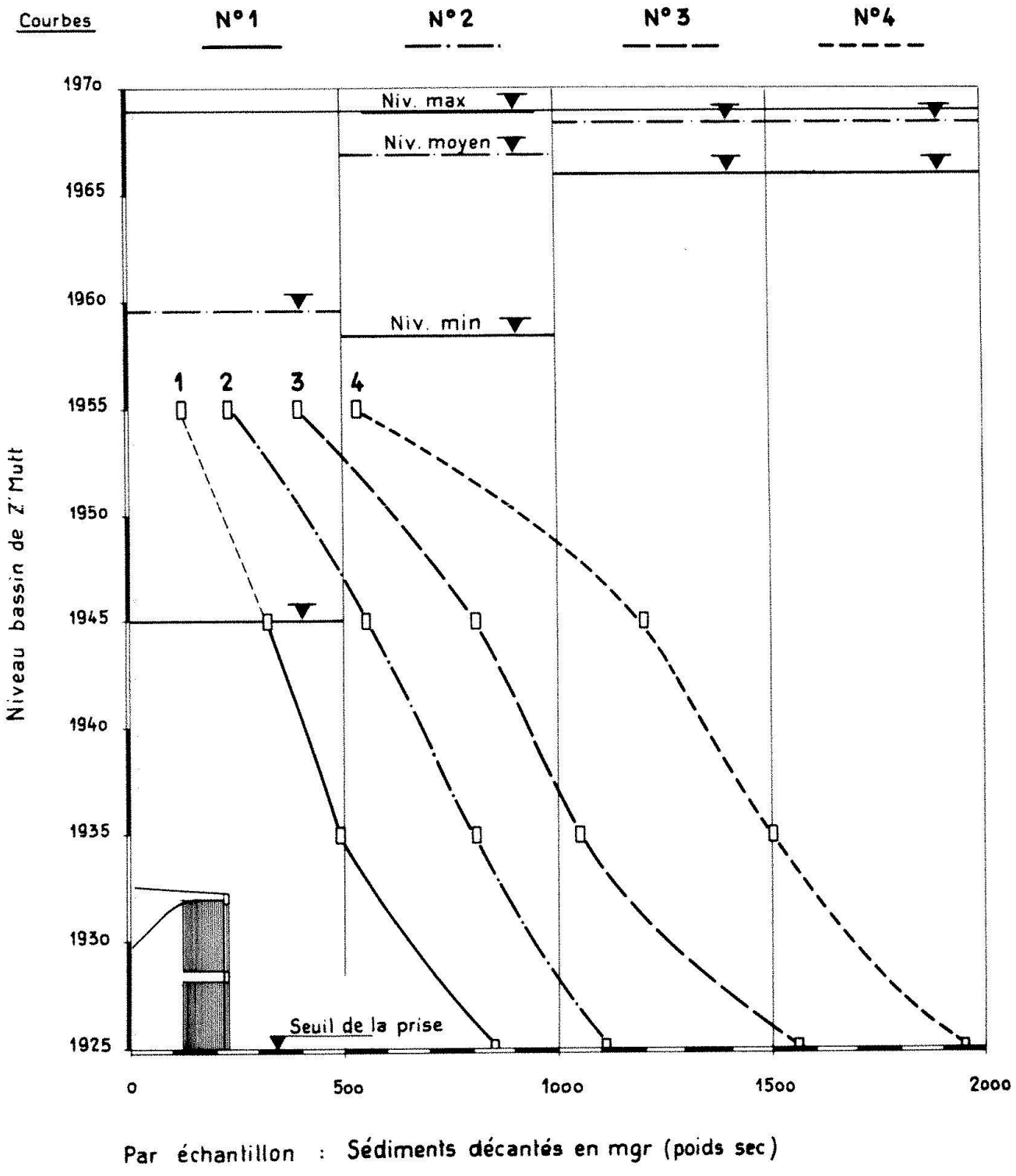


Fig. 16. Prélèvement des sédiments dans le lac de Z'Mutt en été 1977. Courbes ramenées à 10 jours.

Courbes No.	Période des mesures	Pompes No.	Marche des pompes
1	14.6.–7.7.	No. 1 + 2 + 5	intermittent
2	13.7–27.7	No. 1 + 2	permanent
3	8.7–13.7	No. 5	intermittent
4	7.7– 8.7		

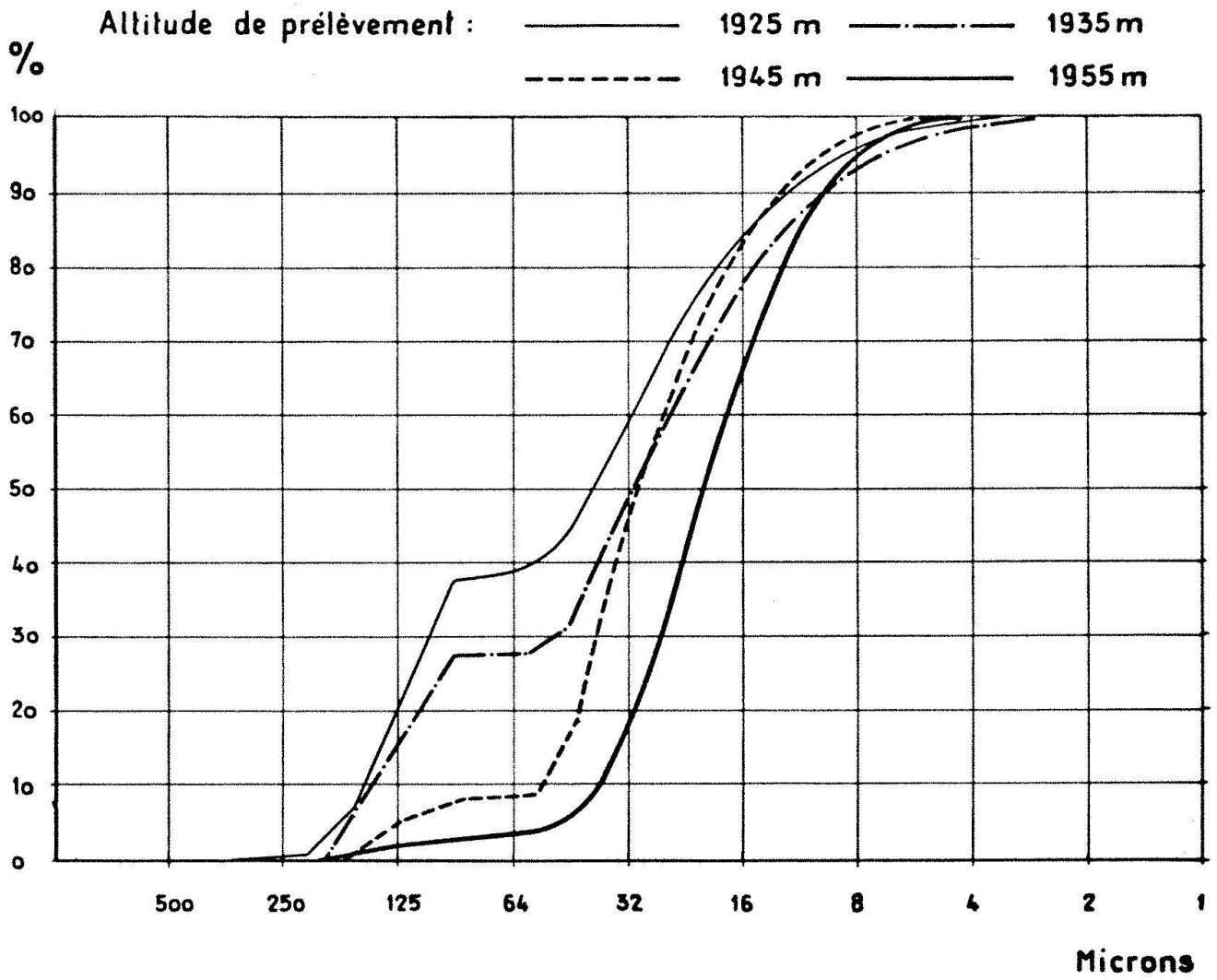


Fig. 17. Granulométrie des matériaux fins en suspension prélevés à différentes profondeurs du lac de Z'Mutt (niveau maximum à 1970 m.s.m.).

Gorner 80 km²	17000 à 35000 m³/an
soit	200 à 450 m³/km²/an
Stafel 36 km²	8000 à 15000 m³/an
soit	215 à 420 m³/km²/an
Ferpècle 36 km²	5000 à 12000 m³/an
soit	140 à 330 m³/km²/an
Bertol inf. 8,2 km²	1200 à 4000 m³/an
soit	150 à 500 m³/km²/an
Tsidjiore 4,8 km²	400 à 2000 m³/an
soit	80 à 400 m³/km²/an

Lorsqu'on compare les volumes spécifiques des matériaux transportés par suspension avec les matériaux transportés par charriage, on relève:
Pour Stafel et Tsidjiore, des volumes semblables.
Pour Gorner, les matériaux fins sont trois à quatre fois plus importants que les graviers.
Pour Bertol, qui reçoit les matériaux de trois bassins supérieurs, ainsi que la disposition de grandes moraines latérales instables, expliquent la dispersion des résultats: graviers deux à trois fois plus élevés que les matériaux fins.

Remarques

Certains bassins glaciaires comme Arb, Trift, Bis et Festi, présentent très peu de matériaux charriés ou en suspension. Seuls des orages localisés comme aux Rosses ou à Vouasson (schiste) peuvent déclencher des coulées morainiques ou de boue de plusieurs milliers de m³.
Un phénomène semblable se produit lors de débâcles glaciaires, comme à Kin où avec 100000 m³ d'eau écoulés (débit de pointe 4–5 m³/sec.), on a retrouvé 70–80000 m³ de matériaux transportés sur la route et la voie de chemin de fer Viège–Zermatt. Ils prove-

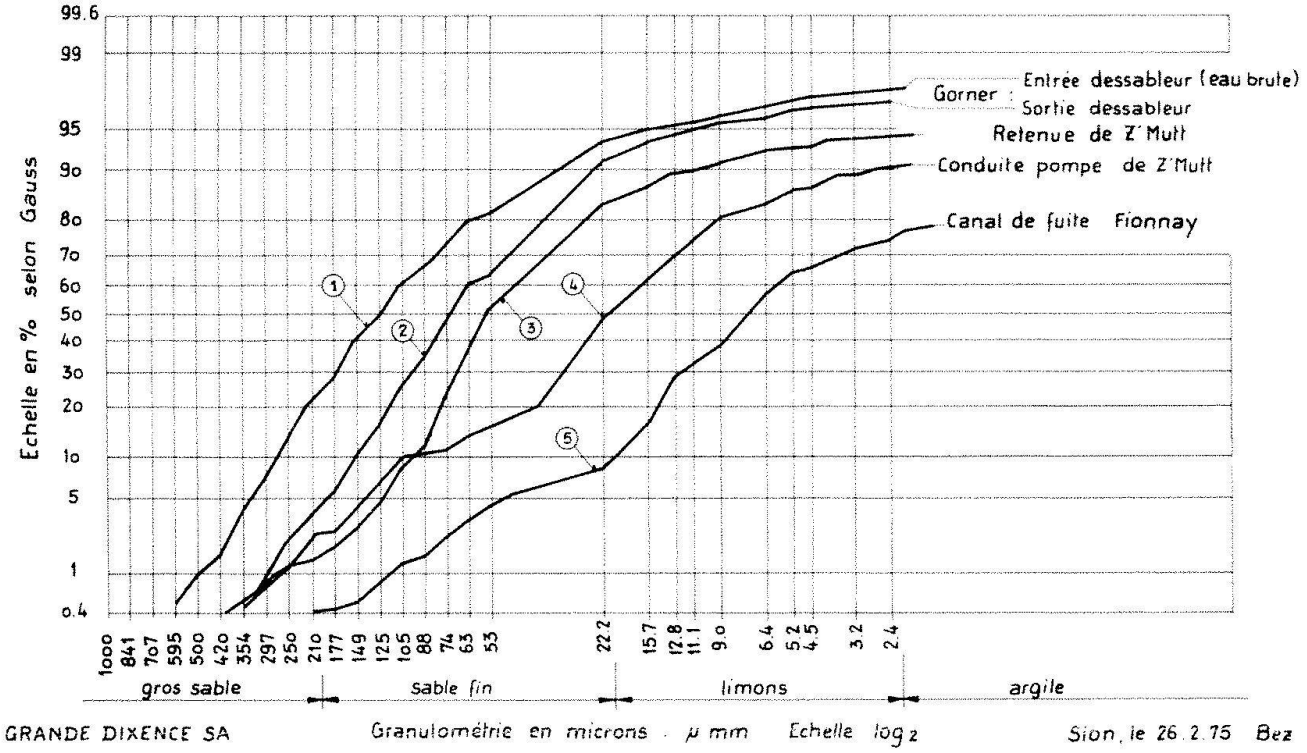


Fig. 18. Courbes granulométriques des matériaux déposés en été 1972 dans les ouvrages de Gorner, de Z'Mutt et de Fionnay (Analyses effectuées par le Laboratoire de Géomorphologie de l'Université libre de Bruxelles).

naient d'écoulements et d'érosions de 2800 m à 1400 m d'altitude.

Relevons les phénomènes de paroxysme où lors d'un orage en octobre 1977 sur le bassin versant de Ferpècle un lac naturel de 2 ha a été comblé par des charriages de matériaux comparables à quatre ou cinq ans de transports normaux.

Il est certain que tous les grands cônes de déjection que l'on rencontre dans les vallées alpines proviennent de phénomènes extrêmes: orages intenses, débâcles glaciaires importantes, etc.

A notre avis, au vu de l'importance des moraines résiduelles et de leur dégradation très aléatoire, il est exclu de calculer l'érosion d'un bassin versant glaciaire à l'aide des matériaux transportés annuellement, comme cela ce fait couramment.

Références

Bezinge A. et Schafer F. 1968: Pompes d'accumulation et eaux glaciaires. Bulletin technique de la Suisse romande no 20 282–290.

Bezinge A. 1971: Déglaciation sur les vals de Zermatt et d'Hérens. Etude présentée à la section glaciologique de la Société Hydrotechnique de France, Grenoble, les 4 et 5 mars 1971.

Bezinge A. 1972: Etude descriptive d'une forte averse sur les Alpes, présentée à la section de glaciologie de la Société Hydrotechnique de France, Paris, les 2 et 3 mars 1972.

Bezinge A. 1973: Image du climat sur les Alpes. Etude présentée à la section glaciologique de la Société Hydrotechnique de France, Grenoble, les 22 et 23 février 1973.

Bezinge A. et a. 1973: Phénomènes du lac glaciaire du Gorner, par A. Bezinge, J.-P. Perreten et F. Schafer. Union Géodésique et Géophysique Internationale. Association Internationale d'Hydrologie Scientifique. Commission de Neiges et Glaces. Symposium on the Hydrology of Glaciers, Cambridge, 7–13 Septembre 1969, 65–78 (Publication no 95 de l'Association Internationale d'Hydrologie Scientifique).

Bezinge A. 1976: Eaux glaciaires, sédimentations et usures de pompes. Etude interne Grande Dixence S.A. à Sion.

Bruschin J. 1971: Transports solides en suspension dans les rivières suisses. Bulletin Technique de la Suisse Romande, 97e année, no 14, 10 juillet 1971, 337–343.

Collet L.-W. 1916: Le charriage des alluvions sur certains cours d'eau de Suisse. Annales suisses d'hydrographies. Département suisse de l'intérieur, Berne, 1916, volume II.

Collet L.-W. 1925: Les lacs. Eléments d'hydrogéologie. Gaston Douin, Paris.

Collins D.-N. 1978: Hydrology of an Alpine glacier as indicated by the chemical composition of meltwater. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 13, Ht. 1–2, 1977, 219–38.

Gaudet F. 1975: Les cours d'eau alpins de régime glaciaire. Thèse de doctorat Université de Lille III, 1975.
Kasser P. 1959: Der Einfluss von Gletscherrückgang und Gletschervorstoss auf den Wasserhaushalt. Wasser-Energiewirtschaft, 51. Jahrgang, Nr.6, 155–168.
Kasser P. 1973: Influences of changes in the glacierized area on summer runnoff in the Porte du Scex drainage basin of the Rhône. Publication no95 de l'AISH, 219–225.
Lugeon J. 1928: Précipitations atmosphériques. Ecoulement et hydro-électricité. Publication de l'Institut fédéral de la météorologie. Dunod, Paris.
Lutschg O. 1926: Über Niederschläge und Abfluss im Hochgebirge. Sekretariat des Schweizerischen Wasserwirtschaftsverbandes. Zürich.
Remenieras G. 1960: L'hydrologie de l'ingénieur. Eyrolles, Paris, 274–413.
Singh B. and Shah Cr. 1971: Plunging phenomenon of density currents in reservoirs. Revue la Houille Blanche no1, 1971, 59–64.
Vivian R. 1973: Les glaciers des Alpes Occidentales. Thèse de doctorat Université de Grenoble, Allier, Grenoble, 288–354.

Adresse de l'auteur:

Albert Bezinge, Ing. SIA
Chef de l'Exploitation Grande Dixence S.A.
Av. des Creusets 13
CH–1950 Sion

Eislawinen und Ausbrüche von Gletscherseen

Hans Röthlisberger

Zusammenfassung

Drei Beispiele von Gletscherstürzen und zwei Seeausbrüche, die sich in den Walliser und Berner Alpen ereigneten, werden an Hand von historischen Unterlagen und neueren Beobachtungen und Erkenntnissen beschrieben. Ein besonderes Augenmerk ist auf die möglichen Ursachen gerichtet, wobei aus praktischen Erwägungen vor allem solche Faktoren interessieren, die Kriterien zur Beurteilung des Risikos abgeben und für zeitliche Prognosen in Frage kommen. Die Fälle Altels, Allalin und Weisshorn (Randa) verkörpern drei verschiedene Typen von Ereignissen, mit unterschiedlicher Eistemperatur, Konfiguration der Felsunterlage und Bewegungsart. Trotzdem lassen sich gemeinsame Züge feststellen. Die Gewölbeform der Anrissflächen bezeugt, wie wichtig die seitliche Abstützung bei Stabilitätsbetrachtungen ist. Eine progressive Geschwindigkeitszunahme tritt bei Bruchvorgängen auf und liefert eine brauchbare Basis für Prognosen. Bei den Seeausbrüchen erweisen sich der thermische Zustand an der Gletschersohle, die Wassertemperatur und die Widerstandsfähigkeit der Unterlage gegen Erosion nebst dem Stauvolumen als entscheidend für Ausmass und Verlauf des Hochwassers. In günstigen Fällen lässt sich die progressive Zunahme des Abflusses kurzfristig durch Extrapolation vorhersagen.

Résumé

Les cas de trois chutes de glaciers et de deux vidanges de lacs glaciaires survenues dans les Alpes valaisannes et bernoises sont présentés à l'aide de documents historiques et d'observations récentes. Une attention particulière est portée aux causes possibles de ces phénomènes, et pour des raisons pratiques, on considère en premier lieu les facteurs permettant d'évaluer le risque et d'établir des prévisions. Les cas des glaciers de l'Altels, de l'Allalin et du Weisshorn (Randa) représentent trois différents types d'événements, qui se distinguent par la température de la glace, la configuration du lit rocheux et par la forme du mouvement; toutefois on remarque certaines analogies. La forme arquée des surfaces de rupture témoigne de l'importance qu'il faut accorder aux appuis latéraux lors de considérations sur la stabilité; l'augmentation progressive des vitesses, observée lors du processus de fragmentation, permet de fonder les prévisions sur une base relativement sûre. Dans les cas des vidanges de lacs, ce sont les conditions thermiques au lit du glacier, la température de l'eau ainsi que la friabilité de la moraine de fond ou des alluvions sous-jacents qui, en plus du volume de la retenue, déterminent l'importance et le déroulement de la crue. Par conditions favorables, il est possible de prédire à court terme par extrapolation l'accroissement progressif du débit.

Einleitung 170 – Eislawinen 171 (Altels 171, Randa 181, Allalingletscher 189) – Seeausbrüche 200 (Mauvoisin-Giétrogletscher 200, Grubengletscher-Saastal 203) – Schlussbemerkungen 208

Einleitung

Beim Thema der Eislawinen und Seeausbrüche denkt man unwillkürlich an grosse Katastrophen, die sich von jeher in vergletscherten Gebirgen zugetragen haben. Wasser, sei es in fester oder flüssiger Form, ist in der Höhe in einem Speicherraum zurückgehalten worden, der sich kurzfristig mit zerstörerischer Gewalt entleert. In einzelnen Fällen besteht darüber hinaus ein viel direkterer Zusammenhang zwischen Lawinen und See-

ausbrüchen. Im Rahmen der Tagung in Brig schien es gegeben, sich auf Beispiele aus der Nähe, d.h. aus den Walliser und angrenzenden Berner Alpen zu beschränken. Gerade aus dem Wallis sind zahlreiche Gletscherkatastrophen bekannt. Sie sind zu einem grossen Teil historisch belegt, teils in ausführlichen publizierten Darstellungen, teils nur im Archiv in Dokumenten, deren Aussagekraft und Dramatik den Publikationen in keiner Weise nachstehen.

Ausser den historischen Gegebenheiten wird im folgenden vor allem den praktischen Aspekten Beachtung geschenkt. Dies hängt mit der Tätigkeit des Autors an der VAW zusammen, wo Gletscherstürze und Wasserausbrüche seit Jahren aus glaziologischer Sicht untersucht werden und praktische Probleme im Auftragsverhältnis bearbeitet werden. Im vorliegenden Artikel vertritt der Autor zwar seine persönlichen Ansichten, doch wurde er bei der Datenbeschaffung und Ausarbeitung durch eine Reihe von Mitarbeitern unterstützt, die ihre Anregungen zur Erarbeitung von Konzepten beigesteuert haben; nicht zu vergessen ist dabei die wertvolle Zusammenarbeit mit andern Institutionen, spezialisierten Firmen und vor allem den Auftraggebern. Ein grosser Teil der aufwendigen Untersuchungen sind vom Kanton Wallis und den betroffenen Gemeinden finanziert worden mit Subventionen des Bundes. In anderen Fällen trugen Kraftwerkgesellschaften die Kosten.

Eislawinen

Altels

Der Gletschersturz vom 11. September 1895

Kaum über einen anderen Gletschersturz liegen so vollständige Informationen vor wie über den an der Altels. Dies ist einer äusserst aufschlussreichen Schrift von Albert Heim (1895) zu verdanken, welche dieser unter Mitwirkung von L. Du Pasquier und F.A. Forel im Auftrag der Gletscherkommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft unter dem unmittelbaren Eindruck des Ereignisses verfasst hat. Die Katastrophe hatte die Zeitgenossen tief beeindruckt. Wie in einer alten Sage stürzte 1895 am frühen Morgen des 11. September zwischen 4.45 Uhr und 5.15 Uhr eine gewaltige Eismasse vom vergletscherten Altelsgipfel unvermittelt auf eine fruchtbare Alp, wo

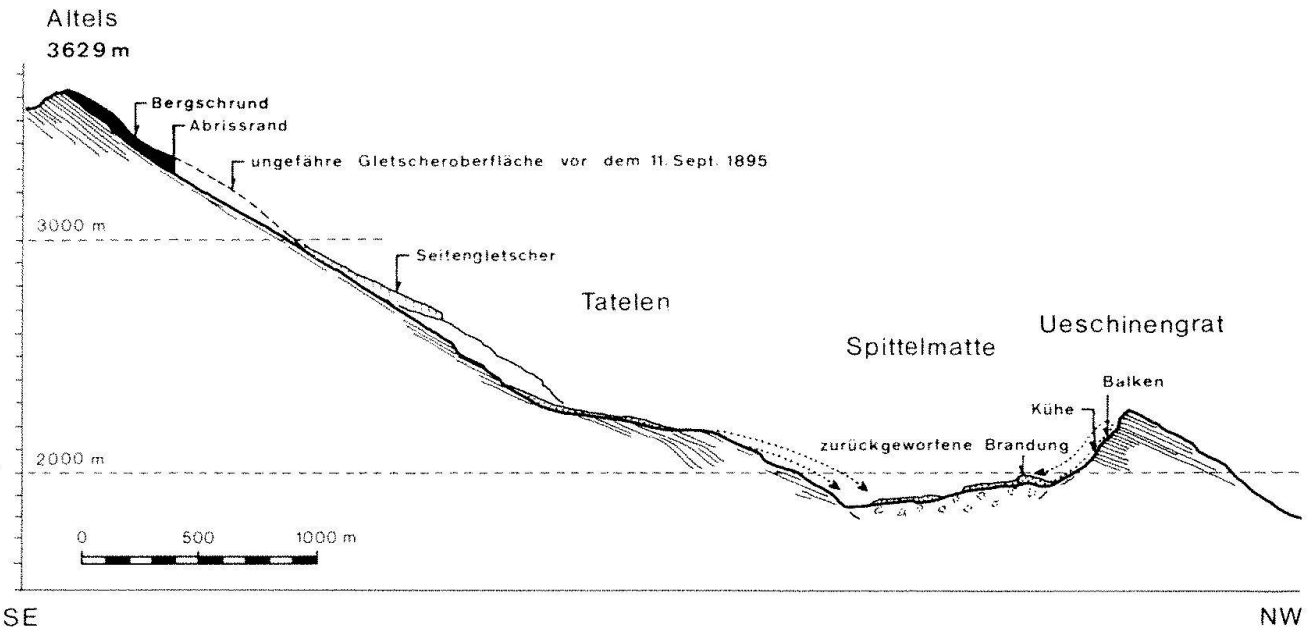


Abb. 1. Profil längs der Sturzbahn der Gletscherlawine vom 11. September 1895 an der Altels (nach Heim, 1895).

alles vernichtet wurde. Dies ereignete sich am damals viel benützten Passübergang der Gemmi, dem vor Eröffnung der Lötschbergbahn eine wesentlich grössere Bedeutung zukam als heute. Die unmittelbare akustische Auswirkung war so gewaltig, dass man im nahe gelegenen Wirtshaus von Schwarenbach und auch noch in Kandersteg an ein Erdbeben dachte. Die dunkle Ausbruchsnische am Altelsgipfel war selbst vom Schwarzwald aus von blossem Auge zu sehen (Brückner 1895).

Sehr eindrücklich war die stark vom Zufall geprägte menschliche Tragödie. Sechs Menschen verloren ihr Leben nur zwei Tage bevor die Alp traditionsgemäss geräumt worden wäre; der Bergvogt und sein Begleiter waren nur gerade für diese eine Nacht zur Abrechnung zugegen. Anderseits übernachteten vier Waldarbeiter ausnahmsweise im Wirtshaus Schwarenbach statt in einer Hütte der Spittelmatte, «weil sie sich am Abend des 10. einmal einen Trunk Wein gestatten wollten». Gross war auch die wirtschaftliche Not der betroffenen Familien, zum grössten Teil arme Walliser Bauern aus Leukerbad, Albinen, Inden, Leuk-Stadt und Varen: 158 Stück Grossvieh wurden erschlagen und ein grosser Teil des Ertrages des Sommers an Käse, Butter und Zieger war vernichtet.

Es lohnt sich immer wieder, die vielen von Heim zusammengetragenen und auf 63 Seiten lebendig geschilderten Einzelheiten sowie seine Darstellung und Analyse der Beobachtungen zu lesen. Wertvolle Ergänzungen und Berichtigungen finden sich bei Du Pasquier (1896). Im folgenden sind die wichtigsten Fakten und Daten zusammengestellt und soweit möglich in einen neuen Zusammenhang gebracht. Ein Teil von Heims Illustrationen ist im SVZ-Buch (1979) reproduziert.

Die Altels ist ein 3629 m hoher Gipfel in der Form einer dreiseitigen Pyramide. Die eine Seite besteht aus den mit 30°–40° nach NW fallenden Schichtflächen des Hochgebirgskalkes (Malm). Sie ist im oberen Teil vergletschert, von hier erfolgte der Gletschersturz. Sein Volumen ist von Heim auf 4,5 Mill. m^3, von Du Pasquier auf 3,8 Mill. m^3 und von Brückner auf 4 Mill. m^3 geschätzt worden, auf Grund der am Anriss vorhandenen Eisdicke und der etwas weniger genauen Rekonstruktion des Umrisses des abgestürzten Gletscherlappens; die vertikal gemessene Eisdicke betrug im Scheitel 40 m, im Mittel etwa 25 m. Soweit sich die Volumenschätzung nachrechnen lässt, ist in der Literatur die vertikal im Raum gemessene Eisdicke, nicht die Schichtmächtigkeit verwendet worden, ohne dass dies allerdings ausdrücklich gesagt wird. In der Anrisswand war parallel geschichtetes Gletschereis, bestehend aus einer Wechsellagerung von Blaubändern (nach Du Pasquier zu $\%_0$) und Schmutzschichten, oben Firneis und nur zu alleroberst Firnschnee zu erkennen. Mit Ausnahme eines gegenüber der Hauptlawine unbedeutenden Volumens von nachfliessendem Eis ist der Gletschersturz auf einmal abgestürzt.

Die Sturzhöhe betrug 1440 m zwischen dem Scheitel des Anrisses und dem tiefsten Punkt am Schwarzbach bei einem mittleren Gefälle von 27°. Die Geschwindigkeit beim Auftreffen auf dem Talboden muss gegen 120 m/s (430 km/h) erreicht haben (Heim, Brückner). Die Sturzbahn verlief im Grundriss fast gerade, wies aber im mittleren Teil eine merkliche Einschnürung auf. Im Längsprofil traten schon vor dem Erreichen des Talbodens erhebliche Neigungsänderungen auf, wie Abb. 1 zeigt. Die Lawine schoss über die nur 10° geneigte Terrasse von Tatelen wie über eine Sprungschanze hinaus und flog von hier durch die Luft bis zum Talboden, ohne den Fuss des Hanges zu berühren. Sie überquerte den Talboden und brandete am gegenüberliegenden Ueschinengrat bis wenigstens 320 m hoch hinauf. Der Winkel zwischen dem Scheitel des Anrisses und der Kulmination am Gegenhang, von Heim als Fahrböschung bezeichnet (Hsü 1975, 1978), betrug $\alpha = 15{,}7°$, was einem Reibungskoeffizienten von $\mathrm{tg}\alpha = 0{,}28$ entspricht. Bei Gesteinsmassen von vergleichbarem Volumen ist der Reibungskoeffizient rund 50% grösser. Wegen der grossen Steilheit des Gegenhanges erfolgte ein Rückströmen des Eises in Form einer zurückgeworfenen Brandungswelle, die sich der Primärlawine, die unterdessen zum Stillstand gekommen war, auflagerte. Die Primärlawine wies eine einheitliche Mächtigkeit von etwa 3–7 m, im Mittel 5 m auf und bedeckte eine Fläche von rund 1 km^2. Mit dem längs der Sturzbahn und auf den Bändern des Ueschinengrates abgelagerten Eis ergab sich in Heim's Schätzung ein

Volumen von 5,5 Mill. m^3, was unter Berücksichtigung der Auflockerung mit den 4,5 Mill. m^3 des Herkunftsorts etwa übereinstimmt.
Beim Sturz ist das Eis weitgehend zertrümmert und zermalmt worden. Die Mehrzahl der Eistrümmer erreichte kaum noch Faustgrösse, dazwischen lagen viele bis kopfgrosse Eisblöcke, aber nur selten solche von einem halben Meter Durchmesser oder mehr. Die grösstenteils gerundeten Eistrümmer machten nur etwa die Hälfte der als Eiskonglomerat abgelagerten Masse aus, der Rest war feinkörnige Grundmasse aus Firn- und Eispulver. Lockeres Gestein war in der Sturzbahn nur lokal vorhanden, so dass im Eiskonglomerat nur wenige Prozent Gesteinstrümmer und Gesteinsstaub eingeschlossen waren. Trotzdem machte die Lawine schon nach kurzer Zeit einen höchst schmutzigen Eindruck.
Rund um die eigentliche Lawine schied Heim eine Zone aus, die er als «Spritzzone» bezeichnete (SVZ 1979, 132, Abb. 5). Er charakterisierte sie so, dass hierher das Eiskonglomerat nicht mehr geströmt, sondern geblasen worden sei. In diesem Gebiet bemerkte man die Wirkung einer ausserordentlich starken Luftströmung, die von einem Zentrum am Fuss des Sturzhanges ausging, also von der Stelle, die unterhalb Tatelen von der Lawine übersprungen worden war. Offenbar war die Luft komprimiert und mit hoher Geschwindigkeit radial nach aussen geblasen worden. Besonders aufschlussreich war der Windwurf im Arvenwald, wo die Stämme in der Windrichtung augerichtet am Boden lagen. Am nächsten beim Lawinenrand waren sie abgeschlagen, weiter aussen mehrheitlich entwurzelt. Stämme, Äste und Wurzeln waren an der dem Wind zugekehrten Seite vollständig geschält. Auch die Hütten der Spittelmatte, in denen 4 der 6 Opfer den Tod gefunden hatten, waren nicht von der Lawine zugedeckt, sondern allein durch den Windschlag zerstört worden. Sie hatten 250 m ausserhalb des eigentlichen Lawinenrandes gestanden und «waren bis auf den Grund in einzelne Balken und Bretter aufgelöst und auf einen Strich von 100–150 m Länge gegen SW an den Hügel hinauf zerstreut, vermischt mit Eisstaub, Schmutz und Körperteilen» (Heim). Die Spritzzone war vollständig von Schneestaub überkleistert und mit Eisstücken übersät, die zusammen mit einigen Steinen an der Unterseite der Lawine weggeblasen worden waren. Ebenfalls an der Front der Lawine war der Windschlag wirksam, waren doch einzelne Rinder am Ueschinengrat emporgewirbelt worden. Für manche Tiere ergab sich eine Wurfdistanz von 500–1000 m und eine Wurfhöhe von 250–350 m. Daraus ist auf eine Windgeschwindigkeit von 50–60 m/s geschlossen worden. Die Tierleichen rollten auf dem steilen Hang wieder bergab und kamen so auf die Lawinenoberfläche zu liegen. Holzstücke und Malmkalksplitter wurden auf dem Ueschinengrat 440 m über dem Talgrund gefunden.

Der Gletschersturz von 1782

Bereits 1782 hatte sich eine ähnliche Katastrophe ereignet wie 1895. Sie war offenbar fast in Vergessenheit geraten, die Erinnerung wurde dann aber bei der Wiederholung des Gletschersturzes nach wenig mehr als hundert Jahren wieder wach. Bei der Katastrophe von 1782 kamen vier Personen und gegen 100 Haustiere ums Leben. Als Datum wird in den Archiven sowohl der 17. wie der 18. August genannt, über die Lawine selbst steht nichts. Mit Sicherheit lässt sich dagegen feststellen, dass ein Teil des alten Waldes erst 1895 niedergelegt wurde. Ob dies einer gegenüber 1872 grösseren Absturzkubatur zuzuschreiben ist, oder ob sich die Spritzzone 1895 weiter nach aussen erstreckte, weil ein Teil des Waldes bereits 1872 zerstört worden war, ist ungewiss.

Zeitgenössische Meinungen über die Ursachen der Gletscherstürze an der Altels

Die Katastrophe von 1895 wurde nicht nur in vielen Artikeln in der Tagespresse behandelt; auch in der Fachliteratur erfuhr das Ereignis grosse Beachtung, wobei die Frage nach den Gründen von einzelnen Autoren unterschiedlich beantwortet wurde. Weit verbreitet war die Vermutung, dass der warme Sommer eine Rolle gespielt hatte. Brückner (1895) nannte die Wirkung der hohen Temperaturen auf dem Umweg über das Schmelzwasser. Er schrieb: «Die starke Abschmelzung erweiterte die Klüfte und minderte so die Kohäsion des Gletscherkörpers;

warme Sommer gekennzeichnet waren. Wie im Fall Altels hatte Forel auch für andere Gletscherkatastrophen eine Tendenz zur Wiederholung festgestellt. Er schrieb darüber: «Une catastrophe se reproduit plus ou moins fréquemment avec plus ou moins d'inandererseits unterwuschen die abströmenden Schmelzwasser den Gletscher und verringerten die Adhäsion an dem Gletscherboden». Martel (1895) dachte sogar an eine eventuelle Parallele zur Katastrophe von St. Gervais, wo der Ausbruch einer Wassertasche am Glacier de Tête Rousse am 12. Juli 1892 einen gewaltigen Murgang bewirkt hatte, durch den mehrere Weiler und die Bäder von St. Gervais zerstört worden waren (Mougin und Bernard 1922). Heim (1895) und Du Pasquier (1896) nahmen dagegen einen trokkenen Bruch an ohne Einwirkung von Wasser. Für sie bestand kein Zweifel, dass der Altelsgletscher normalerweise an der Felsunterlage festgefroren war. Als wichtigstes Argument führten sie die Beobachtung an, dass das Felsbett dort, wo es beim Gletschersturz freigelegt worden war, keine Karsterscheinungen aufwies, im Gegensatz zur Kalkoberfläche unterhalb des Gletschers. Auch fehlte jede Spur von Moräne oder Gletscherschliff. Als Ursache für den Bruch nahmen beide eine allgemeine Erwärmung im Berginnern an, so dass sich unter dem Gletscher die Schmelzpunkt-Isotherme vom Fels an die Gletschersohle verschob. Diese entspricht annähernd der 0°-Isotherme, korrigiert um die Schmelzpunkterniedrigung infolge Druck und Salzgehalt der wässerigen Lösung. Forel (1895) und Heim machten die hohen Sommertemperaturen des Katastrophenjahres und der Vorjahre für die Erwärmung verantwortlich, wobei Heim annahm, dass die Wärme wenigstens zum Teil durch Schmelzwasser aus der Süd- und Ostflanke der Altels zugeführt wurde, d. h. durch Wasser, das sich an der Sonne stark erwärmt hatte und längs der Schichtflächen und Klüfte des Malmkalks im Berg versickerte. Stärkstes Argument für die entscheidende Bedeutung des Klimas weniger Jahre war der Umstand, dass auch 1782 dem Gletschersturz längere Wärmeperioden vorausgegangen und überdies die Vorjahre durch relativ tensité, d'une manière plus ou moins désastreuse, mais toujours avec les mêmes caractères généraux. Cela provient incontestablement du renouvellement continu du glacier. Le glacier se détruit sans cesse par fonte de son extrémité terminale ou par éboulement de son front; mais il se reconstruit sans cesse aussi par apport de nouvelles masses descendues de ses hauts névés. Ces masses, coulant toujours dans le même vallon, retrouvent les mêmes conditions qui, lorsqu'elles coïncident, occasionnent de nouveau la catastrophe.» Im Falle Altels glaubten Forel und Heim vorerst, aus der Wiederholung von Gletschersturz und vorausgehendem Witterungscharakter von der Wirkung auf die Ursache schliessen zu können. Du Pasquier wies aber darauf hin, dass eine Hebung der Geoisotherme durch Wärmezuleitung von aussen in der beschränkten Zeit von drei Jahren nicht in Frage kommen konnte, und dass eine Erwärmung mittels Infiltration im Fels sehr unwahrscheinlich war. Er vermutete vielmehr eine längerfristige Gletscherveränderung als Ursache der Katastrophe.

Er konnte an Hand von Fotos aus den Jahren 1881, 1887, 1893 und 1895 zeigen, dass der Gletscher bis 1893 beträchtlich vorgestossen war. Die Foto von 1895 liess dann wieder einen geringfügigen Rückzug erkennen, aber bei einer verdickten Stirn. Ein einheimischer Bergführer sprach sogar von der Tropfenform des Gletschers, dessen Ende in den letzten Jahren vor dem Absturz hoch gewölbt und «wie überhängend» gewesen sei (vgl. Abb. 3). Gemäss der ersten topographischen Aufnahme von 1841 reichte indessen der Altelsgletscher damals viel weiter hinab als anlässlich der Revision von 1881/82, oder auch 1893. Du Pasquier schrieb den Vorstoss von 1881–93, neben dem in der Altels-Balmhorngruppe zumindest zwischen 1889 und 1895 eine Ausaperung der Gräte und Gipfel einherging, der Gletscherbewegung und nicht einer verstärkten Akkumulation zu. Den Grund für die verstärkte Fliessbewegung vermutete er in einer Verminderung der Viskosität des Eises infolge erhöhter Temperatur. In der dabei erfolgten Massenverlagerung sah er eine weitere Erklärung für den Gletschersturz, indem das Gewicht des Gletschers in der Stirnregion zunahm, ohne dass eine entsprechende Verdickung im rückwärtigen Teil erfolgte, wodurch hier die Zugfestigkeit überschritten wurde. Ob darin die Hauptursache für den Gletschersturz zu suchen war, oder gemäss der Vorstellung von

andererseits unterwuschen die abströmenden Schmelzwasser den Gletscher und verringerten die Adhäsion an dem Gletscherboden». Martel (1895) dachte sogar an eine eventuelle Parallele zur Katastrophe von St. Gervais, wo der Ausbruch einer Wassertasche am Glacier de Tête Rousse am 12. Juli 1892 einen gewaltigen Murgang bewirkt hatte, durch den mehrere Weiler und die Bäder von St. Gervais zerstört worden waren (Mougin und Bernard 1922). Heim (1895) und Du Pasquier (1896) nahmen dagegen einen trokkenen Bruch an ohne Einwirkung von Wasser. Für sie bestand kein Zweifel, dass der Altelsgletscher normalerweise an der Felsunterlage festgefroren war. Als wichtigstes Argument führten sie die Beobachtung an, dass das Felsbett dort, wo es beim Gletschersturz freigelegt worden war, keine Karsterscheinungen aufwies, im Gegensatz zur Kalkoberfläche unterhalb des Gletschers. Auch fehlte jede Spur von Moräne oder Gletscherschliff. Als Ursache für den Bruch nahmen beide eine allgemeine Erwärmung im Berginnern an, so dass sich unter dem Gletscher die Schmelzpunkt-Isotherme vom Fels an die Gletschersohle verschob. Diese entspricht annähernd der 0°-Isotherme, korrigiert um die Schmelzpunkterniedrigung infolge Druck und Salzgehalt der wässerigen Lösung. Forel (1895) und Heim machten die hohen Sommertemperaturen des Katastrophenjahres und der Vorjahre für die Erwärmung verantwortlich, wobei Heim annahm, dass die Wärme wenigstens zum Teil durch Schmelzwasser aus der Süd- und Ostflanke der Altels zugeführt wurde, d. h. durch Wasser, das sich an der Sonne stark erwärmt hatte und längs der Schichtflächen und Klüfte des Malmkalks im Berg versickerte. Stärkstes Argument für die entscheidende Bedeutung des Klimas weniger Jahre war der Umstand, dass auch 1782 dem Gletschersturz längere Wärmeperioden vorausgegangen und überdies die Vorjahre durch relativ warme Sommer gekennzeichnet waren. Wie im Fall Altels hatte Forel auch für andere Gletscherkatastrophen eine Tendenz zur Wiederholung festgestellt. Er schrieb darüber: «Une catastrophe se reproduit plus ou moins fréquemment avec plus ou moins d'intensité, d'une manière plus ou moins désastreuse, mais toujours avec les mêmes caractères généraux. Cela provient incontestable-

GLETSCHER UND KLIMA
JAHRBUCH DER SNG 1978

Erratum

Die 1. Spalte auf Seite 174 hat wie nebenstehend zu lauten:

Heim in einem Temperaturanstieg an der Gletschersohle, oder ob beide Faktoren gleichzeitig wirkten, blieb eine offene Frage (Forel et Du Pasquier 1896). Die Hebung der Geoisotherme schien nicht unwahrscheinlich, wenn als Ursache dafür statt der unmittelbar vorausgehenden Jahre eine längerfristige Klimaschwankung, d.h. eine langsame Erwärmung, zumindest seit 1881, angesehen wurde. Dieser Ansicht Du Pasquiers schloss sich später auch Heim an (Du Pasquier 1896). Sowohl Heim wie Du Pasquier waren von der fast idealen Gewölbeform des Anrisses beeindruckt, die als Abbild der Spannungsverhältnisse zur Zeit des Bruchs gedeutet wurde. Heim legte die Annahme, dass der Anriss in einer Fläche erfolgte, die senkrecht zur Hauptspannungsrichtung verlief, der Ermittlung der Adhäsion an der Sohle (resp. der Sohlenreibung) im Vergleich zur Kohäsionskraft am Anriss zu Grunde. Du Pasquier seinerseits fragte sich, weshalb das Gewölbe über dem Anriss stehen blieb. Er sah die Antwort in den intakten Widerlagern rechtsseitig am Grat (Verbindungsgrat Tatlishorn-Altels) und am Gletscher auf der Gasternseite der Altels, linksseitig an der Felsstufe, welche den Altelsseitengletscher nach SW begrenzt (Forel et Du Pasquier 1896).

Heutige Beurteilung der Gletscherstürze an der Altels

Die von Heim (1895) und Du Pasquier (1896) genannten wahrscheinlichsten Ursachen für die Gletscherstürze, nämlich die Erwärmung der Gletschersohle und die Massenverteilung resp. Massenumlagerung, sind auch in heutiger Sicht die wichtigsten Faktoren, die zur Instabilität des Altelsgletschers geführt haben. Im Detail ergeben sich allerdings noch viele Fragen.

In bezug auf die Temperatur ist nicht klar, von welchen Vorstellungen Heim und Du Pasquier ausgingen. Auf der einen Seite schrieben sie von einem «trockenen» Ereignis, bei dem kein Wasser aufgetreten sei, auf der anderen Seite massen sie der Erwärmung grosse Bedeutung zu. Damit sich aber letztere voll auswirken konnte, musste es wohl doch zur Schmelzung von Eis an der Sohle gekommen sein. In der heutigen Terminologie geht es um die Frage, ob die Temperatur des Eises am Schmelzpunkt lag, d.h. ob es sich um temperiertes (im allgemeinen leicht wasserhaltiges) oder um kaltes Eis gehandelt hat. Da sich das Eis beim Absturz fast vollständig vom Fels löste (Abb.4 lässt dies wegen Neuschnee nicht so deutlich erkennen wie Abb.3 in SVZ, 1979, 132), kann mit grosser Wahrscheinlichkeit auf temperiertes Eis geschlossen werden. Genau genommen ist auch ein Grenzfall möglich mit temperierter Felsoberfläche und ganz wenig unter dem Gefrierpunkt liegender Eistemperatur, resp. sehr kleinem Temperaturgradienten im Eis. Sowohl in diesem wie im Fall von temperiertem Eis führt die zufliessende geothermische Wärme zum Schmelzen. Das von Heim und Du Pasquier angeführte Fehlen von Karsterscheinungen ist kein Beweis gegen das Vorkommen von Wasser. Einmal brauchen die Schmelzbedingungen nicht von sehr langer Dauer gewesen zu sein, und ferner zeigen beim Gletscherrückgang im Vorfeld freigelegte Kalkfelsen häufiger charakteristische Kalkverkrustungen als Lösungserscheinungen.

Die Annahme von temperiertem Eis oder zumindest einer nassen, temperierten Gletschersohle steht auch mit allgemeineren Überlegungen nicht im Widerspruch. Nach Haeberli (1976) ist in 10 bis 20 m Tiefe zwischen 3000 und 3300 m ü.M. im Akkumulationsgebiet von Talgletschern mit temperiertem Eis, auf Gipfeln und Gratkalotten mit Temperaturen von rund $-1\,^{\circ}C$ zu rechnen, im Ablationsgebiet mit tieferen Temperaturen. Für die Flankenvergletscherung der Altels lässt sich daraus nicht mit Sicherheit auf die Temperatur schliessen, doch ist anzunehmen, dass sich mindestens zeitweise temperiertes Eis bilden konnte. Wie man sich die Temperaturverteilung im letzten Jahrhundert etwa vorzustellen hat, ist in Abbildung 2 schematisch dargestellt. Das Längsprofil rechts zeigt die Verhältnisse im Gletscherinnern. Oberhalb des Bergschrundes liegt die Eistemperatur unter dem Gefrierpunkt, unterhalb ist infolge starker Durchnässung des Schnees im flachsten Teil des Akkumulationsgebietes vorwiegend mit temperiertem Firn und Eis zu rechnen. Weiter unten im Ablationsgebiet (das an der Altels vermutlich wegen starker Winderosion in auffallend grosser Meereshöhe liegt) befindet sich wieder kaltes Eis, da sich der Gletscher wegen

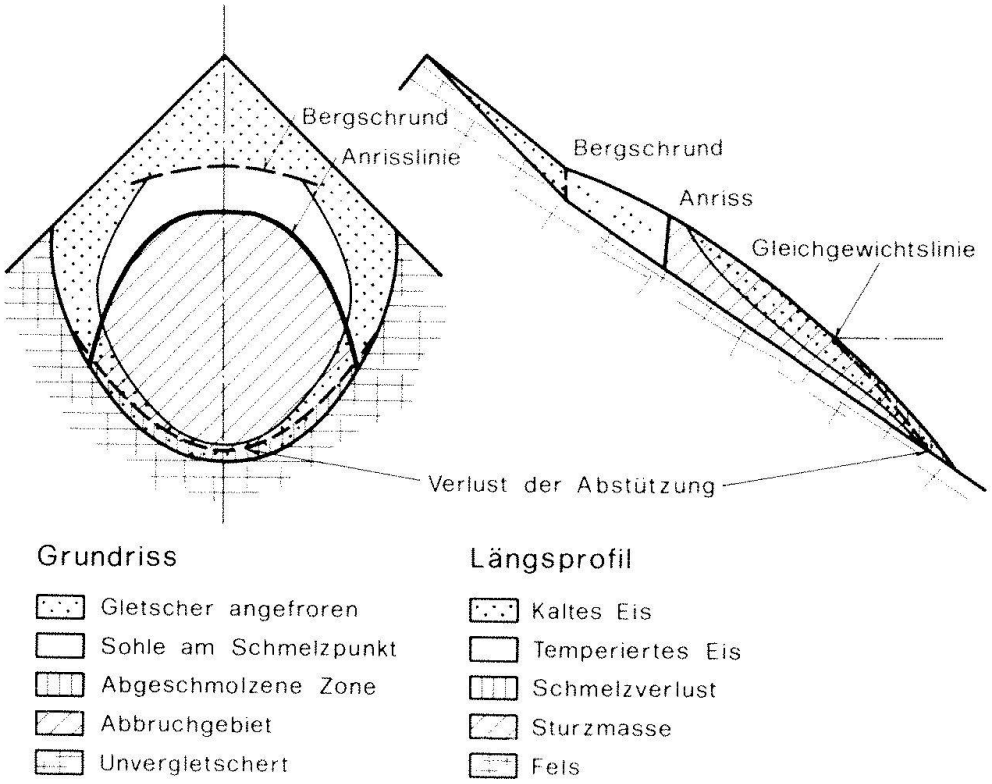


Abb. 2. Schema der mutmasslichen thermischen Verhältnisse an der Sohle und im Innern des Altelsgletschers vor dem Gletschersturz.



Abb. 3. Altels (l) und Rinderhorn (r) 10 Monate vor dem Gletschersturz (Foto P. Montandon vom 25. November 1894, vom Engstliggrat, 2665 m ü. M. aus; Archiv des Alpinen Museums Bern).



Abb. 4. Doldenhorn (l), Tatlishorn und Altels (r) 4 Tage nach dem Gletschersturz (Foto P. Montandon vom 15. September 1895 von der Weissen Fluh, 2471 m ü. M. aus; Archiv des Alpinen Museums Bern).

geringer Schneebedeckung während der kalten Jahreszeit stark abkühlt. Die Gletscherstirn ist deshalb am Fels angefroren. Die linke Hälfte der Abbildung zeigt die Verhältnisse im Grundriss: Der Gletscher ist am Rand angefroren, die Kernpartie dagegen ist temperiert. In Übereinstimmung mit diesem Schema lässt sich auf einer Foto vom Herbst vor dem Sturz (Abb. 3) erkennen, dass bei noch geringer Schneehöhe der flache Gletscherabschnitt beim Bergschrund bereits eine isolierende Schneebedeckung aufwies im Gegensatz zum steileren Gebiet vor allem weiter unten links. Noch aufschlussreicher ist Abbildung 4 aus der Zeit nach dem Absturz. Am unteren Rand des Abbruchgebietes sind weisse Flecken zu erkennen, die sich als Relikte einer angefrorenen Zone deuten lassen. Es könnte sich auch um Eisschutt gehandelt haben, der sich auf einem Felsband anlagerte, doch ist auf einer anderen Archiv-Aufnahme mit ziemlicher Sicherheit Gletschereis zu erkennen. Die angefrorene Zone lag unmittelbar vor der auf Abbildung 3 erkennbaren wulstartigen Verdickung der Gletscherstirn. Der teilweise Abbau der angefrorenen Stirnzone im warmen Sommer 1895 könnte den Gletschersturz ausgelöst haben, entsprechend dem Schema von Abbildung 2. Es sind aber weitere Faktoren zu berücksichtigen, die nachfolgend einzeln dis-

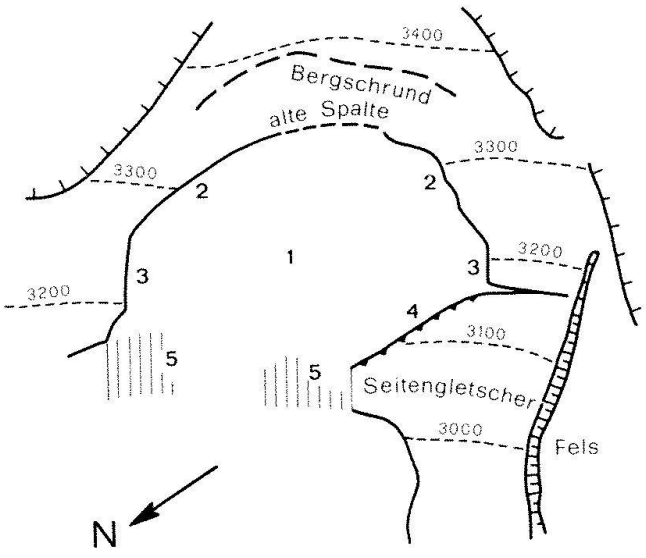


Abb. 5. Schema der stabilisierenden Kräfte vor dem Gletschersturz; 1 = Sohlenreibung (Adhäsion), 2 = Zugfestigkeit an der Anrissfläche (Kohäsion); 3 = Scherfestigkeit an den seitlichen Widerlagern; 4 = Abstützung am Seitengletscher; 5 = Abstützung auf angefrorenen Randpartien.

kutiert werden. Die Ziffern beziehen sich auf Abbildung 5.

Adhäsion an der Sohle (1): In Anbetracht der grossen flächenmässigen Ausdehnung des abgestürzten Eisschildes im Vergleich zur Eisdicke muss dem Anhaften auf der Unterlage eine entscheidende Bedeutung zugekommen sein. Dabei kann es sich wegen der temperierten Grenzfläche nicht um einen statischen Ruhezustand gehandelt haben. Vielmehr wird der Gletscher eine beschränkte Gleitbewegung ausgeführt haben. Diese kann pro Jahr höchstens wenige Meter betragen haben, entsprechend etwa der Erweiterung des Bergschrundes und darunterliegender Spalten im selben Zeitraum (vgl. Abb. 4). Für eine Schubspannung von 0,9 bis 1,5 bar, die sich bei Annahme eines mittleren Gefälles von 35°, einer mittleren Dichte von 800 kg/m³ und einer vertikal gemessenen Gletscherdicke von 25 bis 40 m ergibt, liegt eine derart geringe Gleitgeschwindigkeit nach Kamb (1970) zwar innerhalb des Bereichs beobachteter Werte von wenigen Metern bis über hundert Meter pro Jahr, setzt aber eine grosse Rauhigkeit voraus, die auf den glatten Schichtflächen der Malmkalke an der Altels kaum vorhanden sein konnte. Offenbar muss die Bewegung vor dem Absturz durch weitere am Rand wirkende Kräfte behindert gewesen sein. Den Verlust der Stabilität an einer Auflagefläche hat man sich so vorzustellen, dass sich bei Beschleunigung hinter Unebenheiten neue Kavernen bilden und bereits vorhandene vergrössern. Dies ist gleichbedeutend mit einer Herabsetzung der Rauhigkeit (Lliboutry 1968), die sich besonders stark auswirkt bei dachziegelartiger Schichtung der Felsunterlage wie an der Altels. Überdies wächst beim Anwachsen der Kavernen der Druck auf den verbleibenden Auflageflächen, was zu Druckschmelzung führt, der vor allem dann grosse Bedeutung zukommen dürfte, wenn nur die Grenzfläche temperiert, das Eis selbst aber kalt ist. Es ist also durchaus denkbar, dass sich die Beschleunigungsphase an der Altels auf eine kurze Zeitspanne beschränkte, so dass dem Gletscher in den Wochen oder Tagen, die dem Gletschersturz vorangingen, nichts anzusehen war. Allgemein lässt sich feststellen, dass dort, wo temperierte Gletscher über einer Felsstufe abbrechen, das Gletscherbett ein Gefälle zwischen 30 und 40° aufweist wie an der Altels.

Zugkräfte an der Anrissfläche (Kohäsion) (2): Die ideale Bogenform der Anrissfläche lässt sich in Übereinstimmung mit Heim und Du Pasquier am besten so deuten, dass das stehengebliebene Eis ein mechanisch stabiles, liegendes Gewölbe auf schiefer Unterlage darstellte, das an seitlichen Widerlagern abgestützt dem Zug der sich losreissenden zentralen Masse des Gletschers widerstand. Als nördliches Widerlager kommt am ehesten am Fels angefrorenes Eis in Frage, im Süden die auch von Du Pasquier genannte Felsbegrenzung. Der Anriss ist als frisch entstanden beschrieben worden, mit Ausnahme eines Abschnitts von 60 bis 80 m Länge, der im Scheitel des Bogens mit einer bereits vorhandenen horizontal verlaufenden älteren Spalte zusammenfiel. Weiter unten wurden weitere parallel liegende Spalten an den Schenkeln des Bogens schiefwinklig geschnitten (SVZ 1979, 132, Abb. 3). Diese Spalten waren zur Zeit des Abbruches nur bis zu einer geringen Tiefe offen, so dass sie mit der Deutung des Bogens als Linie maximaler Druckspannung nur bedingt in einem Widerspruch stehen. Immerhin zeigen sie deutlich, dass die Kräfteverteilung langfristig von derjenigen beim Abbruch verschieden war. Mutmasslich erfolgte der Zugbruch sehr kurzfristig.

Abscherung an den Flanken (3): Seitlich endete der Anrissbogen unter 45° an den stehengebliebenen Widerlagern, die in der Fallinie an vertikaler Fläche durchgeschert wurden (vgl. Abb. 4). Diese Abscherung ist sehr wahrscheinlich im gleichen Augenblick erfolgt wie der Zugbruch am Anrissbogen.

Südliche Abstützung am Seitengletscher (4): Am Südende der Abbruchnische hat sich das abstürzende Eis an einer Stelle über den Altelsseitengletscher aufgeschoben, wo sich bereits lange vor dem Gletschersturz eine Spalte geöffnet hatte (Abb. 3). Nach Du Pasquier war nach dem Absturz auf 3150 m ü. M. eine grosse Spalte vorhanden, an der sich die Zunge des Seitengletschers abgetrennt hatte. Die Annahme liegt nahe, dass eine Gleitverschiebung (Rutschung) des Seitengletschers zum Verlust des südlichen Widerlagers geführt hat und dadurch den Absturz der Hauptmasse einleitete. Eine starke Bewegung des Altelsseitengletschers ist seit

1895 verschiedentlich beobachtet worden, u.a. 1927/28 eine solche von 25–35 m/Jahr (Jenny 1928).
Abstützung am angefrorenen untern Rand (5): Es ist möglich, dass der bereits erwähnte Abbau der angefrorenen Randzone ein wesentlicher Faktor beim Gletschersturz war (Abb. 2). Vermutlich handelte es sich um starke randliche Abschmelzung. Da Du Pasquier auf Fotos, die in Schwarenbach aufgenommen worden waren, zwischen 1893 und 1895 einen deutlichen Gletscherrückgang feststellen konnte, muss dieser mehr als nur wenige Meter betragen haben. Eine Abschmelzung von einigen Metern pro Jahr auf 3100 m Meereshöhe ist zwar ungewöhnlich, doch ist in Betracht zu ziehen, dass an der Altels das Lokalklima eher durch die ausgedehnten Kalkflächen der Bergflanke als durch den kleinen Eisschild des Gipfels bestimmt sein dürfte, so dass überdurchschnittliche Schmelzbeträge in einem warmen Sommer gut denkbar sind. Daneben könnte sich auch die steile Gletscherstirn, eventuell an der Basis wasserhaltiges Eis führend, am Übergang zur angefrorenen Zone abgeschert haben. Die Grenze von temperierter Grenzfläche zu angefrorenem Eis stellt auf jeden Fall eine starke Störung dar, die zu einer Abscherung prädestiniert ist (Hutter und Olunloyo, im Druck).
Die obigen Diskussionen zeigen, dass es beim Absturz an vielen Stellen zum Bruch kam. Die Kräfte, die vorher das Gleichgewicht aufrecht erhalten hatten, griffen z.T. an weit auseinanderliegenden Stellen an und traten über grosse Flächen verteilt auf. Daraus lässt sich die grosse Ausdehnung der Abbruchnische und damit das grosse Volumen der Gletscherlawine erklären. Eine weitere Voraussetzung für das Ausmass der Lawine war selbstverständlich eine entsprechende Massenverteilung. In diesem Zusammenhang ist auf eine enge Beziehung zwischen dieser und der Temperatur hinzuweisen, ist doch z.B. die Ausdehnung der angefrorenen Zone im Schema der Abb. 2 nicht zuletzt von der Eisdicke im Längsprofil abhängig. Umgekehrt hängt die Massenverlagerung, die zusammen mit den klimatischen Faktoren zu neuen Massenverteilungen führt, direkt von der Temperatur ab, worauf schon Du Pasquier hingewiesen hat. Er hat sicher richtig gesehen, dass ausser den unmittelbar vorausgehenden meteorologischen Faktoren eine langfristige Entwicklung zur kritischen Temperatur- und Massenverteilung geführt hatte, die für den Gletschersturz die Voraussetzung bildete.
Ergänzend ist noch die Bedeutung des Wassers zu erwähnen. Dieses konnte kaum als Karstwasser zur Erwärmung der Felssohle führen, wie Heim vermutete, ist doch auch in der Südwand im Fels ausserhalb des vergletscherten Gebietes verbreitet mit undurchlässigem Permafrost zu rechnen (mündliche Mitteilung W. Haeberli). Dagegen kann ein Teil des oberflächlichen Schmelzwassers durch den Bergschrund und die anderen Spalten zur Gletschersohle gelangt sein und dort zumindest die Temperaturverteilung beeinflusst haben. Für eine direkte aktive Rolle des Wassers beim Bruch, was nicht grundsätzlich ausgeschlossen werden kann, vgl. den Fall Allalin, bestand kein Hinweis, es sei denn, man deute den Zeitpunkt des Ereignisses am Ende einer Föhnnacht (mit Regen?) in diesem Sinn.
Bei einer ersten Betrachtung erweckt der Fall Altels mit seiner einfachen Geometrie leicht den Eindruck, dass es sich um ein durchschaubares Ereignis handle, das die Grundlage für eine quantitative gletschermechanische Analyse ohne weiteres hergebe. Schon die qualitative Überprüfung hat aber gezeigt, dass selbst in diesem einfachen Fall ein komplexes Ineinandergreifen verschiedener Prozesse vorliegt und verschiedenartige Kräfte auftreten, deren Wechselwirkungen sich nicht leicht trennen lassen. Zusammenfassend sei trotzdem skizziert, welche Vorgänge wohl am ehesten zum Gletschersturz geführt haben: Die Vorbedingung dürfte eine kritische Eismächtigkeit gepaart mit temperierter Eissohle von grosser Ausdehnung geschaffen haben. Hinzu kam der Verlust der Abstützung am untern Rand des Eisschildes durch Abscherung und Eisbewegung und, möglicherweise als letztes auslösendes Moment, der Verlust des linksseitigen Widerlagers wegen einsetzender Gleitbewegung des Seitengletschers.

Zur Ausbreitung der Lawine im Ablagerungsgebiet

Bei Heim finden sich noch folgende quantitative Angaben über die Altels-Lawine: Bis

zum Talboden wurde etwa die Hälfte der potentiellen Energie durch Reibung verbraucht, die andere Hälfte ging in kinetische Energie über. Schätzungsweise wurden davon etwa 20% zum Aufsteigen der Lawine am Gegenhang wieder aufgebraucht, während zur Überwindung von Reibungswiderständen, wesentlich vermehrt durch die Richtungsänderung aufwärts um ca. 35°, etwa 40 bis 60% nötig waren. Zur Erzeugung des Windschlages blieb in der Rechnung als Rest rund 20 bis 40%. Die Energie, die zur Zerkleinerung des Eises nötig war, sowie die innere Reibung wurden als vernachlässigbar erachtet. Auf Grund des Windschlages wurde in der Spritzzone die Windgeschwindigkeit, die auf eine Distanz von einigen hundert Metern herrschte, auf 60 m/s geschätzt, und es wurde gefolgert, dass die Luft unter der Lawine auf 1 Atmosphäre Überdruck hatte komprimiert werden müssen, um entsprechend beschleunigt zu werden.

Ohne auf die Lawinendynamik näher einzugehen, seien zwei Aspekte herausgegriffen, die bei der Gletscherlawine der Altels besonders auffallen. Es sind dies die starke Zertrümmerung der abgestürzten Eismasse und deren gleichmässige Verteilung über eine grosse Fläche.

Das abgelagerte Eiskonglomerat bestand nach Heim rund zur Hälfte aus feinem Eismehl. Eine ansehnliche Menge von Eisstaub muss überdies – abgesehen von dem in der Spritzzone abgelagerten Anteil – in die Luft hinausgewirbelt und über grössere Distanz hinweg verteilt worden sein, ist doch sowohl auf der Ueschinenalp wie bei Kandersteg kalter Regen aus klarem Himmel gefallen. Bei der Zerkleinerung des Eises zu Staub haben ausser der gegenseitigen mahlenden Wirkung der Eistrümmer möglicherweise die elastischen Wellen eine Rolle gespielt, die nicht nur die weitherum gehörte akustische Wirkung in der Luft hatten, sondern sich auch im Innern der Eistrümmer ausbreiteten und wohl örtlich eine genügende Intensität zur Materialzertrümmerung aufwiesen.

Die gleichmässige Ausbreitung der Masse im Ablagerungsgebiet ist ein Phänomen, das auch von grossen Schneelawinen und Bergstürzen bekannt ist und durch die dynamische Kopplung innerhalb der bewegten Materie erklärt wird. Darunter wird bei Sturzmassen mit grösseren Festbestandteilen die Energieübertragung durch Stoss von einem Brocken zum andern verstanden. Trotzdem ist es erstaunlich, dass die grosse Eismasse, die mit ziemlich einheitlicher Geschwindigkeit nach einem Sprung durch die Luft auf dem Talgrund auftraf, sich in fast gleichmässiger Mächtigkeit von 5 m auf einer Fläche von 1 km² ausbreitete. Der vorderste Teil der Lawine überwand dabei eine Gegensteigung von gut 300 m, der hinterste Teil blieb im Talgrund liegen. Es ist denkbar, dass der unter der Lawine zusammengepressten Luft eine wesentliche Rolle bei der Verteilung der Sturzmasse im Ablagerungsgebiet zukam. Shreve (1966, 1968) hat postuliert, dass sich grosse Bergstürze auf einer Art Luftkissen bewegen können und dies der Grund dafür sei, dass der Reibungskoeffizient mit wachsender Kubatur abnehme. Die Hypothese ist allerdings nicht unbestritten geblieben (Hsü 1975, 1978 u.a.), weil ähnlich kleine Reibungskoeffizienten auf dem Mond zu beobachten sind, wo die Atmosphäre, die ein Luftkissen bilden könnte, fehlt. Im Falle der Altelslawine ist eindeutig eine grosse Menge Luft komprimiert worden. Nach den Windspuren in der Spritzzone zu schliessen, ist dies dort geschehen, wo die Lawine auf der Talsohle auftraf, nachdem sie sich bei Tatelen vom Boden gelöst hatte. Am wahrscheinlichsten ist, dass die Luft an der Lawinenfront zusammengepresst worden und dann sehr rasch abgeflossen ist (Luftschlag: der Wald ist niedergelegt, aber die Stämme sind nicht weitergewirbelt worden; die Spuren verliefen radial von einem einzigen Zentrum aus, was sich mit dem Konzept des Luftkissens als generelles Transportmittel schwer vereinbaren lässt). Lokal ist dagegen an der Stirn eine gewisse Luftkissenwirkung mit entsprechender Reduktion der Reibung denkbar. Beim Aufprall der nachfolgenden Teile der Lawine am Talgrund war die Luft bereits verdrängt und eine «Luftschmierung» war nicht mehr möglich. Dies könnte neben der Energieübertragung durch die dynamische Kopplung ein Grund für die viel geringere Reichweite des rückwärtigen Teils der Lawine gewesen sein.

Die bereits erwähnte Verringerung der mittleren Reibung mit zunehmender Masse wird von Hsü (1975, 1978) der Wirkung der pulverförmigen Matrix zugeschrieben, in der die Festbestandteile am Ende des Sturzes

schwimmen. Nach Auffassung des Autors wäre ebenfalls in Betracht zu ziehen, dass die elastischen Eigenschwingungen (Vibrationen) der Bestandteile im Schall- und Ultraschallbereich beim gegenseitigen Kontakt sowie an der Unterlage zu einer Reduktion der Reibung führen können.

Heutige Lage

Nach dem Gletschersturz vom 11. Sept. 1895 stellte sich unmittelbar die Frage von Nachstürzen. Heim äusserte sich dazu wie folgt: «Die Frage ist schwer zu beantworten, ob Nachstürze im kommenden Sommer zu gewärtigen seien. Sollte die Totalabtrennung noch bis zum Bergschrund, der sogenannten Randkluft, hinaufgreifen, so würde dies eine Lawine von etwa 1200000 m^3 bis 1500000 m^3 ergeben – gross genug, um den Gemmiweg abermals auf 1½ Kilometer Länge zu verschütten. Man erhält aber beim eingehenden Studium der Formen eher den Eindruck, dass der Streifen zwischen Abriss und Bergschrund ein Gewölbe, nach einer Maximaldrucklinie abgetrennt, darstelle, welches seitlich beiderseits genügenden Halt hat und nicht mehr als grosse Masse nachstürzen, sondern sich selbst halten und tragen wird. Der Winter wird wieder ein Anfrieren an den Felsgrund mit sich bringen und neuen Schnee vorlagern. Kleine Randabbrüche werden nicht ausbleiben, aber eine neue Katastrophe im Sommer 1896 scheint uns wenig wahrscheinlich.» Die Entwicklung hat Heim recht gegeben. Erst 1927 zeigten sich Veränderungen, die als neuerliche Bedrohung aufgefasst werden mussten. Ein Bergführer beobachtete vom Tschingelochtighorn aus die Bildung eines neuen Risses, der sich innert drei Tagen sichtlich erweiterte (Jenny 1928). Die Prüfung der Lage ergab, dass sich die Bewegung auf ein etwa 180 m breites Randgebiet des Altelsgletschers neben dem W-Grat beschränkte, das unmittelbar oberhalb des Altelsseitengletschers lag. Die losgelöste Masse war etwa 150 m unterhalb des Abrisses längs eines Querwulstes abgeschert und bewegte sich auf den Altelsseitengletscher hinauf. Die Kubatur betrug bei einer Mächtigkeit von etwa 18 m rund 450000 m^3, also lediglich $^1/_{10}$ des grossen Eissturzes. Mit einem Absturz wurde nicht gerechnet, vor allem da sich der unten flachere Seitengletscher auch 1895 als stabil erwiesen hatte. Der Gletscher wurde aber intensiv beobachtet, im folgenden Jahr sogar aus der Luft (Mercanton 1929).
Mit dem allgemeinen Gletscherschwund der folgenden Jahrzehnte hat sich der Altelsgletscher derart vollständig zurückgebildet, dass eine Wiederholung des Gletscherabsturzes im gegenwärtigen Zustand nicht zu befürchten ist. Der Aufbau einer kritischen Masse wird im Falle eins Klimawechsels Jahre dauern, so dass genügend Zeit zur Verfügung stehen wird, um die Entwicklung zu verfolgen. Durch das Vorhandensein des Altelsseitengletschers bietet sich indessen schon heute die Gelegenheit, das mechanische Verhalten des Gletschers bei ähnlichen Verhältnissen zu untersuchen, wie sie am Hauptgletscher zur Zeit der Gletscherlawine geherrscht haben. Der Seitengletscher pflegt periodisch beschränkte Rutschungen auszuführen, die Dank der Abstützung am Zungenende jeweils rasch wieder abklingen.

Randa

Die Katastrophen von Randa

Das Dorf Randa im Mattertal ist verschiedentlich von Lawinen heimgesucht worden, die in die ältere glaziologische Literatur als Katastrophen von Randa eingegangen sind (Forel 1895; Heim 1885). Als Herkunftsort wurde der Bisgletscher genannt, dessen steile Zunge in eindrücklicher Weise mit senkrechter Front einige hundert Meter über Randa endet. Es war naheliegend, an Eisstürze am Zungenende zu denken. In Wirklichkeit hat es sich, zumindest am 27. Dez. 1819, um einen Eissturz in der Gipfelregion des Weisshorns gehandelt, zwar im Einzuggebiet des Bisgletschers gelegen, aber an einem eigenständigen Hängegletscher in einer der steilen Flanken der Gipfelpyramide. Abbildung 6 zeigt das Weisshorn mit seiner Flankenvergletscherung. Rechts unter dem Gipfel sind die ausgedehnten Karmulden des Nährgebiets des Bisgletschers zu sehen, darunter folgt die steile Zunge. Der Vordergrund lässt ein Stück Talboden mit dem Dorf Randa links unten erkennen.
Mehr als einmal waren infolge Lawinenniedergängen in Randa Todesopfer zu beklagen. So kamen 1636 am 13. Januar (?)



Abb. 6. E-Seite der Weisshorn-Bishorngruppe mit Bisgletscher, im Vordergrund das Dorf Randa. Die labile Eismasse am E-Grat des Weisshorns ist vor dem Gipfel gleich unterhalb der Licht-Schattengrenze zu erkennen (Foto B. Perren, Air Zermatt, Sept. 1972).

37 Personen ums Leben, 12 Personen am 18. Februar 1720 und 2 Personen am 27. Dezember 1819 (Truffer unveröffentlicht). Daneben wurden jeweils zahlreiche Gebäude zerstört, ausser in den genannten Fällen auch am 22. April 1737. Ob die Lawine von 1720 durch einen Gletschersturz ausgelöst wurde, ist fraglich, während in den anderen Fällen kaum daran zu zweifeln ist. Über das Ereignis von 1819 liegt ein Bericht von kompetenter Seite vor, von Kantonsingenieur Ignaz Venetz, der Randa in offizieller Mission am 6. Januar 1820 besucht hat (Venetz unveröffentlicht). Aus seinem Bericht geht hervor, dass ein Eissturz aus der Gipfelregion des Weisshorns eine gewaltige Schneelawine ausgelöst hatte. Der Fliessanteil, dessen Kubatur Venetz auf 13 Mill. m^3 schätzte, erreichte zwar das Dorf nicht, aber die vorauseilende Staublawine fegte darüber hinweg. Häuser wurden von den Fundamenten gerissen und bis im Umkreis von 1 km abgedeckt. Auch die stärksten Lärchen wurden noch in grosser Entfernung entwurzelt. Der Windstoss war so stark, dass Mühlsteine viele Meter bergauf geworfen und Eisblöcke von 100 kg Gewicht weit über das Dorf hinweggeschleudert wurden. Im ganzen wurden 113 Firste zerstört. Erstaunlicherweise waren nur zwei Todesopfer zu beklagen, was wohl der Blockbauweise der Häuser, der Schneebedeckung des Bodens und der frühen Morgenstunde zuzuschreiben war. Die Lawine brach gegen 6 Uhr morgens ab, wobei der Pfarrer des Ortes, der Sigrist und andere Personen plötzlich, als das Aufschlagen des Eises auf die untern Gletschermassen zu hören war, eine grosse Helle bemerkten.

Der Talfluss Vispa wurde durch den Fliessanteil der Lawine, bestehend aus einem Gemisch von Schnee und Eis mit Gesteinsbrokken, gestaut. Es war wegen der Sorge um die Unterlieger, dass sich Venetz unverzüglich nach Randa begab; nur anderthalb Jahre nach der Hochwasserkatastrophe von Mauvoisin (s. übernächstes Kapitel) war die Erinnerung noch frisch, welche Verheerungen das Wasser beim Durchbruch durch eine Eislawine verursachen kann. Der Abfluss der Vispa erfolgte indessen rechtzeitig von selbst. Dies war auch bei kleineren Eis- und Schneelawinen der Fall, die sich seit 1819 gelegentlich ereigneten.

Glaziologische Untersuchungen 1972/73

Die Erinnerung an die früheren Schadenfälle und Katastrophen ist in Randa nicht erloschen, und so löste im Sommer 1972 die Beobachtung, dass sich vom E-Grat des Weisshorns eine auffällige Spalte in die Gratflanke hinauszog, bei einem Teil der einheimischen Bergführer eine verständliche Besorgnis aus. Die Spalte öffnete sich zusehends, so dass die Normalroute zum Gipfel über den E-Grat kaum mehr zu begehen war. In der Folge wurden im Herbst die Gemeinde- und Kantonsbehörden alarmiert, welche zusammen mit Vertretern von Bundesämtern und der VAW die Lage überprüften (Röthlisberger et al. unveröffentlicht). Eingehende Untersuchungen erwiesen sich als notwendig. Wegen der vorgerückten Jahreszeit und der Meereshöhe von 4200 m erwiesen sie sich als ebenso schwierig wie kostspielig. In erster Linie mussten Daten über die Ausdehnung und Kubatur des Gletscherteils beschafft werden, dessen Absturz zu befürchten war, sowie über die Geschwindigkeit, mit der er sich bewegte. Die heikle Vermessungsaufgabe wurde dem Privatbüro von A. Flotron in Meiringen übertragen, während über die allfälligen Auswirkungen im Tal beim Absturz grosser Kubaturen eine Studie am Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung durchgeführt wurde. Als Sachbearbeiter kam B. Salm zum Schluss, dass bereits ein Volumen von weniger als 200000 m^3 für das Dorf gefährlich werden könnte; schätzungsweise befanden sich aber 500000 m^3 in einem labilen Zustand. Ein künstlicher Abtrag der Eismasse durch Sprengungen erwies sich als undurchführbar. Es blieb nur zu hoffen, dass entweder der Absturz portionenweise erfolgen oder dass es gelingen würde, im Falle einer kritischen Beschleunigung der gesamten labilen Eismasse das Dorf Randa rechtzeitig zu warnen. Wie die kritische Beschleunigung zu definieren sei, hatte allerdings die Untersuchung selbst erst noch zu erbringen!

Methoden

In Anbetracht der vielen unbekannten Faktoren bei der Weiterentwicklung des Gletschers wurden von Anfang an verschiedene Messungen nebeneinander begonnen in der

Hoffnung, dass wenigstens eine der Methoden brauchbare Ergebnisse liefern würde. Zudem mussten die Untersuchungen auf die jweiligen Bedingungen und Bedürfnisse ausgerichtet werden. Im einzelnen wurden folgende Wege beschritten:

- In Publikationen, bei Postkartenverlagen, in Luftbildarchiven und bei Privaten wurden alte Aufnahmen des Weisshorngipfels gesucht und daraufhin durchgesehen, ob in den letzten Jahrzehnten schon Zustände des Gletschers vorgekommen waren, die sich mit dem aktuellen Zustand vergleichen liessen.
- Durch das Geometerbüro wurden für eine Reihe von Jahren Kurvenpläne im Maßstab 1:2000 hergestellt. Die dazu nötigen Luftaufnahmen entstammten dem Archiv der Eidgenössischen Landestopographie oder waren nach 1968 alljährlich von dieser im Rahmen eines Programms zur Untersuchung gefährlicher Gletscher aufgenommen worden, das im Anschluss an die Gletscherkatastrophe von Mattmark (s. folgendes Kapitel) aufgestellt worden war.
- Auf dem Bishorn wurde eine automatische Kamera montiert, wie sie Flotron (1973) bei Gletschervermessungen bereits seit Jahren verwendet hat. Am Weisshorn ging es darum, die generelle Entwicklung der labilen Eismasse zu verfolgen und Geschwindigkeiten zu bestimmen; dies geschah mittels dreier Aufnahmen pro Tag.
- Vom Tal aus wurden durch das Geometerbüro präzise Positionsmessungen von Vermessungsmarken mittels Theodolit und Laser-Geodimeter vorgenommen. Die Genauigkeit betrug etwa ± 3 cm bei einer horizontalen Distanz von 5,3 km und einer Höhendifferenz von 2800 m. Die grösstmögliche Genauigkeit war erforderlich, um Geschwindigkeitsveränderungen so kurzfristig wie möglich feststellen zu können.
- Weil die Sicht nach dem Weisshorn vom Frühjahr an häufig schlecht war, wurde von der VAW in Zusammenarbeit mit R. Sarbach (Mechanische Werkstatt in St. Niklaus) eine elektromechanische Bewegungsmessanlage entwickelt. Oberhalb der grossen Spalte kam im ruhigen Firngebiet ein Mast zu stehen. Von hier wurde ein Stahlkabel zur labilen Masse gespannt und dort verankert. Am Mast wickelte sich das Kabel entsprechend der Bewegung des Ankers an einer drehbaren Walze ab, die durch ein Gegengewicht zurückgehalten wurde. Kernstück des mechanischen Teils war die Übersetzung,

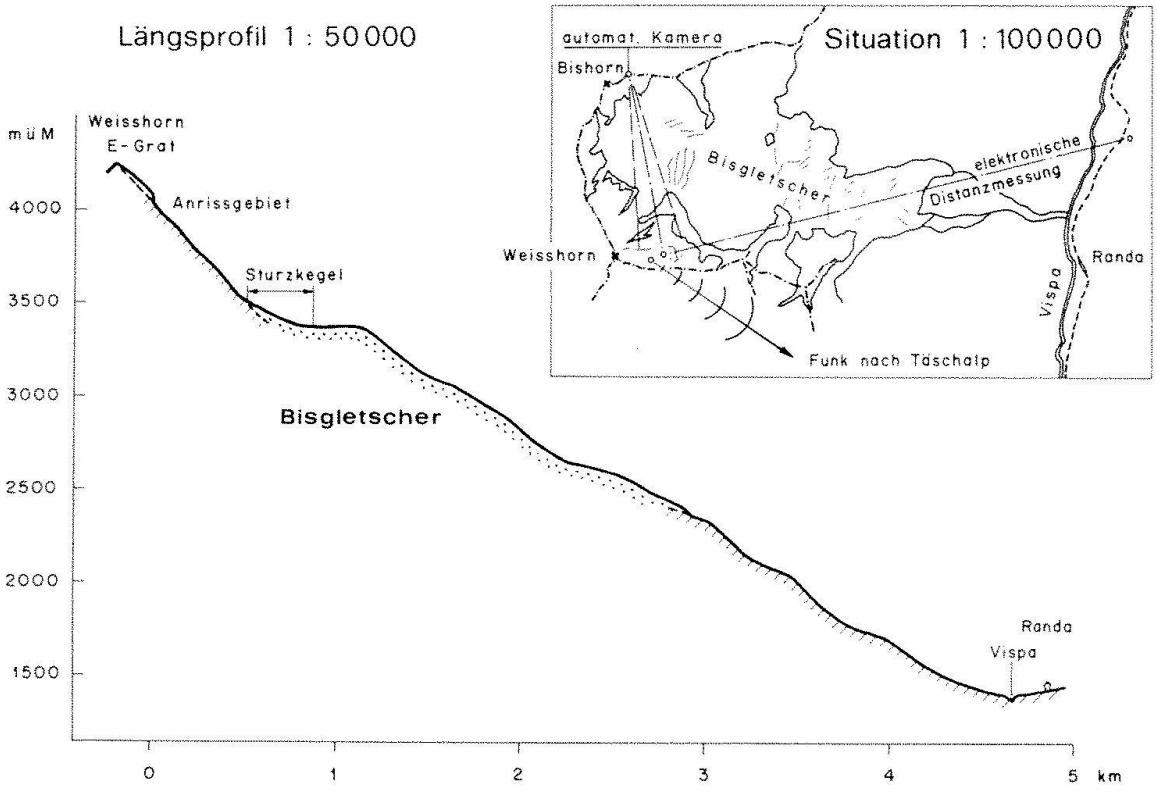


Abb. 7. Längsprofil Weisshorn-Randa und Situation mit den Messanordnungen 1972/73.

durch die am Kabel die gewünschte hohe Spannung erzeugt wurde, sowie eine Vorrichtung, die es erlaubte, dass das Gewicht im Innern des Masts bis zu oberst hochsteigen und durch Frostschutzlösung gedämpft zurückfallen konnte, ohne dass sich das Messkabel entspannte. In diesem Punkt sowie in der drahtlosen Übertragung der Messdaten unterschied sich die Anlage von einer ähnlichen, die am Giétrogletscher bereits einige Jahre im Betrieb stand (Röthlisberger und Aellen, 1970).

- Anlässlich von Helikopterflügen bei Rekognoszierungen und Installationsarbeiten wurde die Entwicklung des Gletschers auch aus der Nähe photographisch festgehalten.

Abbildung 7 zeigt ausser den topographischen Verhältnissen die Anordnung der Messeinrichtungen in Übersicht.

Ergebnisse

Unter den früheren Foto-Aufnahmen des Weisshorns liess sich kein analoger Fall zu 1972 finden, auch wenn sich zeigte, dass in diesem Jahrhundert der Hängegletscher bereits mehr als einmal beträchtliche Veränderungen erfahren hatte. So liess sich dokumentieren, dass zwischen etwa 1920 und 1928 bedeutende Eismassen abgestürzt sein mussten, ebenso zwischen 1959 und 1968. Im Unterschied zur Situation vom Herbst 1972 war aber auf allen Aufnahmen, auf denen das Eis weit hinunterreichte, ein Netz von mehreren kleineren Spalten zu sehen an Stelle der einzigen durchziehenden Kluft.

Für die Entwicklung in der Zeit von 1968 bis 1972 lieferten die Luftaufnahmen und Kurvenpläne genaue Unterlagen. In Tabelle 1 sind die Verschiebungen und Geschwindigkeiten in der Neigungsrichtung zusammengestellt. Die Entwicklung verlief so, dass sich die Hauptmasse des Eises in den 4 Jahren als einheitlicher Block verschob, wobei an der fast senkrechten Front, die in der Horizontalprojektion 35 m vorrückte, in der gleichen Zeit etwa eine Schicht von 15 m Dicke abbröckelte. Die Geschwindigkeit stieg in der gleichen Zeit von 3.9 auf 5.5 cm/Tag. Die wesentlichen Phasen der Entwicklung sind in Abbildung 8 im Längsprofil gezeigt und einer früheren Situation gegenübergestellt.

Auch die ersten Ergebnisse, die durch die Aufnahmen der automatischen Kamera auf dem Bishorn erhalten wurden, wiesen auf ein einheitliches Verhalten des labilen Glet-

Tab. 1. Verschiebung und mittlere Geschwindigkeit der labilen Eismasse am Weisshorn E-Grat, ermittelt aus den luftphotogrammetrischen Auswertungen.

	Verschiebung*		mittlere Geschwindigkeit*
	pro Jahr (m)	Summe (m)	cm/Tag
1968/69	13.5	13.5	3.9
1969/70	14.9	28.4	4.1
1970/71	17.0	45.4	4.8
1971/72	19.8	65.2	5.5
1972/73**	32.0	97.2	10.5

* parallel zum Hang.
** bis 11. Juli 1973.

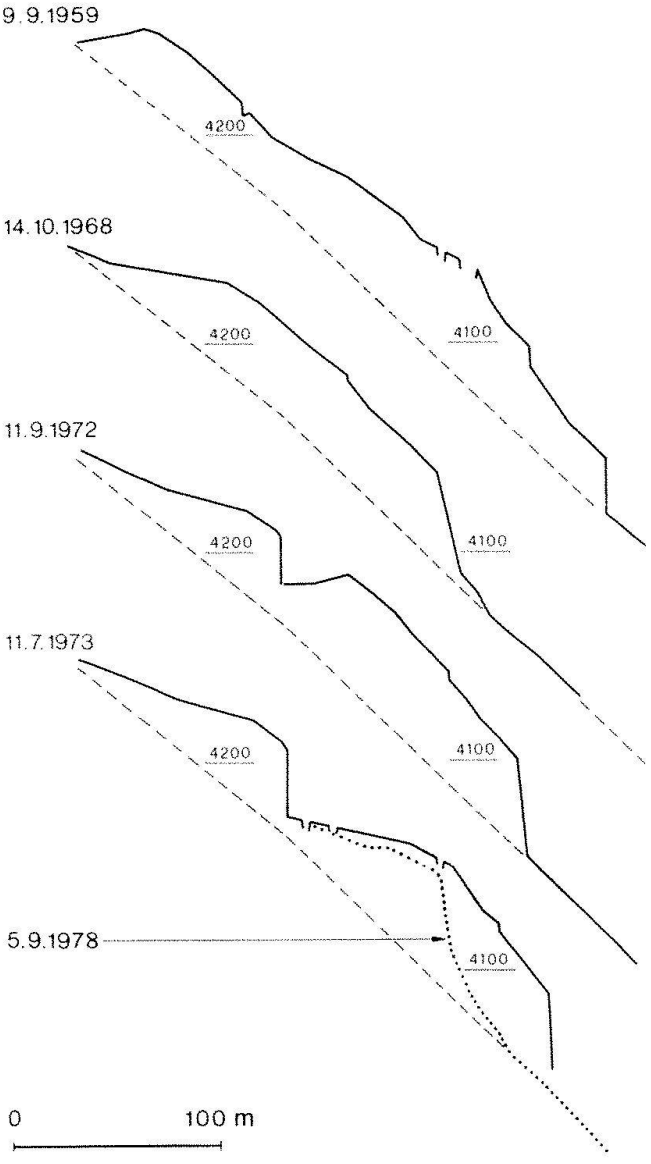


Abb. 8. Profil durch den Hängegletscher am Weisshorn-Ostgrat in der Fallinie.

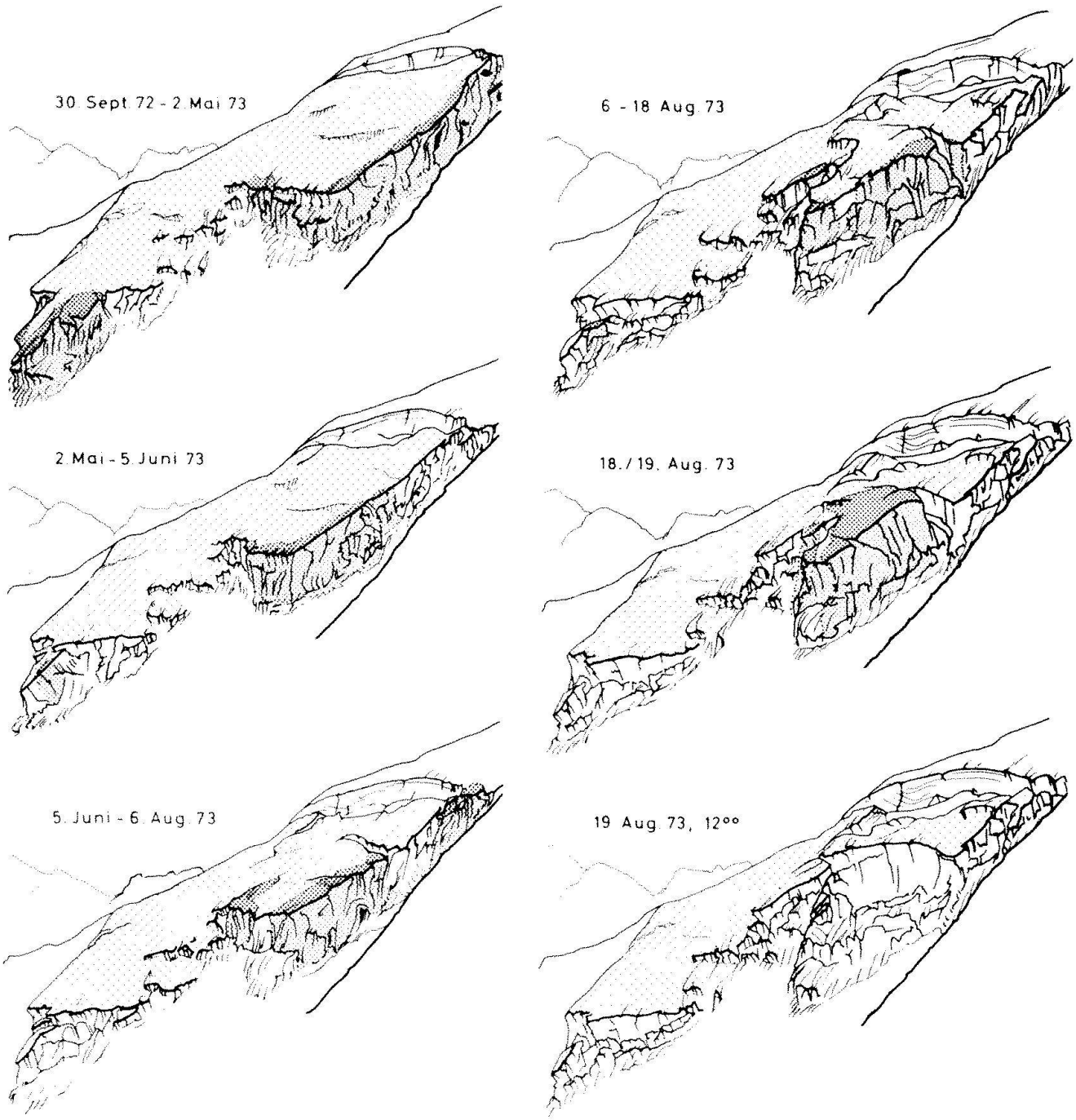


Abb. 9. Entwicklung des Hängegletschers am Weisshorn-Ostgrat von Sept. 1972 bis August 1973, skizziert nach den Aufnahmen mit automatischer Kamera auf dem Bishorn. Die in den einzelnen Perioden abgestürzten Gletscherteile sind durch kräftige Signatur gekennzeichnet.

scherteils unterhalb der grossen Spalte hin. Durch eine photogrammetrische Auswertung der Aufnahmen vom 29. Sept. und 17. Oktober 1972 hat A. Flotron die Bewegung des Eises flächenhaft als Kurvenbild aufgezeichnet und in die Foto übertragen (vgl. SVZ 1979, 138, Abb. 18). Bei diesem Verfahren werden im Autographen statt des üblichen Aufnahmepaares von zwei unterschiedlichen Standorten zwei Aufnahmen vom selben Standort, aber mit verschiedenen Aufnahmedaten, eingepasst; die Verschiebung in der Bildebene kann dann als Relief gesehen und «kartiert» werden. Die anfängliche Schätzung der Kubatur des labilen Gletscherteils von rund 500000 m^3 wurde bestätigt. An der dem Bishorn zugekehrten senk-

rechten Gletscherflanke und an der Front liess sich zudem erkennen, dass sich das Eis vorwiegend an der Basis deformierte, dass sich also die Gesamtmasse blockartig mit einer Geschwindigkeit von 7–10 cm/Tag talwärts bewegte und dass im Falle einer vollständigen Abscherung auf der Unterlage mit dem gleichzeitigen Absturz des Gesamtvolumens gerechnet werden musste. Glücklicherweise verbesserte sich die Lage im Laufe der Zeit wesentlich, wie sich u.a. auch wieder aus den täglichen Aufnahmen vom Bishorn erkennen liess. Abbildung 9 zeigt verschiedene Stadien der Entwicklung. Vom Juni 1973 an öffneten sich neue Spalten, und ein Teil der labilen Masse bröckelte am Rand ab. Die Gefahr einer grossen Eislawine bildete sich im Laufe des Sommers sukzessive zurück. Während dieser Zeit fiel die Kamera wegen technischer Störungen längere Zeit aus. Insgesamt funktionierte die Anlage, die nicht ganz 1 Jahr in Betrieb war, während 40–45% der Zeit. Dazu waren 10 Besuche per Helikopter für Kontrollen, Filmwechsel und Wartung nötig. Während den Betriebsperioden betrug der Ausfall infolge fehlender Sicht zusätzlich rund 30%. Dies dürfte die Schwierigkeiten des Unternehmens zur Genüge veranschaulichen.

Eine viel detailliertere Information über die Bewegung einzelner Punkte stand vom 17. Okt. 1972 an zur Verfügung, als mit den Winkel- und elektronischen Distanzmessungen begonnen wurde. Die Ergebnisse sind in Abbildung 10 graphisch zusammengestellt. Mit 7,5 bis 8 cm/Tag lag zu Beginn der Messungen in der zweiten Hälfte Oktober die Geschwindigkeit schon um 40% über dem Mittelwert des vorausgegangenen Jahres. Sie stieg bis zum Jahreswechsel auf gut 9 cm/Tag an, im März auf 10–12 cm/Tag und erreichte Ende Juni 19 cm/Tag. Eigenartigerweise bewegte sich der höhergelegene Punkt Nr. 1 am untern Rand der grossen Spalte schneller als Punkt Nr. 3 in der Mitte der labilen Masse. Die Geschwindigkeit nahm während einzelnen Perioden von einigen Monaten abgesehen von der Streuung

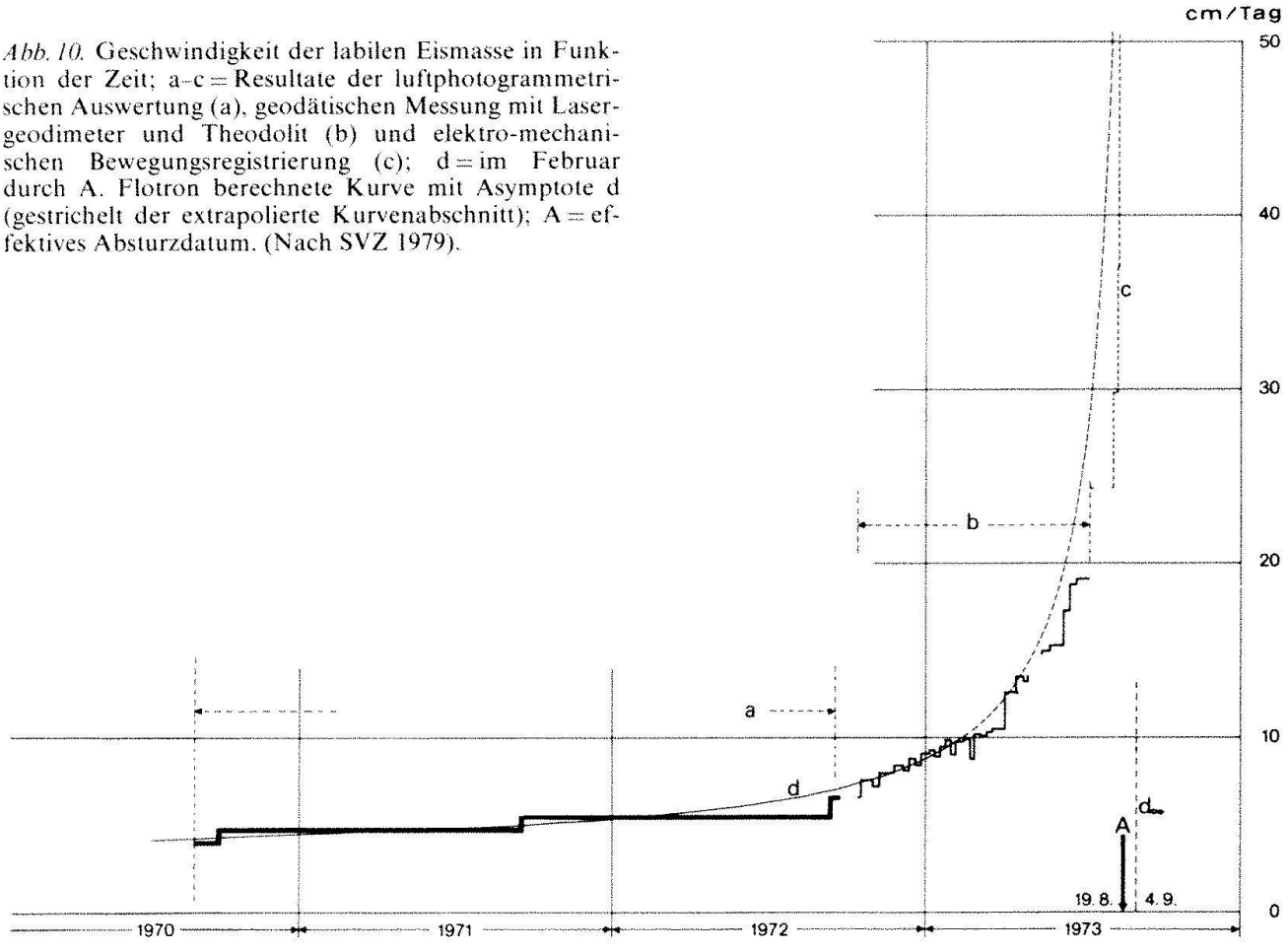


Abb. 10. Geschwindigkeit der labilen Eismasse in Funktion der Zeit; a–c = Resultate der luftphotogrammetrischen Auswertung (a), geodätischen Messung mit Lasergeodimeter und Theodolit (b) und elektro-mechanischen Bewegungsregistrierung (c); d = im Februar durch A. Flotron berechnete Kurve mit Asymptote d (gestrichelt der extrapolierte Kurvenabschnitt); A = effektives Absturzdatum. (Nach SVZ 1979).

ungefähr linear zu, doch zeigte sich über längere Zeiträume ein sich progressiv verstärkender Anstieg. Bei den ersten Versuchen, die Abhängigkeit der Geschwindigkeit von der Zeit formelmässig zu erfassen, führten Exponentialgesetz und einfache Polynome nicht zum Ziel; dagegen konnte A. Flotron im Februar 1973 zeigen, dass die Messpunkte ungefähr auf einer Hyperbel von der Form

$$v = v_0 + \frac{a}{t_\infty - t}$$

lagen. Die einzelnen Grössen in der Gleichung bedeuten v = Geschwindigkeit zur Zeit t, v_0 = Geschwindigkeit vor unendlich langer Zeit, a = empirische Konstante; t_∞ ist die Zeit, wo die Geschwindigkeit $v = \infty$ erreicht würde. Unter Verwendung der Jahresgeschwindigkeiten von 1968 bis 1972 und der kurzfristigen Messungen vom Herbst 1972 an hat Flotron bei $v_0 \approx 3$ cm/Tag und $a = 1420$ cm für t_∞ das Datum des 4. September 1973 erhalten. Die Rechnung ergab eine Unsicherheit von etwa 40 Tagen für dieses Datum. Eine verbindliche Aussage liess sich im gegebenen Zeitpunkt aus der Analyse allerdings nicht herleiten, weil eine Extrapolation der rein empirischen Beziehung zu gewagt schien, und weil der Absturz, selbst wenn die Formel stimmen sollte, nicht zur Zeit t_∞, sondern bereits früher, bei Erreichen einer noch unbekannten kritischen Geschwindigkeit, erfolgen würde.
Die Fortführung der Messungen zeigte, dass die Geschwindigkeit weiterhin gesetzmässig anstieg. Da im Juli die Messmarken verloren gingen und sich die labile Masse durch die Entstehung von Spalten derart umgestaltet hatte, dass eine Gefährdung des Tals nicht mehr wahrscheinlich war, wurde die geodätische Bewegungsmessung nicht wieder aufgenommen. An ihre Stelle trat die mechanische Bewegungsmessanlage. Dass diese nach erheblichen Schwierigkeiten vom 8.–16. August 1973 und am 18./19. August bis wenige Stunden vor dem Eissturz funktionierte, war weitgehend Glückssache.
Am 19. August 1973 wurde von der Domhütte aus um 07.15 und 10.10 Uhr der Niedergang von zwei grossen Eislawinen beobachtet, während in Randa selbst nichts bemerkt wurde. Die automatischen Aufnahmen vom Bishorn bestätigten, dass die wichtigsten Eisstürze am 19. August zwischen 06.30 und 12.00 Uhr erfolgten, nachdem in der vorausgegangenen Nacht zwischen 17.30 und 06.30 Uhr nur geringe Eismengen abgebrochen waren. Nach luftphotogrammetrischen Aufnahmen vom 11. Juli und 5. September 1973 machte das Total der Eisstürze rund 130000 m³ aus, so dass die Kubaturen der einzelnen Lawinen wohl unter 100000 m³ lagen; es war also nur rund ein Drittel der ursprünglichen labilen Masse abgestürzt. In Übereinstimmung mit der Ausbreitungsprognose blieb das Ablagerungsgebiet auf die grosse ebene Firnterrasse des Bisgletschers auf 3380 m ü. M. beschränkt.
Es ist bemerkenswert, dass der Absturz innerhalb der von Flotron im Februar vorausberechneten Zeitspanne erfolgte. Die kritische Geschwindigkeit, die 16 Tage vor der Zeit t_∞ erreicht wurde, lag bei rund 150 cm/Tag. Mit Hilfe der 1972/73 gewonnenen Erfahrungswerte wird es in Zukunft besser möglich sein, Prognosen zu stellen.

Ursachen des Gletschersturzes

Eine vergleichbare gesetzmässige Zunahme der Geschwindigkeit mit der Zeit wie am Weisshorn wurde von Haeberli (1975) beim Abbruch einer Eislamelle beobachtet, die vom Wasser eines Randsees des Grubengletschers (vgl. S. 203) unterspült worden war. Aus der ruckartigen Bewegung und dem Auftreten von Geräuschen schloss er auf sukzessive Rissbildung. Iken (1977) hat durch Berechnungen gezeigt, dass sich auch im theoretischen Modell eine hyperbelartige Zeitabhängigkeit der Geschwindigkeit ergibt, wenn angenommen wird, dass Zugbruch und viskoses Fliessen abwechselnd aufeinander folgen. Ohne Zweifel sind also Bruchvorgänge, die sich mit der Zeit intensivieren, als eigentliche Ursache des Gletschersturzes anzusehen, wie dies schon aus der direkten Beobachtung der labilen Eismasse hervorgeht.
Die thermischen und mechanischen Bedingungen, unter denen der Gletscher instabil wurde, lassen sich nur grob abschätzen. In Analogie zum Monte Rosa (Fisher 1955) dürfte die Temperatur etwa bei $-10°$ gelegen haben. Unter der Annahme einer gleich-

mässig geneigten Felssohle mit rund 45° Gefälle, einer vertikal im Raum gemessenen Gletschertiefe von 45–50 m und einer mittleren Dichte von 600 bis 700 kg/m³ ergibt sich eine mittlere Basisschubspannung von rund 1,5 bar. Erwartungsgemäss ist dies mehr als im Falle der Altels. Falls die Oberflächengeschwindigkeit $v_0 = 3$ cm/Tag der Kriechbewegung zugeschrieben wird, entspricht sie bei den obigen Annahmen einer zwei- bis dreifachen Schubdeformationsgeschwindigkeit von temperiertem Eis. Sehr wahrscheinlich liegt ein Grund für die rasche Deformation bei der Porosität (Mellor 1959), möglicherweise auch bei einer bevorzugten kristallographischen Orientierung in der Basisschicht, jedoch nicht bei einer Erwärmung infolge der Deformation.

Das Gefälle von 45° entspricht der Neigung, bei der in einer schiefen planparallelen Schicht eines viskosen Körpers in horizontaler Richtung die Druckkräfte verschwinden. Bei grösserem Gefälle herrscht überall Zug, so dass sich im Prinzip überall Spalten bilden können. Unter diesem Gesichtspunkt ist es bemerkenswert, dass sich ein Eiskörper blockartig über eine grosse Distanz den Hang hinunterbewegen kann und dabei auf der Felsunterlage haften bleibt, ohne dass an der Front ebensoviel Eis abstürzt wie sich über den Fusspunkt hinausschiebt. Vermutlich spielt die Rekristallisation in der Basisschicht eine wichtige Rolle. Der Abbruch erfolgte schliesslich an einer schalenförmigen, konkaven Fläche ohne Ablösung vom Fels (Abb. 8 u. 9; vgl. SVZ 1979, 140, Abb. 23). Der rückwärtige Teil von mehr als der Hälfte der ursprünglichen labilen Masse war abgesackt, also im Mittel dünner geworden, und hatte sich wieder stabilisiert. Dies spricht dafür, dass die kritische Eistiefe für den Eissturz bei gut 50 m lag.

Allalingletscher

Vorgeschichte

Die Gletschergeschichte des Saastals ist von Lütschg (1926) zusammengetragen und reich illustriert in einer umfassenden Monographie dargestellt worden, in der auch die See- und Gletscherchronik (1300–1915), Hochwasserchronik (563–1922) und Schnee- und Wetterchronik (1465–1918) enthalten sind.

Zu den Gletschern des Tals gehört der Allalingletscher. Er nimmt eine besondere Stellung ein, weil er von Ende des 16. Jahrhunderts bis zu Anfang des 20. Jahrhunderts bis ins Haupttal reichte, das er verschiedentlich abriegelte. Im Talboden von Mattmark kam es dann zur Bildung eines gestauten Sees, dessen Wasser jeweils die südliche Seitenmoräne und den Gletscher durchbrach, was im Saastal zu ausgedehnten Verwüstungen führte. Erst unter dem Eindruck des abermaligen Gletschervorstosses zu Anfang der 1920er Jahre wurde ein längst geplanter Umleitungsstollen im Fels schliesslich ausgeführt.

Nach dem 1920er Vorstoss zog sich der Gletscher während gut drei Jahrzehnten zurück, am schnellsten in der zweiten Hälfte der 40er Jahre. Von 1954 an blieb dann die Lage des Zungenendes abgesehen von einigen Schwankungen während gut 10 Jahren unverändert. In diese Zeit fällt der Bau des Staudammes von Mattmark unmittelbar oberhalb der südlichen Seitenmoräne des Allalingletschers. Die Moränen lieferten das Material für den Erddamm, und auf dem flachen Boden des Zungenbeckens der Hochstände der letzten Jahrhunderte war ein Teil der Bauinstallationen untergebracht worden. Die hauptsächlichsten Stände des Allalingletschers sind in Abbildung 11 im Längsprofil eingetragen, das zugleich die generelle Situation veranschaulicht: Das Einzugsgebiet des Allalingletschers liegt in einem seitlichen Hochtal, aus dem die Gletscherzunge über die Flanke des Haupttals mehr oder weniger weit hinabreichte und während der Hochstände das Haupttal abriegelte (Röthlisberger und Kasser 1978; weitere Illustrationen Renaud 1958; Kasser 1964, 1967, 1972; Kasser und Aellen 1976; Vivian 1966; SVZ 1979, 144).

Die Mattmark-Katastrophe vom 30. August 1965

Am 30. August 1965 um 17.15 Uhr löste sich der unterste Zungenteil des Allalingletschers und glitt über das felsige Vorgelände, das ein mittleres Gefälle von 50% (26,5°) aufweist, auf die Baustelle der Kraftwerke Mattmark hinunter. Dabei verloren 88 Menschen das Leben. Die Kubatur des abgestürzten Eises betrug rund 1 Mill. m³, die Fallhöhe im

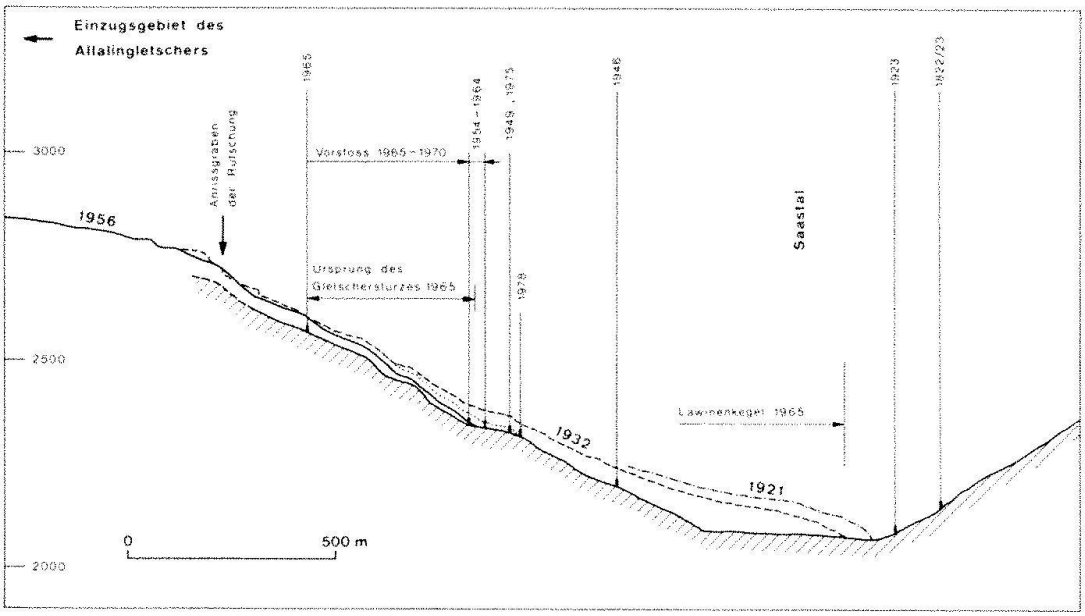


Abb. 11. Längsprofil durch die Zunge des Allalingletschers mit ehemaligen Gletscherständen sowie Angaben über den Gletschersturz von 1965 und den seitherigen Gletschervorstoss.

ungefähren Schwerpunkt 450 m. Die Auslaufstrecke, die quer durch die Grossbaustelle verlief, wies eine Länge von rund 300 m auf, der Neigungswinkel vom Anriss bis zum Ende des Lawinenkegels (Fahrböschung nach Heim) betrug 22°. Betroffen war ein Teil des Bauareals im früheren Zungenbekken des Allalingletschers, wo besonders rege Tätigkeit herrschte und in 200 m Distanz vom Fuss des Talhanges Baracken standen. In 8–10 m Mächtigkeit bedeckten die Eistrümmer in der Form eines Eiskonglomerats, ähnlich wie es von Heim (1895) für die Altelslawine beschrieben worden war, die Opfer, Baracken, Fahrzeuge und Installationen.

Durch P. Kasser und weitere Experten wurde in Zusammenarbeit mit der Bauleitung ein Programm intensiver Beobachtung aufgestellt, das unverzüglich in Angriff genommen wurde, zuerst im Zusammenhang mit Rettungsversuchen für allfällige Überlebende, später während der Bergung der Opfer und bei der Fortsetzung der Bauarbeiten. Im Abstand von 1–2 Wochen wiederholte Luftaufnahmen, ausgewertet am Photogrammetrischen Institut der ETHZ, lieferten den jeweiligen Überblick über den momentanen Zustand des Gletschers sowie die Grundlage zur Feststellung von Veränderungen, die sich von Woche zu Woche ergaben. Mehrmals täglich erfolgte am Boden die Einmessung von Bewegungsmarken auf dem Gletscher durch einen Geometer, während weiter unten eine Gruppe von Bergführern die Gletscherfront laufend beobachtete, täglich photographierte und eine Statistik über das Abbrechen von Eisstücken an der Front führte. Die Beobachtungsergebnisse dienten einerseits der ständigen Überwachung, andererseits als Grundlage bei den Sitzungen der Experten mit den Vertretern des Bauherrn und der Unternehmung, wo Beschlüsse über das weitere Vorgehen gefasst wurden. Die glaziologische Interpretation erfolgte an der VAW laufend, gefolgt von der wissenschaftlichen Überarbeitung (Röthlisberger 1974; Röthlisberger und Kasser 1978).

Mutmassliche Ursachen des Gletschersturzes

Bei der Beurteilung des Gletschersturzes von Mattmark gilt es vor allem zwei Faktoren zu berücksichtigen: einmal die deutliche Stufung der Felsunterlage (Abb. 11), dann den Umstand, dass sich die Gletscherzunge bereits während 2–3 Wochen kräftig in Bewegung befunden hatte, als sich ihr unterster Abschnitt trennte und abstürzte. Eine wenige Stunden vor dem Absturz entstandene Aufnahme (Abb. 12) lässt erkennen, dass die Gletscherzunge von einer grossen Zahl von Spalten durchzogen, ja stellenweise regelrecht zerrüttet war. Zahlreiche Eisschuttkegel am Gletscherrand legen Zeugnis von der



Abb. 12. Zunge des Allalingletschers 6 Stunden bevor der untere Teil abstürzte (Foto Emch, 30.8.1965, 11 Uhr).

bereits stattgefundenen kräftigen Bewegung ab.

Es liegt nahe, die starke Bewegung, die durch intensives Gleiten an der Gletschersohle zustande kommt und im folgenden als Rutschung bezeichnet sei, für den Absturz direkt verantwortlich zu machen. Lliboutry (1968), einer der Gerichtsexperten im Mattmarkprozess, hat denn auch theoretisch die Möglichkeit für eine Instabilität der Gleitbewegung von Gletschern aufgezeigt. Es fällt aber auf, dass 1965 nur ein Teil der gleitenden Masse abstürzte (SVZ 1979, 145, Fig. 32) und dass, wie weiter unten zu lesen ist, die Zunge des Allalingletschers schon vor 1965 wie auch seither häufig Rutschungen ausführte, ohne dass sich die Beschleunigung bis zum Absturz fortgesetzt hätte. Die Rutschung war also zusammen mit dem erforderlichen Gefälle eine der notwendigen Bedingungen dafür, dass 1965 eine grosse Masse Eis simultan das Gleichgewicht verlor, doch folgte der Absturz offenbar nicht zwingend aus der Bewegung allein. Vielmehr müssen zusätzliche Voraussetzungen erfüllt gewesen sein oder sich Vorgänge abgespielt haben, die als eigentliche Ursachen den Gletschersturz auslösten.

Einen entscheidenden Faktor könnte das terrassierte Gelände dargestellt haben. In einer früheren Arbeit (Röthlisberger und Kasser 1978) haben wir geäussert, dass sich möglicherweise hinter einer Felsstufe infolge der hohen Gleitgeschwindigkeit des Gletschers während der Rutschung ein ausgedehntes Gewölbe bildete, das plötzlich einbrach und

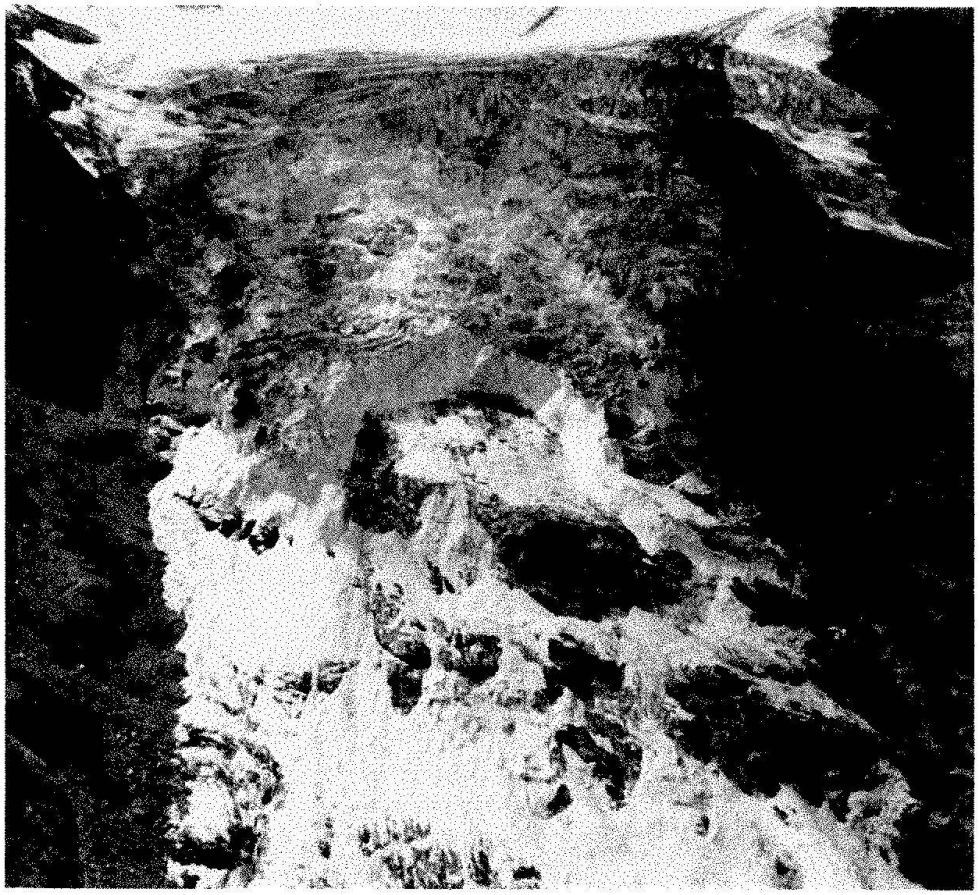


Abb. 13. Zunge des Allalingletschers 1-2 Tage nach dem Gletschersturz (Foto Comet).

damit den Gletschersturz verursachte. Der Einsturz könnte beispielsweise im Moment erfolgt sein, als der Fuss des Gewölbes den Halt verlor, weil er über eine untere Terrassenkante hinausgeschoben wurde (SVZ 1979, 146, Fig. 36).

So einleuchtend das zweidimensionale Schema im Längsschnitt sein mag, der Natur wird es nur unvollständig gerecht. So fällt bei näherer Betrachtung sofort auf, dass auch am Allalingletscher der Anriss in einem sichelförmigen Bogen erfolgte wie an der Altels (Abb. 13). Dies legt es nahe, das Konzept des Gewölbebogens auf schiefer Unterlage abermals anzuwenden, also zu fragen, weshalb das Eis oberhalb der Anrisslinie stehen blieb. Auf Abbildung 13 fällt auf, dass der stehengebliebene Bogen im Süden (orographisch rechts) auf einem Felsband als Sporn endete und sich im Norden längs der Felsflanke abstützte. Dem gegenüber war der abgestürzte Zungenteil sehr schlecht abgestützt (Abb. 12). Das Eis war orographisch rechts und in der Mitte so dünn, dass z. T. Felsrippen sichtbar waren. Bemerkenswerterweise überdauerte ein Teil dieses Zungeneises den Gletscherabsturz, es haftete also fest am Fels und war vermutlich angefroren. Orographisch links war noch ein zusammenhängender Eislappen vorhanden. Nach einer Aufnahme eines Touristen (Abb. 14) zu schliessen ist dieser Lappen gleichzeitig mit dem südlichen Widerlager oder sogar etwas früher abgeglitten, während der mittlere Teil erst unmittelbar nachher einbrach.

Die Situation, aus der heraus der Gletschersturz von Mattmark erfolgte, lässt sich zusammenfassend etwa so sehen, dass im Zuge einer ausgedehnten Gletscherrutschung im untersten Teil des Rutschgebiets ein kritisches Gleichgewicht geherrscht hat zwischen der Schwerkraft einerseits und verschiedenen ihr entgegenwirkenden Kräfte andererseits, nämlich der Reibung an der Sohle (Adhäsion), der Kohäsion an der Anrissfläche, der Abstützung im Zentrum (Terrasse) und an den Flanken (Widerlager). Der Verlust, resp. der Abbau auch nur einer dieser Kräfte kann zum Absturz geführt haben. Damit ergibt sich eine Reihe von Erklärungsmöglichkeiten für die Ursachen des Gletschersturzes. Bei der Sichtung dieser Möglichkeiten ist in Betracht zu ziehen, dass das Ereignis vermutlich rasch eingetreten ist.

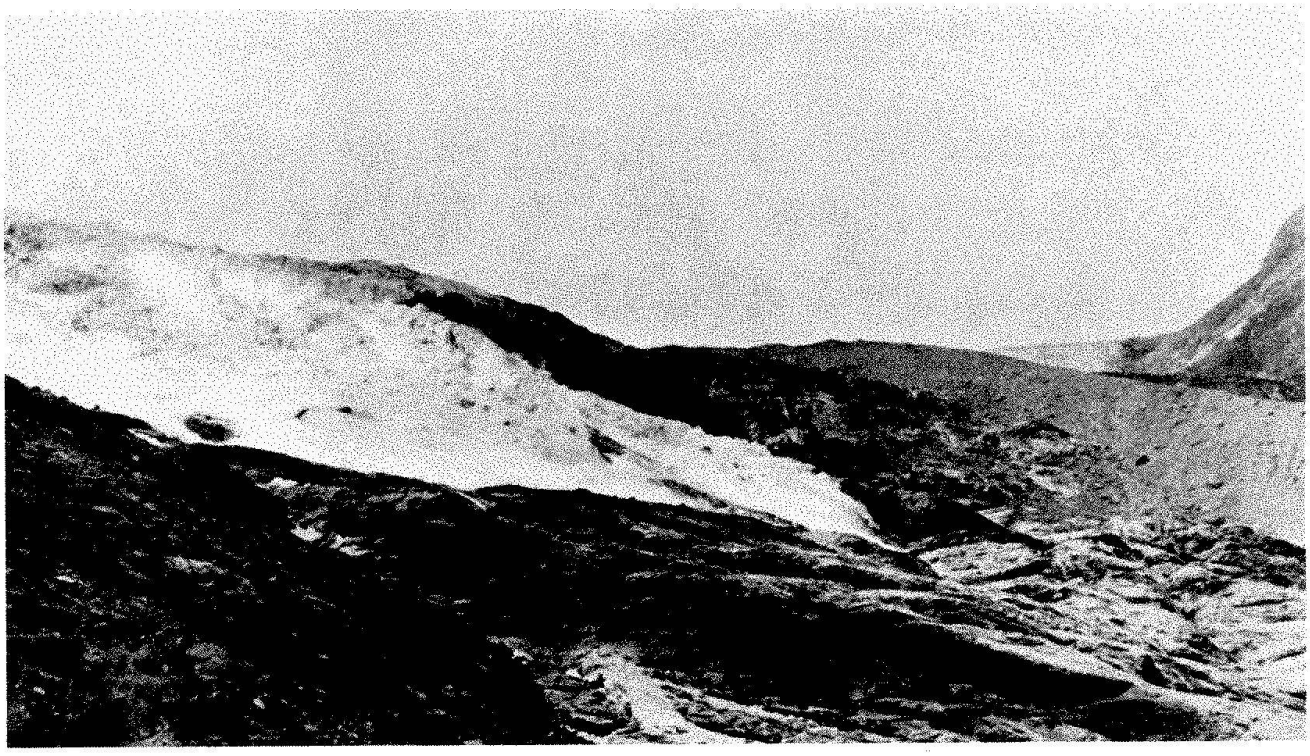


Abb. 14. Aufnahme eines Touristen von der Anfangsphase des Gletschersturzes (nach Schweiz. Illustrierte Nr. 37, 1965).

Am Tag der Katastrophe waren nämlich noch Arbeiten an den Wasserfassungen im Felshang unterhalb der Zunge im Gang. Die Arbeiter dieser Baustelle bemerkten ausser den normalen Begleiterscheinungen der Rutschung, bestehend aus gelegentlichen kleinen Eisstürzen von wenigen Kubikmetern, keine besondere Aktivität des Gletschers; ja sie wählten sogar nach Abschluss der Arbeit die direkte Route über den Plattenhang hinunter, wo bloss eine Stunde später die Gletscherlawine hinunterstürzte.

Die Plötzlichkeit, mit der das Ereignis offenbar eingetreten ist, lässt es wahrscheinlich erscheinen, dass Brucherscheinungen den Sturz der Eismassen auslösten. Da in der bereits zerbrochenen Eismasse keine grosse Kohäsion mehr vorhanden gewesen sein kann, ist ein Zugbruch an der Anrissfläche als auslösendes Moment weniger wahrscheinlich als der früher postulierte Bruch am Fuss eines grossen Gewölbes, wobei dieses allerdings eher an einem der seitlichen Widerlager nachgab als in Gletschermitte. In diesem Zusammenhang ist Abbildung 15 besonders aufschlussreich. An ungefähr der gleichen Stelle, wo 1965 der Anriss erfolgte, hat sich auch 1967 ein sichelförmiger Riss gebildet. Er ist am ehesten als Verwerfung zu deuten. Diesmal ist das Eis nicht abgestürzt, sondern lediglich abgesackt. Entweder hat die Abstützung am südlichen Widerlager an einem neu gebildeten Eisschuttkegel genügt, oder die Bewegung war weniger intensiv als 1965, so dass die Abstützung nicht über die Terrassenkante hinausgeschoben wurde. Es ist auch denkbar, dass eine unterschiedliche Massenverteilung dafür verantwortlich war, dass 1967 nicht abermals eine Lawine ausgelöst wurde.

Leider ist nicht bekannt, ob die Verwerfungslinie in Abbildung 15 das Felsrelief widerspiegelt oder ein Indiz für die grossräumigen Spannungsverhältnisse im fraglichen Gletscherabschnitt darstellt, was gut denkbar wäre. Dabei kommt dem Umstand besondere Bedeutung zu, dass das Felsbett nicht nur gestuft, sondern im mittleren Teil zusätzlich konvex nach aussen vorgewölbt ist. Dies dürfte eine Tendenz zu divergierenden Fliesslinien zur Folge haben, wie etwa die Längsspalten in der versackten Eismasse in Abbildung 15 veranschaulichen.

Wenn auch die rein mechanische Hypothese, wie sie oben dargelegt ist, eine plausible Erklärung für den plötzlichen Absturz des Zungenendes des Allalingletschers geben kann, sind doch auch andere Möglichkeiten



Abb. 15. Sichelförmige Verwerfung an der Zunge des Allalingletschers ungefähr an derselben Stelle wie die Anrisslinie des Gletschersturzes von 1965 (Luftaufnahme H. Meier, V+D vom 26.9.67, Reprobewilligung vom 30.3.80).

nicht ganz ausser acht zu lassen. Insbesondere könnte der durch die Rutschung gestörte subglaziale Wasserabfluss als auslösendes Moment eine Rolle gespielt haben, wie dies Vivian (1966) angenommen hat. Direkte Anzeichen für die Wirkung von Wasser waren aber keine vorhanden.

Das Phänomen der Rutschung

Der Begriff der Rutschung ist dem geologischen Wortschatz entnommen, wo er das mehr oder weniger schnelle Abgleiten von Gesteinsmassen an einer diskreten Gleitfläche oder in einer dünnen Gleitzone bezeichnet. In diesem Sinne würde eigentlich bei der Übertragung auf die Gletscher jeder temperierte Gletscher, dessen Bewegung eine Komponente des Gleitens am Gletscherbett enthält, eine Rutschung darstellen. Im folgenden sei aber der Ausdruck «Rutschung» auf die besonderen Fälle beschränkt, wo die Gleitkomponente gegenüber dem viskosen Fliessen des Eises stark überwiegt, was insgesamt zu einem aussergewöhnlichen mechanischen Verhalten des Gletschers führt. Besonders interessieren uns die Fälle, wo ein Teil des Gletschers nur vorübergehend eine Rutschung ausführt. Das Rutschgebiet lässt sich dann gegenüber dem Gletscher mit normaler Bewegung fast ebenso scharf abgrenzen wie im geologischen Analogiefall gegenüber dem unbewegten Gelände. Für kriechende Felsmassen wird auch der Begriff der Sackung verwendet, der hier nur ausnahmsweise steht, vor allem wenn die aussergewöhnliche Bewegung im wesentlichen darin besteht, dass sich der rückwärtige Teil der Rutschmasse absenkt und sich diese an der Stirn aufwölbt.

Die Erscheinung der Rutschung an unseren Alpengletschern ist erst in neuerer Zeit im Anschluss an die Mattmark-Katastrophe beachtet worden. (Die Rutschung beschränkten Ausmasses am Altels-Seitengletscher hat allerdings 1927 etwelche Aufregung verursacht, vgl. S. 181). Ein anderer charakteristischer Fall an einem Gletscher des Kaskadengebirges in Nordamerika, mit dem bezeichnenden Namen «Spillway Glacier», ist von

Post und Lachapelle (1971, Fig. 41) illustriert worden. In vielen Beziehungen gleicht die Rutschung dem bereits früher von Helbling (1940) und Haefeli (1940) beschriebenen «aussergewöhnlichen Gletschervorstoss», der in jüngerer Zeit im englischen Sprachbereich zuerst unter der Bezeichnung «catastrophic glacier advance» (Weertman 1962) und später als «surge» grosse Beachtung gefunden hat. (Ambrose 1969). In der UdSSR ist der Begriff des «oszillierenden Gletschers» im Gebrauch, (z. B. Kotlyakov und Smolyarova 1978).

Der charakteristische «Surge» tritt dort auf, wo der Transport des Eises aus dem Nährins Zehrgebiet statt kontinuierlich in periodischen Schüben erfolgt. Kurzfristige aktive Phasen wechseln mit lange andauernden Phasen der Stagnation ab. In extremen Fällen stösst dabei das Zungenende innert Monaten um mehrere Kilometer vor. Wenn dabei ein Seitental abgesperrt wird, kann es zur Bildung eines eisgestauten Sees kommen, dessen Ausbruch seinerseits katastrophale Auswirkungen im darunterliegenden Flussgebiet nach sich ziehen kann (z. B. Alaska, Anden, Karakorum, Pamir). In unserer Terminologie handelt es sich bei solchen «Surges» um nichts anderes als um gigantische Rutschungen. Im folgenden beschränken wir uns aber auf Erscheinungen viel kleineren Ausmasses, deren Ursachen und Mechanismen sich von denen des klassischen «Surge» sehr wohl unterscheiden können. Die Ergebnisse der Untersuchungen am Allalingletscher sind bereits andernorts ausführlich behandelt worden (Röthlisberger und Kasser 1978).

Die Zungenrutschung des Allalingletschers ist recht eindrücklich auf einer Luftaufnahme (Abb. 16) zu erkennen (SVZ 1979, 147, Fig. 37). Sie beschränkt sich auf einen ziemlich scharf begrenzten Bereich, der unmittelbar an eine Séraczone anschliesst. Auffallend

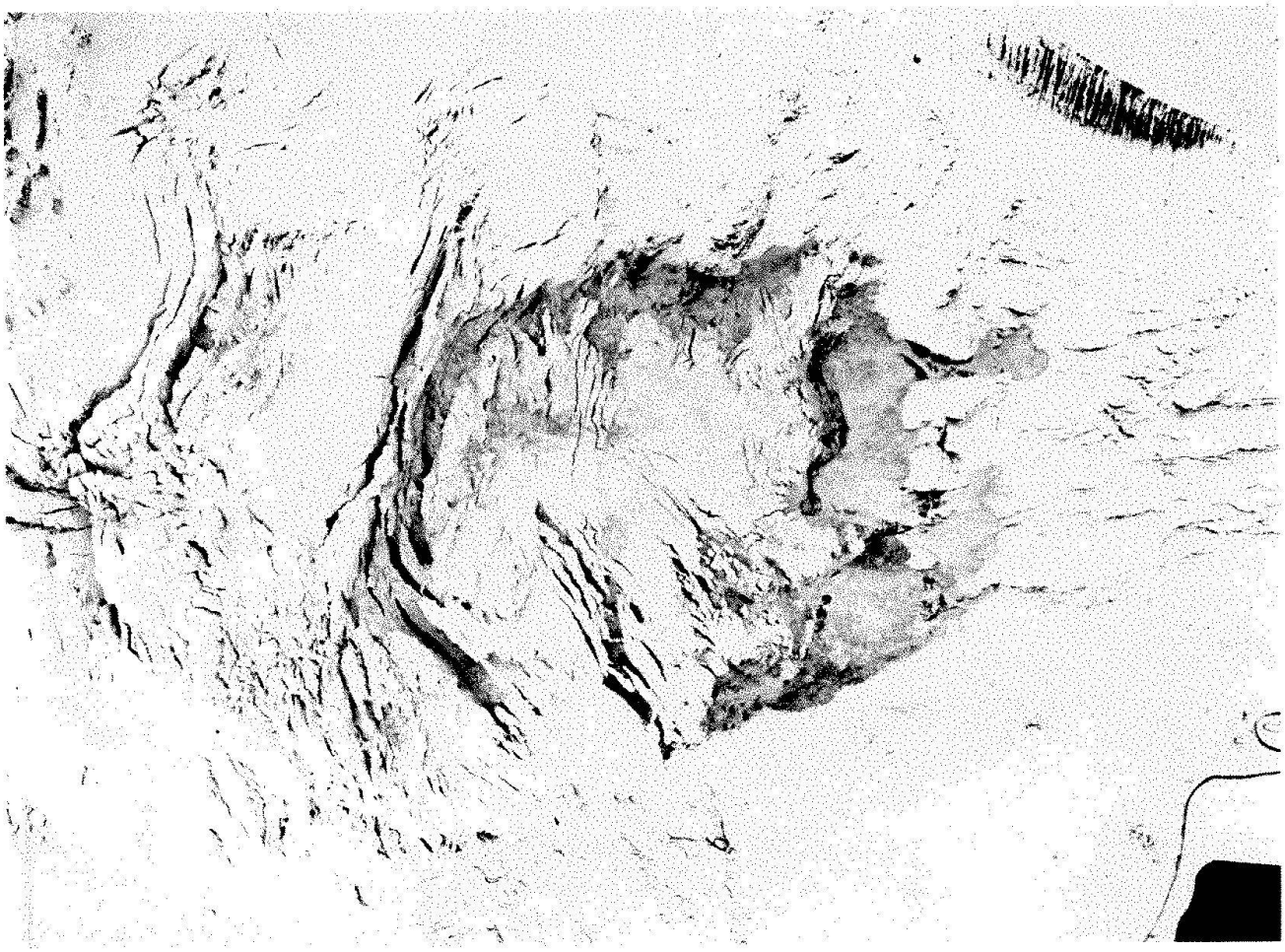


Abb. 16. Zungenrutschung am Allalingletscher. Die aktiven Zonen und vor der Front abgelagerten Eistrümmerkegel sind an der dunklen Färbung zu erkennen, die davon herrührt, dass die Neuschneedecke gestört worden ist (Luftaufnahme der V + D vom 2.11.1966, Reprobewilligung vom 30.3.80).

ist die sichelförmige Bruchzone in der oberen Bildhälfte, die anzeigt, dass die Bewegung im Rutschgebiet stärker ist als die der Eistürme im darüberliegenden Gletscherbruch, wo eine seitliche Abstützung die relative Stabilität bewirken dürfte. Im Gebiet der Rutschung ist offensichtlich diese Abstützung vermindert, wie aus den Bruchlinien, die dem Rand entlang laufen, ersichtlich ist. Die Störungslinien sind an der dunkleren Tönung zu erkennen, weil die Aufnahme wenige Tage nach einem Neuschneefall entstanden ist; dunkle Tönung bedeutet, dass der Schnee mit frischen Eistrümmern überdeckt worden ist. Dies ist vor allem an den Trümmerkegeln vor der Eisfront schön zu erkennen. Auch einige Spalten weisen frische Einsturzspuren auf, ein Zeichen dafür, dass sie sich sehr rasch geöffnet haben. Verschiedentlich ist am Allalingletscher beobachtet worden, wie im Verlauf einer Rutschung die Spalten immer zahlreicher werden, so dass mit der Zeit einzelne Gletscherteile in ein Trümmerfeld zerfallen. Die Spalten reichen sehr tief hinab, vermutlich bis zum Fels in etwa 40 m Tiefe. Im Verlauf einer Rutschung öffnet sich der Trennbereich zwischen Séraczone des Gletscherbruchs und der Rutschmasse immer mehr, so dass in vereinzelten Jahren sogar der Fels zum Vorschein gekommen ist. Dieser Trennbereich ist bei früherer Gelegenheit als «Sichelgraben» bezeichnet worden (z.B. Röthlisberger 1974), eine Bezeichnung, die auch hier verwendet werden soll. Die Vorstellung, dass eine in Blöcke auseinandergebrochene Eisplatte auf dem Fels gleitet, ist mit Erfolg dazu verwendet worden, das Felsprofil zu konstruieren, indem zu den Bewegungsvektoren, die für die Gletscheroberfläche aus wiederholten photogrammetrischen Auswertungen ermittelt worden waren, parallele Vektoren an der Sohle aneinandergereiht wurden, rückschreitend vom Fusspunkt der Eisfront aus. In Abbildung 16 (SVZ 1979, 145, Abb.32) ist eine gewisse Asymmetrie feststellbar, die damit zu tun haben könnte, dass der Gletscher am orographisch rechten Rand im sog. Südpfeiler Moränenmaterial enthält, was einen höheren Reibungskoeffizienten auf dem Fels bewirken dürfte.

Die fortschreitende Zerkleinerung der Gletschermasse führt jeweils dazu, dass die rückwärtigen Partien in sich zusammenstürzen, während an der Front sich Trümmerkegel bilden, die von der vorrückenden Hauptmasse zusammengeschoben werden und gemeinsam mit dieser vorstossen. Dies führt zu einer typischen Massenumlagerung, einer Dickenabnahme im rückwärtigen Teil und einer Verlagerung der Front nach vorn (Röthlisberger und Kasser 1978; SVZ 1979, 147, Fig.39). In einem mittleren Abschnitt verändert sich die Eismächtigkeit von rund 40, höchstens 50 m, nur wenig, abgesehen von charakteristischen Wülsten, die zwischen zwei Sackungsphasen entstehen, wenn die Séracfront langsam in das Sackungsgebiet hineinwandert. Aufgrund solcher Wülste wurden aus Fotos vor 1965 Verschiebungsbeträge und damit mittlere Geschwindigkeiten ermittelt.

Nach dem Gletschersturz sind bis zum Abschluss der Bauarbeiten um Mitte Oktober 1967 im Sérac- und Rutschgebiet Messmarken versetzt und intensiv, teilweise in zweistündigen Intervallen, vermessen worden. Auf diese Weise ist eine Fülle von Informationen über die räumliche und zeitliche Geschwindigkeitsverteilung erhalten worden (Röthlisberger und Kasser 1978). Die Geschwindigkeitsvariation ist im Überblick aus Abbildung 17 ersichtlich. In den Jahren 1966 und 1967 hat sich jeweils die Geschwindigkeit im Laufe eines Monats gut verzehnfacht, von wenigen dm/Tag auf einige m/Tag.

Der ansteigende Teil der Treppenkurven weist ähnliche Merkmale auf wie das Diagramm vom Weisshorn (Abb. 10), wo in ausgesprochen kaltem Eis die beobachtete Abhängigkeit mathematisch durch einen Hyperbelabschnitt angeglichen werden konnte. Dies wäre ohne Zweifel auch im vorliegenden Fall möglich.

Die Verlangsamung dagegen ist zumindest 1965 langsamer erfolgt als der Anstieg und ist über längere Zeiträume linear verlaufen. Die Diskrepanz der zwei 1965-er Kurven gibt das Verhalten in verschiedenen Abschnitten der Rutschmasse wieder, wobei die gestrichelte Kurve die Bewegung einer Messmarke im frontalen Teil in der Nähe der Absturzfront zeigt. Aus wiederholten photogrammetrischen Auswertungen der Spaltenbilder sind für mehrere Zeitabschnitte über das ganze Rutschgebiet verteilte Verschiebungsvektoren gezeichnet worden. Der Vergleich der Perioden hat gezeigt, dass sich die

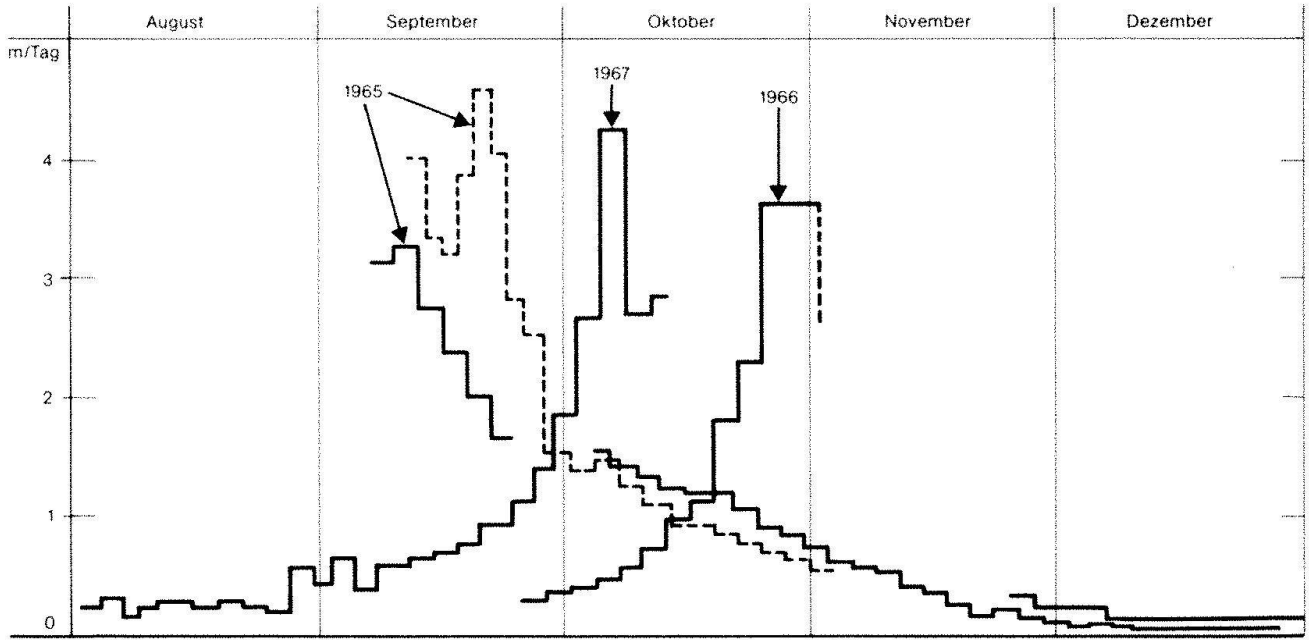


Abb. 17. Änderung der Geschwindigkeit mit der Zeit während der Zungenrutschungen des Allalingletschers (Nach SVZ, 1979).

Rutschmasse im rückwärtigen Teil zu einem Zeitpunkt bereits verlangsamte, als sich die Front noch beschleunigte (Röthlisberger und Kasser 1978).

Zwischen dem 15. und 22. September 1965 sind Spitzengeschwindigkeiten von über 5 m/Tag aufgetreten. Für die Zeit vor dem Gletschersturz ist am Geodätischen Institut der ETH aus Fotos der Gletscherzunge vom 5. und 30. August 1965 eine mittlere Geschwindigkeit von 2.5 bis 3 (± 0.5) m/Tag ermittelt worden.

Während sich von 1965 bis 1968 jedes Jahr eine Rutschung ereignete, blieben solche u.a. in den Jahren 1969, 71, 72, 74 und 76 aus. Es kamen also ein-, zwei- und dreijährige Intervalle zwischen den Rutschungen vor. Dabei zeigte sich, dass nach Unterbrüchen die Rutschungen früher einsetzten, z.B. 1970 bereits im Juni, länger dauerten und damit die totalen Verschiebungen grösser ausfielen als wenn sich die Rutschungen jährlich folgten. Auch vor 1965 gab es Jahre mit und solche ohne Rutschung in unregelmässigem Wechsel, wie sich auf Grund von Fotos feststellen liess.

Ursachen der Rutschungen

Nachdem bereits für den Gletschersturz die Frage nach den Ursachen aufgeworfen worden ist und sich gezeigt hat, dass die Rutschung eine der notwendigen Voraussetzungen für eine Katastrophe bildete, stellt sich nun die andere Frage, durch welche Mechanismen sich die periodischen Rutschungen erklären lassen. Dabei gilt es, mehreren typischen Merkmalen gleichermassen Rechnung zu tragen. So ist nicht nur die progressive Beschleunigung zu berücksichtigen, sondern auch der Umstand, dass die Rutschungen zu einer beliebigen Zeit zwischen Sommeranfang und Herbst beginnen, aber auf Anfang Winter, genauer gesagt etwa zwischen Mitte September und Mitte November, wieder zum Stehen kommen. Dieses komplexe Verhalten lässt sich kaum durch einen einzigen Faktor erklären.

So lässt z.B. die zeitliche Beschränkung der aktiven Phase auf die Ablationsperiode einen klimatischen Einfluss vermuten, am naheliegendsten einen solchen der Temperatur. Doch ist der herbstliche Stillstand der Rutschung schwerlich aus der Abkühlung allein herzuleiten, könnte sich doch das Eis nur gerade an der Gletscherfront, am Rand und in stark abgeschwächtem Ausmass am Grund der Spalten genügend rasch abkühlen, um allenfalls auf dem Fels festzufrieren. Dann wäre zu erwarten, dass in den Jahren mit frühem Einschneien wegen der isolierenden Wirkung des Schnees der Gletscher nicht anfrieren, die Rutschung also weiterlaufen würde. Solches ist aber bis jetzt nicht

beobachtet worden. Daher scheint es, dass die Temperatur nicht direkt, sondern auf dem Umweg über das Schmelzwasser wirkt. Fehlt dieses, so kommt der Gletscher zur Ruhe.

Im Gegensatz zum Ende kann der Anfang der Beschleunigungsphase nicht durch den Abfluss gesteuert sein, da sich der Gletscher irgendwann im Sommer oder Herbst beschleunigt. Dagegen bestehen deutliche Hinweise, dass es von der Massenverteilung abhängt, ob und wann sich in einem bestimmten Jahr eine Rutschung ereignet. Nur wenn sich im rückwärtigen Teil des Rutschgebietes am Fuss der Séraczone genügend Eis gesammelt hat, kommt es zur Beschleunigung. Diesem Gebiet, in dem sich jeweils der Sichelgraben öffnet, kommt die Funktion eines Reservoirs zu. Hat sich dieses im Lauf einer kräftigen Rutschung stark entleert, so dauert es im allgemeinen länger bis zur nächsten Rutschung als nach einer kurzen unvollständigen aktiven Phase. In typischen Fällen folgten jeweils auf eine kräftige Rutschung ein bis zwei Jahre der Ruhe. (Ein gewisser Einfluss der Temperatur ist für dieses Verhalten nicht auszuschliessen, indem bei starker Öffnung des Sichelgrabens im Lauf des Winters kaltes Eis mit dem Felsbett in Kontakt kommen und anfrieren kann.) Die mittlere Schubspannung am Anfang der Rutschungen beträgt jeweils etwa 1,3 bar.

Zur Ergänzung und vor allem zur Erleichterung des Überblicks sind in Tabelle 2 die Merkmale der auftretenden Rutschungen den möglichen Ursachen gegenübergestellt. Während über die Bedeutung der Massenverteilung kaum Zweifel bestehen können, ist es unsicher, wieweit der Temperatur ein direkter Einfluss zukommt. Die Wirkung des Wassers bleibt noch zu erörtern.

Entscheidend für das Verständnis der Beschleunigungsphase ist, dass die Spaltenbildung und der Zerfall der kompakten Eismasse nicht lediglich als Begleiterscheinung, sondern als massgeblicher Faktor während der aktiven Phase aufgefasst wird. Der Zerfall der Eismasse bringt bessere Beweglichkeit im Grossen und den Verlust der Abstützung am Rand. Dies ist ein progressiv verlaufender Prozess, was in der charakteristischen Form des Geschwindigkeit-Zeit-Diagramms zum Ausdruck kommt (Abb. 17, Abb. 10). Die Sackungsmasse des Allalingletschers verhält

Tab. 2. Schema der zu erklärenden Erscheinungen (1–4) und der wahrscheinlichen Ursachen (A–C)

	(A) Massen-verteilung	(B) Tempera-tur	(C) Wasser
(1) Rutschung nur im Sommer		X	X
(2) Rutschung nicht jedes Jahr	X	?	
(3) Anfang beliebig (Juni–Okt.)	X	?	
(4) Stillstand Anf. Winter (Sept.–Nov.)		?	X

sich also, was die Beschleunigung anbelangt, analog zum Hängegletscher am Weisshorn. Daneben besteht allerdings ein wesentlicher Unterschied in der Eistemperatur und der Bewegungsart. Im Fall Weisshorn handelt es sich einzig um Brucherscheinungen und viskose Deformation, am Allalingletscher zusätzlich um eine Gleitbewegung an der Sohle. Ferner ist mit der Einwirkung von Wasser zu rechnen, wobei als Angriffspunkte sowohl die Spalten wie auch das Gletscherbett in Frage kommen.

Vor allem bei der Wirkung des Wassers in den Spalten und Rissen handelt es sich um eine vorläufige Vermutung, die der Überprüfung bedarf. Zwar ist erwiesen, dass sich wassergefüllte Spalten bis zu viel grösserer Tiefe öffnen als Spalten ohne Wasser, doch ist der Allalingletscher zu steil, als dass sich eine Wasserfüllung lange halten könnte. Damit der postulierte Einfluss – Beschleunigung bei Wasserzufuhr, Verzögerung bei deren Fehlen – zustande kommt, ist eine viel allgemeinere und intensivere Wirkung des Wassers erforderlich, etwa in der Art, dass sich Haarrisse leichter öffnen und sich Gleitflächen leichter verschieben und länger erhalten, wenn ein Wasser-Überschuss vorhanden ist. Es ist anzunehmen, dass bei freier Wasserzufuhr geringere Kapillarkräfte auftreten, als wenn das Wasser nur die feinsten Ritzen füllt. Denkbar ist auch, dass Kontaktflächen aus Eis umso rascher wieder zusammenfrieren, je weniger Wasser in der Nähe vorhanden ist, da bei Druckwechsel eine Art Wärmepumpen-Effekt auftritt. Das bei der Druckschmelzung entstehende Wasser wird weggepresst, und bei der Entlastung frieren die Kontaktflächen zusammen, wenn nicht

neues Wasser zugeführt wird. Zudem ist zu berücksichtigen, dass zumindest ein Teil des Eises Temperaturen unter dem Gefrierpunkt aufweist. Eine andere Frage ist, wieweit auf Scherflächen, die sich stetig bewegen, eine Schmierwirkung durch das Wasser zu erwarten ist.

Weniger hypothetisch ist die Wirkung von Wasser am Gletscherbett. Vor allem Lliboutry (1968, 1979) hat diese Bedeutung betont und den Wasserdruck in seinen Formeln berücksichtigt. Wenn man sich den Gletscher als starren Körper vorstellt, der reibungsfrei einem gleichmässig gestuften Bett aufliegt («Treppenmodell»), lässt sich die generelle Wirkungsweise des Wassers sehr einfach herleiten. Es zeigt sich nämlich, dass wenige Meter Wassersäule in den Spalten genügen würden, um den Gletscher beschleunigt vorwärts zu schieben, sofern die Steigung der Stufen, die gegen den Hang geneigt sind, nur wenige Grad ausmacht (ohne solche Gegensteigung könnte sich der Gletscher gar nicht halten). Natürlich handelt es sich um ein höchst unrealistisches Modell. In der Natur findet sich weder das reibungslose Bett noch die einheitliche Wellenlänge und Form der Unebenheiten. Am Prinzip, dass durch einen mässigen Wasserdruck der Gletscher beschleunigt werden kann, ändert sich aber dadurch nichts. Nur ist zu berücksichtigen, dass bei einem unregelmässigen Bett und starren Gletscher die Hohlräume rasch kommunizieren und ein zu grosser Wasserverlust eintreten würde. Daraus ist sogleich ersichtlich, dass der Mechanismus umso eher zum Spielen kommt, je besser das Eis sich deformiert und je allgemeiner das Wasser Zutritt zum Bett findet. Dies ist genau der Zustand, der sich im Laufe der Rutschung ergibt. Unter diesen Verhältnissen ist es übrigens durchaus möglich, dass auch das Wasser des Hauptdrainagesystems am Gletscherbett einen Einfluss auf die Gletscherbewegung ausübt, nämlich dann, wenn subglaziale Gerinne infolge der Gleitbewegung des Gletschers verengt werden und sich beim Abfluss ein Rückstau einstellt. Der Abfluss des Allalingletschers erfolgt in mehrern Bächen, und es fällt auf, dass die Wasserführung im Laufe der Rutschung gelegentlich variiert, dass sich ein Teil des Abflusses vom einen ins andere Gerinne verlagert. Dies ist zumindest ein Hinweis dafür, dass gelegentliche Abflussbehinderungen im Drainagesystem vorkommen. Gesamthaft betrachtet ist aber doch darauf hinzuweisen, dass der Wasserstau eher sporadischer Natur sein dürfte, was mit der Gesetzmässigkeit der Rutschung schlecht im Einklang steht. Es scheint daher wahrscheinlicher, dass das Wasser in den reichlich vorhandenen Spalten angreift und vor allem in den Zonen wirkt, wo das Eis regelrecht zermahlen ist. Zumindest ist diese Idee der Prüfung wert. Ergänzend sei bemerkt, dass wir in einer früheren Arbeit (Röthlisberger und Kasser 1978) die Vermutung geäussert haben, dass sich das Wasser in einer dünnen Basisschicht des Gletschers befinden könnte, in einer Art Eismatsch-Schicht, die sich bei Vorhandensein von genügend Wasser sukzessive bildet und wegen leichter Deformierbarkeit die Beschleunigung der Gletscherbewegung verursacht. (Für geringen Wassergehalt $<1\%$ hat Duval (1977) eine Geschwindigkeitszunahme um etwa den Faktor 3 experimentell bestimmt; für grösseren Wassergehalt wäre ein entsprechend grösserer Effekt zu erwarten). Die Schicht wäre schwach permeabel, so dass vom Moment an, da sich das Wasser nicht erneuert, dieses nach und nach ausgequetscht und die Bewegung sich verzögern würde. Welcher der skizzierten Wassereinflüsse überhaupt möglich ist, wäre durch Experimente erst zu belegen; die Annahme jedoch, dass dem Wasser eine Wirkung zukommt, dürfte kaum grundsätzlich falsch sein.

Prognose

Das Verhalten des Allalingletschers nach dem Gletschersturz von 1965 lässt sich so charakterisieren (Röthlisberger und Kasser 1978), dass die Zunge bis ungefähr 1970 brauchte, um den erlittenen Verlust auszugleichen, seither aber weiter vorstiess (Abb. 11). Durch den Vorstoss hat sich durch Abstützung auf einer Felsterrasse auf etwas über 2300 m ü. M. und am Gletscherrand die Stabilität des Gletschers im Rutschgebiet mutmasslich derart erhöht, dass im gegenwärtigen Zustand kein grosser Gletschersturz mehr zu befürchten ist. Dagegen treten am Zungenende infolge des wieder steiler werdenden Geländes vermehrt Eisstürze von ein bis mehreren zehntausend Kubikmetern auf,

die gelegentlich auch bis an den Fuss des Felshangs gelangen.
Die Frage stellt sich, was geschehen wird, wenn das Zungenende weiter vorstösst, womit sicher zu rechnen ist. Nach dem Längsprofil allein beurteilt, ist kaum zu erwarten, dass sich der Gletscher auf dem dachziegelartig geschichteten Plattenhang des heutigen Vorgeländes halten könnte. Es muss aber berücksichtigt werden, dass mehrere Bachrinnen vorhanden sind, in denen schon jetzt die Eistrümmer von kleinen Eisstürzen liegen bleiben. Beim weiteren Vorstoss wird auch der Gletscher in diesen Felsrinnen einen Halt finden, die Zwischenzonen werden von Rinne zu Rinne bogenförmig abgestützt sein. Es ist daher gut denkbar, dass die Gletscherzunge im steilen Schlusshang vor der Talsohle sich wird halten können, weil sie in den Rinnen verwurzelt sein wird. Immerhin ist damit zu rechnen, dass kleinere Eisstürze am Hangfuss einen regenerierten Gletscher aufbauen, der sich schliesslich mit der vorstossenden Zunge zusammenschliessen wird. Die Möglichkeit grosser Eisstürze während der Rutschungsphasen mit höchstens der halben Sturzhöhe von 1965 wird im Laufe der weiteren Entwicklung zu überprüfen sein.

Seeausbrüche

Mauvoisin - Giétrogletscher

Situation

Was den Ausbruch eisgestauter Seen betrifft, bestehen zwischen dem Saastal im Oberwallis und dem Unterwalliser Val de Bagnes auffallende Parallelen. Dies trifft besonders auf die Ausbrüche des Mattmarksees und des Sees von Mauvoisin zu. In beiden Fällen wurde in Zeiten der Gletscherhochstände das Haupttal durch einen Gletscher abgeriegelt, der aus einem hochgelegenen Seitental über eine Steilstufe vorstiess. Während jedoch der oben im Zusammenhang mit der Mattmarklawine beschriebene Allalingletscher eine zusammenhängende Zunge ins Haupttal vorschob, handelte es sich in Mauvoisin um die Bildung eines Eistrümmerpfropfens am Fusse einer steilen Wand, über die sich der Giétrogletscher beim Vorstoss hinausbewegte und in unzähligen Eislawinen abbrach.

Der Seeausbruch vom 16. Juni 1818

Über die Katastrophe von Mauvoisin von 1818 orientieren zeitgenössische Berichte (Bridel 1818a, 1818b). Im Zuge des allgemeinen Gletschervorstosses des zweiten Jahrzehnts des letzten Jahrhunderts häufte sich unter dem Giétrogletscher auf der Talsohle von Mauvoisin ein Eistrümmerkegel an, der innert fünf Jahren zu einer ansehnlichen Grösse anwuchs und sich zu einem regenerierten Gletscher verfestigte. Während die Drance diesen am Anfang in einem natürlichen Tunnel durchfloss, kam es 1817 ein erstes Mal zur Bildung eines Sees, der sich am 27. Mai entleerte ohne Schäden zu verursachen. Im nächsten Jahr gingen die Bauern, durch die niedrige Wasserführung der Drance beunruhigt, schon Anfang April nachschauen und entdeckten, dass der Eiskegel stark angewachsen war und sich dahinter ein See bildete. Die Regierung wurde benachrichtigt und sie entsandte eine Delegation mit dem Kantonsingenieur Ignaz Venetz. Der Eiskegel bildete einen gewaltigen Riegel, der an der niedrigsten Stelle 130 m mächtig war, an der Giétroflanke noch viel weiter hinaufreichte, und der die Talsohle an der Basis auf fast 1 km Länge bedeckte. Seine Kubatur betrug der Grössenordnung nach 10 Mill. m^3. Am 16. Mai wies der See bereits eine Länge von über 2 km, eine Breite von 200 m und eine Tiefe von fast 60 m auf und stieg pro Tag um 1-5 Fuss (0,3-1,6 m). Die einzige Möglichkeit, einem unkontrollierten Durchbruch des Sees zuvorzukommen, bestand im Bau eines Eistunnels. Am 11. Mai wurden die Arbeiten unter Leitung von Venetz vom See her in Angriff genommen. Die Sohlenhöhe wurde in 17,5 m Höhe über dem Wasserspiegel angesetzt. Vom 14. auf den 15. Mai fielen gut 60 cm Neuschnee, und Venetz musste vom Stundenlohn auf die Entlöhnung im Akkord übergehen, da von 32 nur noch 5 Arbeiter bleiben wollten. Vom 16. Mai an wurde auch am talseitigen Stollenende gearbeitet, und am 17. Mai wurde versucht, zusätzlich durch einen Schacht von der Stollenmitte her einzugreifen. Die Arbeit im Schacht wurde jedoch durch Schmelzwasser verunmöglicht.

Auch im Stollen bereitete das Wasser einige Schwierigkeiten, weil das überlagernde Eis nicht ganz dicht war. Der Sohle musste deshalb eine Neigung gegeben werden. Am 18. Mai gelangten beim Absturz einer Eislawine einzelne Blöcke bis auf den Arbeitsplatz, wo es glücklicherweise keine Verletzten, aber Schäden an Kleidungsstücken gab; auf der Seeseite des Stollens wurde seitlich ein zweiter Zugang von 40 m Länge angelegt, um einen Fluchtweg zu schaffen, falls das reguläre Stollenportal verschüttet würde. Die Arbeit im Regen des Sickerwassers, die ständige Eislawinengefahr und der Schrekken, als sich unerwartet am Seerand grosse Eisberge lösten, setzte den Arbeitern stark zu, so dass es Venetz nur durch verschiedentliche Lohnerhöhungen gelang, sie bei der Stange zu halten, wobei er wohl oder übel seine Kompetenzen überschreiten musste. Am 4. Juni erfolgte allen Schwierigkeiten zum Trotz der Durchstich bei einer Stollenlänge von 196 m, doch lag die Sohle im Scheitelpunkt noch 6,5 m höher als an den Eingängen. Vom 27. Mai bis 4. Juni hatte indessen sehr kalte Witterung geherrscht, so

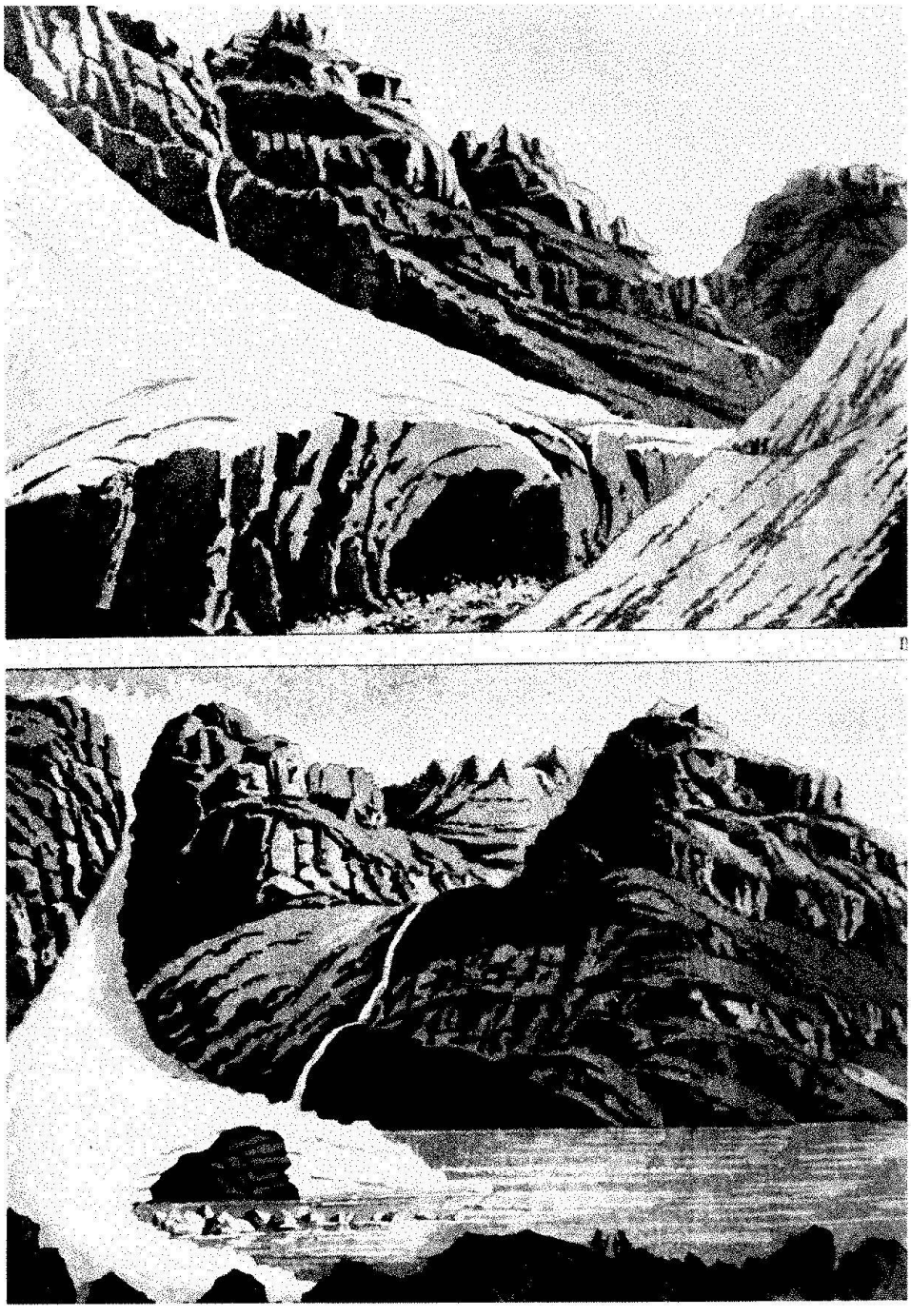


Abb. 18. Zeitgenössische Illustration der Absenkung des Sees von Mauvoisin nach einer Zeichnung von Piot am 16. Juni, wenige Stunden vor dem Durchbruch (Bridel, 1818 b); das Wasser hat den Eisstollen von Venetz bereits stark erweitert und vertieft.
a. «Ouverture de la galerie du côté de Bagnes.»
b. «Ouverture de la galerie du côté du Lac.»

dass der Seespiegel noch weit unter der vorausberechneten Kote stand. Erst am 13. Juni abends 10 Uhr erreichte das Wasser die Höhe des Stollens, dessen Sohle in der Zwischenzeit ausgeglichen und vertieft worden war. Das Stauvolumen lag etwa bei 30 Mill. m^3. Wegen einer Kalbung in der Nacht vom 10./11. Juni trieb sehr viel Eis auf dem See und staute sich am Einlauf in den Stollen. Ein Arbeiter, der dem Wasser den Weg freimachte, wurde beinahe mitgerissen.
Venetz, der nach Beginn des Abflusses mit nur noch zwei Begleitern in Mauvoisin geblieben war, beobachtete noch bis zum 14. Juni um 11 Uhr ein Ansteigen des Sees, dann ein Absinken, das sich langsam beschleunigte. Die Spiegelsenkung betrug bis 14. Juni, 17 Uhr 1 pied (0.325 m), bis 15. Juni, 06 Uhr 10 pieds (3.25 m), bis 16. Juni, 06 Uhr, 30½ pieds (10 m).
Die Absenkung der Stollensohle erfolgte also ziemlich gleichmässig, aber an der Stollenmündung schnitt das Wasser sehr stark in den Eistrümmerkegel ein, so dass sich bald ein Wasserfall bildete, der sich laufend tiefer und nach rückwärts einfrass (Abb. 18). Am Morgen des 16. Juni war bereits gut die Hälfte der Eisbarriere durchschnitten, von der bei den Kalbungen auf der Wasserseite bereits etwa 200 m abgebaut worden waren. Zugleich begann das Wasser unter dem Eis durchzudrücken und zu erodieren. Wegen des Eisschlages hatte der Stollen orographisch links auf der Seite von Mauvoisin angelegt werden müssen, während das alte Bachbett rechts verlief. Der Stollen befand sich daher nur knapp 20 m über dem seitlichen Gehängeschutt, der jetzt subglazial weggespült wurde. Um 16.30 Uhr brach mit Getöse der letzte Eissteg zwischen dem ausgeweiteten Stollen und der in einem tieferen Stockwerk entstandenen Rinne ein, und eine Flutwelle wälzte sich zu Tal. Sie erreichte Bagnes um 17.10 Uhr, also nach 40 Minuten, Martigny um 18 Uhr nach anderthalb Stunden. In der Schlucht von Mauvoisin erreichte das Wasser 30 m Höhe, an der massiven Brücke von Le Châble staute es sich und stieg rasch um mehr als 15 m. Streckenweise wälzte sich ein vertikaler Trümmerwall aus Felsblöcken, Balken und Baumstämmen vor der Wasserfront. Bovernier wurde verschont, obwohl die Flut an der gegenüberliegenden Talseite viel höher hinaufbrandete. Die zerstörten Gebäude von Mauvoisin bis Martigny gingen in die Hunderte, der grösste Teil der Ernte wurde vernichtet. Die Zahl der Todesopfer wurde bis zum 25. Juni im Tal mit 10 und in Martigny mit mindestens 34 angegeben.
Durch ein Missgeschick kamen die Alarmvorkehrungen nicht wie vorgesehen zum Einsatz (Mariétan 1970). Wegen eines Irrtums des Wächters bei der Brücke von Mauvoisin wurden die Höhenfeuer zwei oder drei Tage zu früh angezündet und nicht prompt genug wieder erneuert, da man in Bagnes glaubte, nach drei Tagen des starken gleichmässigen Abflusses müsse der See bereits fast leer sein. In Martigny selbst wurde nach dem früheren Fehlalarm das Rauchzeichen nicht mehr ernst genommen. Es war auf dem Mt. Chemin, von wo aus man die Flut nahen sah, nur eine Viertelstunde vor deren Eintreffen in Martigny gegeben worden.

Der Seeausbruch vom 25. Mai 1595

Noch schlimmere Folgen zeitigte ein früheres Hochwasser, das seine Ursache allem Anschein nach im selben Mechanismus hatte wie das von 1818, auch wenn darüber keine näheren Angaben erhalten sind. Damals kamen 140 Personen ums Leben, und es wurden über 500 Häuser zerstört. Als wahrscheinlichstes Datum kann der 25. Mai 1595 gelten. Sowohl die Jahreszeit wie der Zeitpunkt am Anfang einer Periode maximaler Gletscherstände zeigen eine so gute Übereinstimmung mit dem Ereignis des 19. Jahrhunderts, dass mit grosser Wahrscheinlichkeit auf die gleiche Ursache geschlossen werden kann.

Massnahmen nach der Katastrophe von 1818

Mit der Bildung des Eisdamms mag zwar 1818 der Vorstoss des Giétrogletschers sein Maximum erreicht haben, aber die Eislawinentätigkeit war deshalb noch lange nicht zu Ende, und es stellte sich während der folgenden Jahre und Jahrzehnte die Frage, ob sich der Damm nochmals regenerieren könne. Beim Seeausbruch hatte sich eine Schlucht im Eis gebildet, die sich im Laufe von vier Jahren wieder mit Eistrümmern füllte. Wenn diese auch noch nicht so kompakt gelagert

waren wie der alte Kegel, wurde es doch als notwendig erachtet, dem ungehinderten Durchfluss der Drance nachzuhelfen. Dies wurde durch Zuleiten von Bächen von der Alp l'Alia in Holzkänneln bewerkstelligt. (Durch parallele Führung von zwei Wasserstrahlen konnten Eislamellen abgetrennt werden und so mit dem Wasser eine grössere Wirkung erzielt werden als dessen Schmelzvermögen entsprach.) Damit bezweckte Venetz, die Schlucht bis zur Drance wieder zu öffnen, so dass ein möglichst grosser Teil der neuen Lawinen gleich weggespült würde (Venetz 1825). Später sollte das Bett der Drance ausgeweitet werden, um sukzessive auch das ältere Eis abzutragen.

Künstlicher Stausee und Eislawinen

Seit dem Bau der 237 m hohen Bogenmauer von Mauvoisin liegt der Giétrogletscher über einem grossen Stausee, in dem allfällige Eislawinen schmelzen würden, ohne dass sich je wieder eine Eisbarriere bilden kann. Dafür ist ein neues Problem entstanden. Eislawinen erzeugen im See Wellen, die überschwappen könnten. Diese Frage ist seit 1966 gründlich untersucht worden, und der Gletscher wird laufend überwacht (Bisaz und Quadranti unveröffentlicht; Bisaz et al. unveröffentlicht; Röthlisberger 1974; Kasser und Aellen 1974).
Hydraulische Modellversuche der VAW haben ergeben, dass Eisstürze erst mit Kubaturen über ¾ Mill. m³ zu einem gefährlichen Überschwappen der Mauer führen. Die Frage an die Glaziologen lautete, ob mit entsprechenden Abbrüchen zu rechnen sei. Dies konnte bis jetzt verneint werden. Der Gletscher ist zwar im Vorstoss begriffen, hat aber die Felskante noch nicht in einer solchen Mächtigkeit und Breite erreicht, dass der Abbruch grosser Kubaturen bevorstünde.
Ausser dem normalen Gletscherverhalten ist auch die Möglichkeit berücksichtigt worden, dass der Giétrogletscher eines Tages ähnlich wie der Allalingletscher eine Rutschung ausführt. Deshalb ist eine mechanische Bewegungsmessanlage entwickelt und installiert worden, welche die Bewegung der Zungenspitze laufend registriert und ins Tal übermittelt (Röthlisberger und Aellen 1970; SVZ 1979, 158). Bis jetzt hat sich der Gletscher sehr gleichmässig bewegt. Es darf aber nicht übersehen werden, dass es vor der Katastrophe von 1818 nur einer kurzen Zeit von fünf Jahren bedurfte für die Ablagerung eines Kegels von rund 10 Mill. m³ Eis im Tal. Die Messungen am Allalingletscher zeigen, dass der Übergang von der normalen Bewegung zur Rutschung Zeit beansprucht. Bis zur Erreichung hoher Geschwindigkeiten dauert es mehrere Wochen. Diese Zeit würde in Mauvoisin für eine Absenkung des Seespiegels zur Verfügung stehen.

Grubengletscher (Saastal)

Wiederholte Hochwasser des Fällbachs

Wegen der Hochwasser des Talflusses Vispa, die sich bei den Ausbrüchen des Mattmarksees (S. 200) während der «kleinen Eiszeit» von Ende des 16. bis zu Anfang des 20. Jahrhunderts besonders verheerend auswirkten, siedelten sich die Bewohner des Saastals notgedrungen auf den Schuttkegeln an. Leider musste dabei an Stelle des regionalen ein lokales Hochwasserrisiko in Kauf genommen werden, sind doch die Schuttkegel weitgehend das Produkt grosser Wasserführung eines kleinen Baches. Dies gilt auch für das Dorf Saas Balen. Es wird vom Fällbach durchflossen, der auf der Westseite des Fletschhorns (3996 m) am Grubengletscher entspringt und nach steilem Lauf über Schutthänge und Felsstufen am Fuss eines hohen Wasserfalls den Dorfrand erreicht. Das Wasser sammelt sich zwischen rund 2900 und 2770 m in einer Anzahl von Gletscherseen, die durch subglaziale Bachabschnitte miteinander verbunden sind (Abb. 19). Das Gelände ist hier verhältnismässig flach und ist ausser durch die bogenförmige Gletscherzunge mit ihren Randseen durch unregelmässige Moränenablagerungen und im NW durch einen Blockgletscher (Haeberli et al. 1979) gekennzeichnet. Verstreut entstehen während der Schneeschmelze und nach starken Niederschlägen temporär weitere Seelein und Tümpel.
Die meisten Hochwasser und Murgänge, von denen Saas Balen betroffen wurde, hatten ihren Ursprung im Gletscher. Nach der Saaser Chronik von Ruppen (1851) zu schliessen war dies z. B. am 24./25. Juni 1829 und am 20. Juli 1868 der Fall. In beiden Fällen schwoll der Fällbach nach geringer Wasser-



Abb. 19.

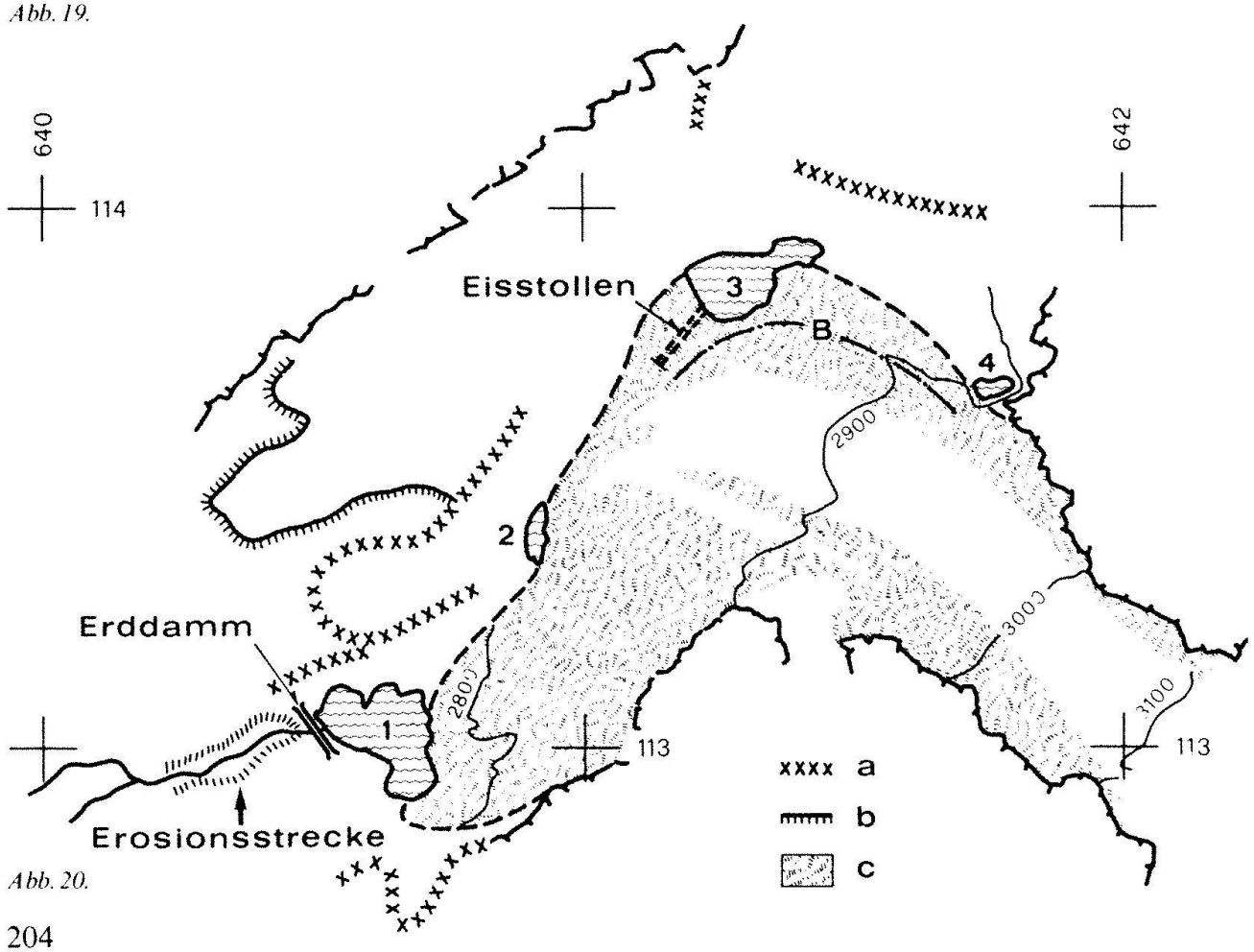

640
114
642
Eisstollen
3
B
4
2900
2
Erddamm
1
2800
3000
3100
113
113
Erosionsstrecke
a
b
c

Abb. 20.

Abb. 19. Zunge des Grubengletschers (untere Bildhälfte) und des Blockgletschers (oben; vgl. Abb. 20). Unten rechts: Blankes Eis mit wenig Neuschnee, unten Mitte: Schuttbedecktes Eis, links: See 1 und Erosionsrinne, Mitte rechts: See 3. (Luftaufnahme der V + D vom 5.9.79, Reprobewilligung vom 30.3.80).

Abb. 20. Zungengebiet des Grubengletschers mit den Seen 1 bis 4. Legende: a Moränenwall, b Blockgletscherstirn, c Gletscher mit Schuttbedeckung, B bogenförmige Obermoräne (nach Röthlisberger, 1979).

führung unter Mitführung von Felsblöcken und Schuttmassen plötzlich an. Anders im August 1958, als in drei Tagen 150000 m³ Wasser relativ langsam abfloss ohne Schäden zu verursachen. Aus einem Bericht des kantonalen Baudepartements geht hervor, dass sich infolge des Gletscherrückgangs bei einem um 1954 neu entstandenen See das Abflussgerinne verlagert hatte (Abb. 19–21, See 3). Das Wasser schnitt sich dabei in einer wenige Meter breiten Schlucht auf 300 bis 400 m Länge bis zur Grundmoräne ein. Der selbe See entleerte sich 10 Jahre später am 2. Juli 1968 ein weiteres Mal, diesmal aber plötzlich, wobei von 170000 m³ Wasser etwa 400000 m³ Moränenmaterial erodiert und mitgeschleppt wurde. Dadurch entstanden in Saas Balen Schäden von etwa 2 Mill. Fr. Schon am 8. Juli 1970 wiederholte sich der Seeausbruch auf fast identische Art und Weise, nur dass die Schuttführung nicht mehr so gross war. Bereits nach dem Ereignis von 1968 waren glaziologische Studien in Angriff genommen worden, die noch nicht abgeschlossen waren, als im Vorsommer 1970 festgestellt wurde, dass der Seeausfluss

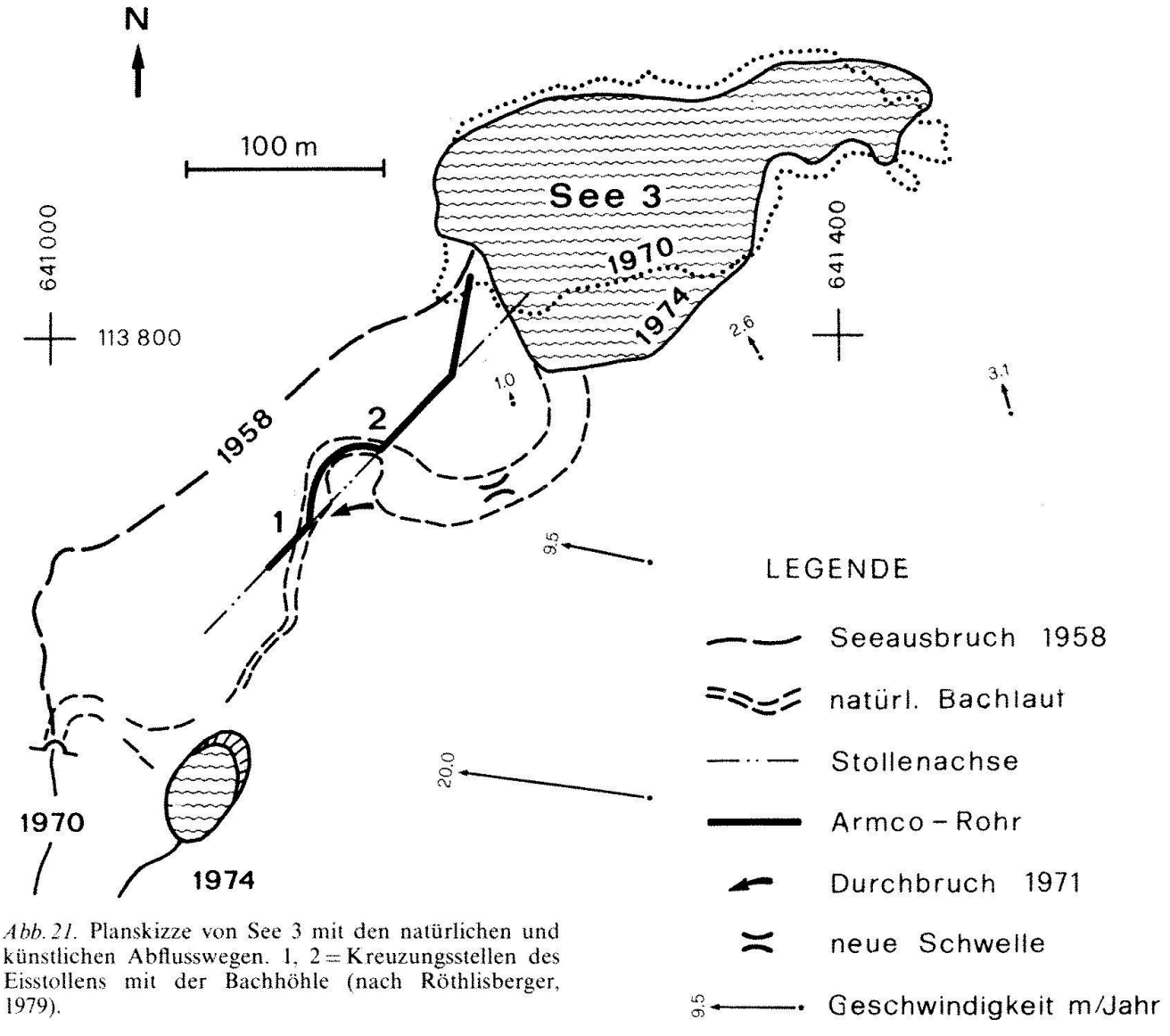


Abb. 21. Planskizze von See 3 mit den natürlichen und künstlichen Abflusswegen. 1, 2 = Kreuzungsstellen des Eisstollens mit der Bachhöhle (nach Röthlisberger, 1979).

wiederum verschlossen war. Über den anschliessenden, im Detail beobachteten Seeausbruch und die nachfolgenden, sich über Jahre erstreckenden Untersuchungen und Massnahmen liegen ausser einer Fülle von Aktenmaterial bei Gemeinde, Kanton und Bund eine Reihe von Publikationen und internen Notizen vor, u.a. Röthlisberger (1971, 1974, 1979), Aellen (unveröffentlicht), Haeberli (1975, 1976, 1977, 1979), Haeberli und Röthlisberger (1976), Kasser (1969), Lichtenhahn (1971, 1979). Im folgenden seien die wichtigsten Punkte herausgegriffen.

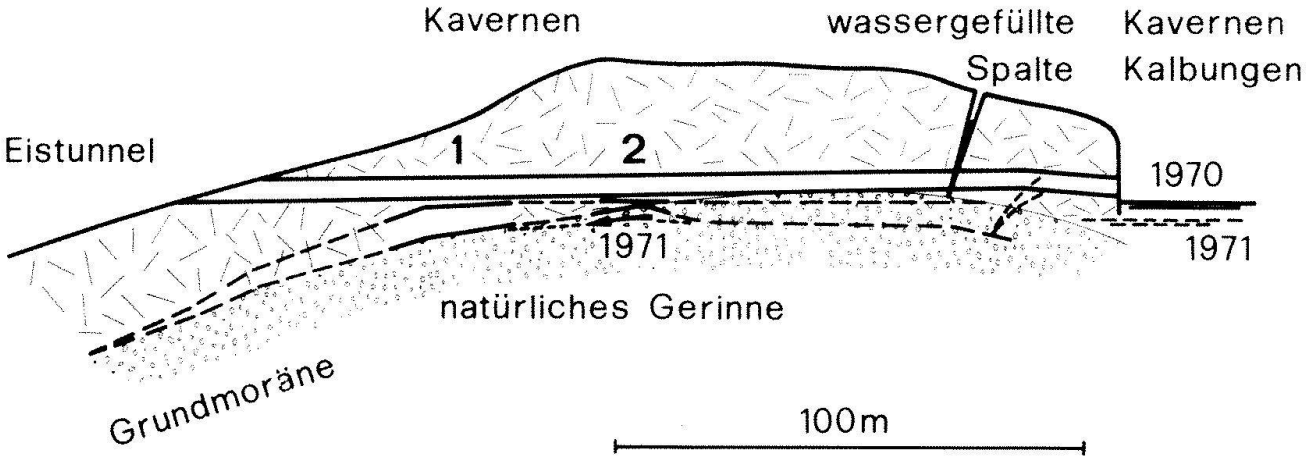
Ursachen

Über die Ausbrüche des letzten Jahrhunderts ist nichts bekannt ausser dem Datum und den Auswirkungen, und dass im einen Fall das Wasser vom Gletscher kam, im andern der Ausbruch eines unterirdischen Sees vermutet wurde (Wassertasche?). Jedenfalls waren die Gletscher im letzten Jahrhundert viel grösser als bei den jüngsten Ereignissen, so dass die Seen damals an einer andern Stelle gelegen haben müssen. Dies schliesst aber nicht eine gleichartige Ursache aus.

Bei den jüngsten Ereignissen in den Jahren 1958, 1968 und 1970 handelte es sich um den gleichen See Nr. 3. Einer der entscheidenden Faktoren dürfte seine Lage in einem Kar gewesen sein, wo verbreitet Permafrost vorkommt und die Gletscherzunge eine 20–30 m mächtige kalte Oberflächenschicht mit Temperaturen um −1 °C aufweist und randlich am Untergrund angefroren ist. Dort, wo sich der See am Gletscherrand staut, ist die angefrorene Gletscherrandzone mit Schutt bedeckt und wallförmig verdickt (bogenförmige Obermoräne B in Abb. 20). Die Barriere aus kaltem Eis war, bevor sie 1958 vom Wasser durchschnitten wurde, dicht. Nachher erfolgte der Abfluss jahrelang ungehindert an der Gletschersohle. Dabei muss sich das Gerinne sukzessive seitlich verschoben haben, ohne dass das Gletschertor seine Lage änderte. Dies zeigte sich nach dem Seeausbruch von 1970, als das subglaziale Gerinne zugänglich wurde (Abb. 21). Es war nun auch möglich, Beobachtungen über den Mechanismus der Verstopfung anzustellen, besonders im Herbst 1971, nachdem sich infolge eines lokalen Wasserdurchbruchs der Seespiegel um fast 2 m gesenkt hatte (Abb. 22).

Im obersten Abschnitt des subglazialen Gerinnes zwischen dem See und Ziffer 2, wo die Sohle leicht ansteigt, war ein Gang von der eindrücklichen Breite von stellenweise weit über 10 m ausgeschmolzen worden. Dieses Gewölbe senkte sich innert wenigen Wochen vollständig auf die aufgeweichte Grundmoräne ab. Dabei fand eine seitliche Stauchung statt, was auf den Einfluss der Gletscherbewegung hindeutet, der ohne Zweifel umso stärker war, je mehr sich das Gerinne gegen den Gletscher zu verschob. Dies war mit der grossen Spannweite zusammen der mutmassliche Grund für den Verschluss des Gerinnes. Jedenfalls schlossen sich die kleineren Gewölbe unterhalb Ziffer 2 weniger stark, bis man sich weiter unten wieder dem be-

Abb. 22. Längsprofil durch Eisstollen und natürliches subglaziales Abflussgerinne; der gestrichelt gezeichnete Teil des natürlichen Gerinnes ist in die Vertikalebene durch den Eistunnel projiziert (vgl. Situation in Abb. 21).



wegten Gletscher näherte. Ein weiterer Grund dafür, dass sich der Seeabfluss längere Zeit nicht, und dann gleich im Abstand von zwei Jahren zweimal verschloss, mag darin liegen, dass sich die Gefrierfront infolge der ständig dünner werdenden Eisüberlagerung nach unten verschob. Darauf deutet auch ein grosser Temperaturgradient hin.
Für den Mechanismus des Verschlusses und den späteren Durchbruch des Wassers ist es wichtig, dass sich der See im Verlauf des Winters durch Versickerung entleert. Im subglazialen Gerinne fliesst aus diesem Grund schon vom Herbst an kein Wasser mehr, das einen Abfluss offen halten könnte. Wenn der Seespiegel im Frühsommer genügend gestiegen ist, stellt sich voraussichtlich zuerst in der Grundmoräne eine Sickerströmung ein, die zu einer langsamen Erwärmung längs des alten Bettes und schliesslich zum Durchbruch führt. Mit grosser Wahrscheinlichkeit öffnet sich immer wieder das alte Bett, wo die Grundmoräne nur bis in geringe Tiefe gefroren ist, doch kommen auch spontane Durchbrüche vor, wie die Spiegelsenkung von 1971 zeigt.

Beobachtungen beim Seeausbruch von 1970

Mit der Annahme eines exponentiellen Anstiegs des Abflusses mit der Zeit konnte am Morgen des 8. Juli 1970 eine Vorhersage der Hochwasserspitze nach Saas Balen gemeldet werden, die recht gut stimmte. Auf Grund von improvisierten Abflussmessungen wurde eine Verdoppelung der Abflussmenge in 2½ Std. bestimmt; die spätere Analyse ergab 2 Stunden 19 Minuten. Total flossen 170000 m^3 ab, bei einer Stauhöhe von 7 m. Die Abflussmenge erreichte eine Spitze von etwa 15 m^3/s (SVZ 1979, 161, Abb. 68).
Nach der Theorie (Nye 1976) sollte die Abflussmenge stärker als nach dem Exponentialgesetz zunehmen. Dies war nicht der Fall. Möglicherweise war daran eine Abnahme der Wassertemperatur mit fortschreitender Spiegelsenkung infolge inverser Temperaturschichtung im See schuld.

Massnahmen

Als im Juni 1970 bemerkt wurde, dass der Seeausfluss wieder verschlossen war, wurde versucht, das Wasser mittels Sprengungen zum Abfluss zu bringen. Der Erfolg blieb verständlicherweise aus, da mit der seitlichen Verschiebung des Gerinnes gegenüber der ursprünglichen Lage der Schlucht (diese hatte sich längstens mit Schutt gefüllt und war zugefroren) nicht gerechnet worden war.
Nach dem Seeausbruch, der wieder zu kräftiger Erosion (100000–150000 m^3) und Schäden in Saas Balen führte, mussten Vorkehrungen für 1971 getroffen werden. Sie bestanden im Bau eines Eistunnels von 180 m Länge, der vom 16. September bis 18. November ausgeführt wurde, was auf 2850 m ü. M. keine einfache Aufgabe ist. Erhebliche Schwierigkeiten bereitete die Kreuzung mit dem subglazialen Bachablauf (Ziffer 1 von Abb. 21/22) an einer Stelle, wo die Stollensohle 5–6 m über dem Bachbett lag und das darunterliegende Gewölbe 10 m Breite und 4 m Höhe aufwies, dies bei schleifendem Schnitt der Achsen. Am Stollenende beim See behinderten eine wassergefüllte Spalte und gefährliche Klüfte die Arbeit. Nachdem im Frühjahr 1971 das natürliche Gerinne wiederum verschlossen war und das Wasser einige Tage durch den Eistunnel geflossen war, folgte in den nächsten Jahren die Tieferlegung der Stollensohle und die Verlegung eines Armco-Rohres von 1,25 m Durchmesser in die Grundmoräne. Kalbungen an der Eisfront verursachten Wellen von mehrern Metern Höhe, durch die das Rohr beim Einlauf beschädigt wurde (Haeberli 1975, 1977, Haeberli und Röthlisberger 1976, Iken 1977). So traten ständig neuartige Probleme auf, die nicht nur die am Bau Beschäftigten, sondern auch die Glaziologen in Atem hielten.
Als flankierende Massnahme zum Eistunnel wurde im Hinblick auf eventuelle Wassertaschen bei See 1 (Abb. 19/20) ein Damm aufgeschüttet und der Fällbach durch Sperren verbaut. In Saas Balen galt es, den Bachlauf im Dorf wieder herzustellen sowie die Felder wieder für die Bewirtschaftung herzurichten.

Zukünftige Entwicklung

Ein stationärer Zustand ist die grosse Ausnahme im Leben eines Gletschers. Es ist daher nicht zu erwarten, dass See 3 lange Zeit unverändert verharren und das Abflussrohr ungestört funktionieren wird. Im Fall

eines weiteren Gletscherschwundes könnte der See wachsen und allenfalls weiter gletscheraufwärts subglazial ausbrechen oder beim gegenwärtig wahrscheinlicher scheinenden Vorstoss der Auslauf des Rohres zugedrückt werden. Dass unter solch labilen Verhältnissen überhaupt ein Bauwerk am Gletscher selbst errichtet wurde, mag erstaunen. Im vorliegenden Fall bot sich wegen Zeitdruck und ungünstigen Terrainverhältnissen aber gar keine andere Möglichkeit.

Schlussbemerkungen

Allgemeines über Ursachen und Auswirkungen

Beim Thema «Gletscherlawinen und Ausbrüche von Gletscherseen» stellt sich fast von selbst die Frage nach den Ursachen, verbindet sich doch damit die Hoffnung, Katastrophen vermeiden zu können. Dabei ist es aber oft gar nicht klar, was eigentlich unter «Ursache» zu verstehen sei. So ist ohne Zweifel die Schwerkraft sowohl bei Gletscherstürzen wie bei Hochwasser eine der Ursachen, aber sicher nicht die, für die sich der Fragesteller interessiert. Meistens lassen sich bei jedem Ereignis eine ganze Reihe von Ursachen finden, doch hat nicht jede den selben Stellenwert. Es ist daher vorteilhafter, vom neutralen Überbegriff der Faktoren auszugehen, unter dem alles Platz hat von der Schwerkraft über die Topographie bis zu einem auslösenden starken Regen. Unter den vielen Faktoren, die bei einem Ereignis eine Rolle spielen, gilt es zwischen solchen, die als Vorbedingungen angesprochen werden können und anderen, die als eigentliche Ursachen in Frage kommen, zu unterscheiden. Dabei kann einer der Ursachen die Rolle des auslösenden Moments zukommen. Die Übergänge zwischen diesen verschiedenen Kategorien von Faktoren sind naturgemäss schleifend, und die Zuteilung lässt sich kaum objektiv vornehmen, doch kann die Unterscheidung von praktischem Nutzen sein. Im konkreten Fall stellt sich die Frage, durch welche Merkmale sich eine gefährliche Situation von einer harmlosen unterscheidet, und ob eine brauchbare Prognose möglich ist. Bereits an den Vorbedingungen lässt sich eine Gefahr erkennen. Um aber den genauen Zeitpunkt des erwarteten Ereignisses anzugeben, bedarf es der Kenntnis der eigentlichen Ursachen resp. des auslösenden Moments. Auch dann ist eine Prognose nur möglich, sofern Kriterien vorhanden sind, nach denen der zu erwartende weitere Verlauf beurteilt werden kann. Wie die Erfahrung zeigt, lassen sich solche Kriterien auch empirisch finden, wenn die Ursache noch kaum bekannt ist.
Was die Auswirkungen betrifft, ist ihre Beurteilung nicht mehr eine rein glaziologische Frage. Sobald die Eiskubatur eines mutmasslichen Gletschersturzes oder das Stauvolumen für einen bevorstehenden Seeausbruch festgelegt ist, liegt es an anderen Spezialisten, die Auslaufstrecke und Wirkung einer Lawine, oder die Flutwelle in einem See nach einem Eissturz resp. längs der Flußstrecke zu beurteilen. Die Beschäftigung mit Gletscherkatastrophen ist im allgemeinen eine ausgesprochen interdisziplinäre Angelegenheit.

Gletscherlawinen

Den Gletschern, an denen sich grosse Eisstürze ereignen, ist ein grosses Gefälle gemeinsam. Dieser Faktor stellt zusammen mit der Eismächtigkeit Vorbedingungen dar, die eine Beurteilung bis zu einem gewissen Grad erlauben, wobei die Temperaturverhältnisse eine entscheidende Rolle spielen. Die gewählten Beispiele haben dies zur Genüge gezeigt, liegt doch die kritische Neigung beim ausgesprochen kalten Hängegletscher, der auf sehr steiler Unterlage angefroren ist (Randa/Weisshorn) bei 45°, beim steilen Eisschild mit Temperaturen um den Gefrierpunkt (Altels) um 35° und beim temperierten Talgletscher mit grosser Gleitkomponente (Allalingletscher) bei 25–30°.
Die Bedeutung der Gletschermächtigkeit ist nicht zum vornherein klar, kann doch grössere Eisdicke auch bessere Haftung am Bett bedeuten (auch ganz dünne Eisplatten können abgleiten, besonders wenn sie von dickerem Eis gestossen werden), doch wächst mit zunehmender Mächtigkeit die Schubspannung, was schliesslich zum Verlust der Stabilität führen muss. Eine bestimmte Eisdicke oder eine kritische Massenverteilung stellt im allgemeinen eine der wichtigen Vorbedingungen dar. Beide hängen ihrerseits in erster

Linie von der Witterung ab, daneben aber auch von der Gletscherbewegung. Letztere lässt sich aus Messungen extrapolieren und z. T. auch vorausberechnen.
Neben den fast trivialen Vorbedingungen der Steilheit und Eisdicke fällt als wichtigstes gemeinsames Merkmal der angeführten Beispiele die gewölbe- oder schalenförmige Anrissfläche auf. Es handelt sich um eine in der Geologie altbekannte Erscheinung, die darauf zurückzuführen ist, dass der stehengebliebene Gewölbebogen eine statisch stabile Struktur darstellt. Dies ist nur möglich, wenn die längs des Bogens vorhandenen Druckspannungen am Bogenende an einem Widerlager aufgenommen oder auf eine kürzere oder längere Strecke längs des Bogens in die Sohle abgeleitet werden (den entsprechenden Bogenabschnitten kommt dann die Funktion des Widerlagers zu). Fragt man sich nach dem Unterschied zwischen dem stehengebliebenen und dem abgestürzten Teil des Gletschers, so kommt man fast zwangsläufig zur Feststellung, dass letzterem das Widerlager gefehlt haben oder verloren gegangen sein muss. Unter diesem Gesichtspunkt ist der Verlust der Abstützung in Widerlagern eine der wichtigsten Ursachen von Gletscherlawinen. Wie dieser Verlust im einzelnen zustandekommt, kann von Fall zu Fall stark variieren, wobei Faktoren wie Topographie, Massenhaushalt und Gletscherbewegung eine wichtige Rolle spielen. Im allgemeinen sind Brucherscheinungen letztlich entscheidend. Ob diese in einzelnen Fällen schlagartig erfolgen (z. B. Altels) ist nicht sicher, doch lässt sich in anderen Fällen die sukzessive Öffnung von Spalten verfolgen. Das Spaltenbild ist dann beschränkt brauchbar, um auf den sukzessiven Verlust der Stabilität zu schliessen und vor allem die Absturzkubatur zu schätzen. Auch bei der Beurteilung von Rutschungen ist die Gewölbebildung von Bedeutung.
Natürlich genügt es nicht, nur die seitliche Abstützung eines absturzbereiten Gletscherteils zu berücksichtigen. Ebenso wichtige Faktoren sind der Halt im Stirnbereich, die Verbindung mit dem stehenbleibenden Gletscherteil (Zugbeanspruchung) und die Ablösung an der Sohle. Je ausgewogener das Zusammenspiel der verschiedenen Faktoren, umso ausgedehnter das Gebiet im labilen Gleichgewicht, umso grösser die Kubatur.

Seeausbrüche

Bei den Seeausbrüchen ist die Stichprobe von nur zwei Beispielen viel zu klein, um einem derart vielgestaltigen Phänomen gerecht zu werden. Die zwei Fälle passen aber gut ins Bild und lassen daneben Eigenheiten erkennen, die zu dessen Abrundung beitragen können. Während die Entleerung, einmal im Gang, weitgehend nach einer Gesetzmässigkeit abläuft, die ausgezeichnete Prognosen erlaubt, gilt dies weder für den Beginn des Seeausbruchs noch ohne Vorbehalt für dessen Endphase. Der Anfang des Abflussvorganges kann auf ganz verschiedene Weise eingeleitet werden, z. B. rein statisch durch den Auftrieb an der Eisbarriere beim Steigen des Wasserspiegels, durch Spaltenbildung im Gletscher, durch Anzapfung eines Gletschersees, wenn sich das subglaziale Hauptdrainagesystem des Gletschers verlagert, oder durch Sickerströmungen im permeablen Untergrund (wie für die zwei dargestellten Fälle postuliert wurde). Setzt der Abfluss einmal ein, so nimmt er progressiv zu. Für den Verlauf und das Ausmass eines Hochwassers ist dann ausser dem witterungsbedingten Zufluss und der Grösse des Reservoirs in erster Linie die Wassertemperatur entscheidend, aber auch die Temperatur des Eises, da diese den Zeitpunkt des Beginns des Abflusses mitbestimmen kann. Der Fall Grubengletscher lässt die Wichtigkeit deutlich erkennen, die der Temperatur und damit den thermischen Verhältnissen im Permafrostgebiet zukommt.
Dass auf den gesetzmässigen Verlauf der Entleerung nicht immer Verlass ist, zeigt das Beispiel von Mauvoisin, wo sich offenbar mit verschiedener Geschwindigkeit zwei Gerinne nebeneinander ausweiteten, das eine künstlich geschaffen, das andere auf natürliche Weise entstanden, und wo es bei der Vereinigung der beiden zum plötzlichen Durchbruch grosser Wassermassen und damit zur Katastrophe kam. Mit Überraschungen ist also auch bei scheinbar geordnetem Ablauf zu rechnen.

Ausblick

Gefährliche Situationen können sich sowohl beim Vorstoss wie beim Rückzug der Gletscher einstellen, doch sind einzelne Arten

von Gletscherlawinen oder Seeausbrüchen entweder an den einen oder andern Zustand gebunden. Viel wichtiger als die allgemeine Tendenz ist aber in den meisten Fällen die momentane räumliche Entwicklung, d.h. die genaue flächenmässige Ausdehnung und die Massenverteilung eines Gletschers. Damit hängt zusammen, dass sich Gletscherkatastrophen gelegentlich in auffallend gleicher Art und Weise wiederholen (z.B. Altels, Giétro), worauf schon Forel Ende des letzten Jahrhunderts hingewiesen hat. Indem sich die Gletscher stets verändern, nehmen sie früher oder später einmal wieder eine ähnliche Lage ein wie in früherer Zeit, und damit besteht eine gewisse Wahrscheinlichkeit für die Wiederholung eines bestimmten Ereignisses. Während diese Erkenntnis dort zu berücksichtigen ist, wo sich früher etwas ereignet hat, hilft sie bei anderen Objekten nur insofern, als von den bekannten auf analoge neue Situationen geschlossen werden kann.

In jedem einzelnen Fall wurden mehr Fragen aufgeworfen als beantwortet. Dies wird noch lange so bleiben, weil sich mit Gletscherstürzen und Seeausbrüchen nicht experimentieren lässt. Dazu sind es zu seltene Ereignisse, die zu unregelmässig auftreten. Man wird also immer mehr oder weniger auf Mutmassungen angewiesen sein, die aber dazu führen sollten, in bestimmte Richtungen Ausschau zu halten, spezifische Prozesse unter analogen Verhältnissen zu untersuchen und sich auf den Eventualfall gezielt vorzubereiten. Die Anstrengungen sollten sich auf folgende Forschungsziele ausrichten: Klärung von Mechanismen, Aufstellung von Stabilitätskriterien, Beschaffung von Prognosegrundlagen, Entwicklung von Messtechniken und -apparaturen, Planung von Verhütungsmassnahmen.

In den angeführten Fällen schrieb die Natur das Drehbuch. Es hing also z.T. vom Zufall ab, welche Beobachtungen durchgeführt und welche Ergebnisse erhalten wurden. Dies mindert die Wichtigkeit und Einmaligkeit der weitgehend durch die öffentliche Hand finanzierten Untersuchungen sicher nicht herab. Für viele Fragen sind aber langfristige systematische Studien erforderlich.

Literatur

Aellen, M. (Unveröffentlicht): Interne Notiz über den Ausbruch eines Sees am Grubengletscher (Fletschhorn) ob Saas Balen, am 2. Juli 1968. VAW-ETHZ, 6. Jan. 1969.

Ambrose, J.W., 1969: Papers presented at the Seminar on the Causes and Mechanics of Glacier Surges, St. Hilaire, Quebec, Canada, September 10–11, 1968, and the Symposium on Surging Glaciers, Banff, Alberta, Canada, June 6–8, 1968. Canadian journal of earth sciences, Vol. 6 No. 4, 807–1018.

Bisaz, E. und Quadranti, P. (Unveröffentlicht): Stausee Mauvoisin: Modellversuche über Wellenbildung als Folge eines Gletscherabbruchs. VAW (ETH) Zürich, Juni 1972.

Bisaz, E. u.a. (Unveröffentlicht): Mauvoisin-Giétrogletscher: Studie über die Möglichkeit von Eisstürzen in den Stausee Mauvoisin und deren Auswirkungen, E. Bisaz und P. Kasser sowie H. Röthlisberger, M. Aellen, P. Quadranti, K. Berchtold und B. Salm. VAW (ETH) Zürich, Sept. 1972, 37 S. + Beilagen. (Französische Übersetzung: Mauvoisin-glacier de Giétro: Etude de la possibilité d'une chute de glaces dans le lac de Mauvoisin et de ses conséquences)

Bridel, Ph.-S. 1818 a: Course à l'éboulement du glacier de Giétroz et au lac de Mauvoisin, au fond de la Vallée de Bagnes. 16. Mai 1818.

Bridel, Ph.-S. 1818 b: Seconde course à la Vallée de Bagnes, et détails sur les ravages occasionnés par l'écoulement du lac de Mauvoisin. 21. Juni 1818.

Brückner, E. 1895: Der Gletscherabbruch an der Altels im Berner Oberland vom 11. September 1895. Himmel und Erde (Urania), Jg. 8, H. 2, 57–72.

Du Pasquier, L. 1896: L'avalanche de l'Altels le 11 septembre 1895. Bull. de la Société des Sciences Naturelles de Neuchâtel, t. 24 (1895–96), 149–176.

Duval, P. 1977: The role of the water content on the creep rate of polycrystalline ice. (Union Géodésique et Géophisique Internationale. Association Internationale des Sciences Hydrologiques. Commission des Neiges et Glaces) Symposium. Isotopes et impuretés dans les neiges et glaces. Actes du colloque de Grenoble, août/septembre 1975, 29–33.

Fisher, J.E. 1955: Internal temperatures of a cold glacier and conclusions therefrom. Journal of glaciology, Vol. 2, No. 18, 583–591.

Flotron, A. 1973: Photogrammetrische Messung von Gletscherbewegungen mit automatischer Kamera. Zeitschrift für Vermessung, Kulturtechnik und Photogrammetrie, Fachheft 1/73.

Forel, F.-A. 1895: L'éboulement du glacier de l'Altels. Archives des Sciences physiques et naturelles, Genève, t. 34, 513–543.

Forel, F.-A. et Du Pasquier, L. 1896: Les variations périodiques des glaciers des Alpes. Jahrbuch des Schweizer Alpenclub, Jg. 31 (1895–96), 249–266 (16e rapport–1895).

Haeberli, W. 1975: Überwachung von Kalbungswellen am Grubengletscher. Schweiz. Bauzeitung, 93. Jg., H. 43, 694–696.

Haeberli, W. 1976: Eistemperaturen in den Alpen. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 11 (1975), H. 2, 203–220.

Haeberli, W. und Röthlisberger, H. 1976: Beobachtungen zum Mechanismus und zu den Auswirkungen von Kalbungen am Grubengletscher (Saastal, Schweiz). Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziologie, Bd. 11, H. 2 (1975), 221–228.

Haeberli, W. 1977: Experience with glacier calving and air-bubbling in high alpine water reservoirs. – J. of Glaciology, Vol. 19, No. 81, 589–594.

Haeberli, W. et a. 1979: Surface movement and lichencover studies at the active rock glacier near the Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps, by W. Haeberli, L. King and A. Flotron. Arctic and Alpine Research, Vol. 11, No. 4, 421–441.

Haefeli, R. 1940: Zur Mechanik aussergewöhnlicher Gletscherschwankungen. Schweiz. Bauzeitung, Bd. 115, Nr. 16.

Heim, A. 1885: Handbuch der Gletscherkunde.

Heim, A. 1895: Die Gletscherlawine an der Altels am 11. September 1895, 98. Neujahrsblatt der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich 1896.

Helbling, R. 1940: Ausbruch eines Gletschersees in den argentinischen Anden und aussergewöhnliche Gletscherschwankungen im Allgemeinen. Schweizerische Bauzeitung, Bd. 115, Nr. 11, 121–128.

Hsü, K.J. 1975: On sturzstorms – catastrophic debris streams generated by rockfalls. Geological Society of America Bulletin, Vol. 86, No. 1, 129–140.

Hsü, K.J. 1978: Albert Heim: Observations on landslides and relevance to modern interpretations. In Voight, B. ed. Rockslides and Avalanches, Vol. 1, Natural Phenomena. 69–93 (Development in Geotechnical Engineering 14 A).

Hutter, K. und Olunloyo, V.O.S. Im Druck: Basal stress concentration due to abrupt changes in boundary conditions – A cause for high gravel concentration at the bottom of a glacier? Annals of Glaciology, Vol. 2.

Iken, A. 1977: Movement of a large ice mass before breaking off. Journal of glaciology, Vol. 19, No. 81, 595–605.

Jenny, E. 1928: Vom Altelsgletscher. Die Alpen, No. 11, 423–426.

Kamb, B. 1970: Sliding motion of glaciers: Theory and observation. Reviews of Geophysics and Space Physics, Vol. 8, No. 4, 673–728.

Kasser, P. 1964: Die Gletscher der Schweizer Alpen 1962–1963. 84. Bericht der Gletscherkommission der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft. Die Alpen, 4. Quartal, 285–296.

Kasser, P. 1967: Fluctuations of Glaciers 1959–1965. Paris, International Association of Scientific Hydrology and UNESCO.

Kasser, P. 1969: Die Gletscher der Schweizer Alpen 1967–1968. 89. Bericht der Gletscherkommission der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft, ergänzter Sonderdruck aus der Zeitschr. «Die Alpen», 4. Quartal, 1969, 200–225.

Kasser, P. 1972: Die Gletscher der Schweizer Alpen 1969–1970. 91. Bericht der Gletscherkommission der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft.

Kasser, P. und Aellen, M. 1974: Die Gletscher der Schweizer Alpen 1970/71. 92. Bericht der Gletscherkommission der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft.

Kasser, P. und Aellen, M. 1976. Die Gletscher der Schweizer Alpen 1971/72 und 1972/73. 93. und 94. Bericht der Gletscherkommission der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft.

Kotlyakov, M. and Smolyarova, N.A. 1978: Proceedings of the International Workshop on Mechanism of Glacier Variations, Alma-Ata and Moscow, 30. September–11. October 1976. Moscow, Academy of sciences of the USSR, section of glaciology of the soviet geophysical committee and institute of geography, data of glaciological studies, chronicle, discussion, publication No. 33, 43–191.

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, 465–475.

Lichtenhahn, C. 1979: Die Verbauung des Fällbaches in der Gemeinde Saas Balen (Wallis). Mitteilungen der VAW Nr. 41.

Lliboutry, L. 1968: General theory of subglacial cavitation and sliding of temperate glaciers. Journal of Glaciology, Vol. 7, No. 49, 21–58.

Lliboutry, L. 1979: Local friction laws for glaciers: a critical review and new openings. Journal of Glaciology, Vol. 23, No. 89, 67–95.

Lütschg, O. 1926: Über Niederschlag und Abfluss im Hochgebirge; Sonderdarstellung des Mattmarkgebietes, ein Beitrag zur Fluss- und Gletscherkunde der Schweiz. Schweizerischer Wasserwirtschaftsverband, Verbandsschrift Nr. 14, Veröffentlichung der Hydrologischen Abteilung der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt in Zürich. Zürich, Sekretariat des Schweizerischen Wasserwirtschaftsverbandes. XX.

Mariétan, I. 1970: La catastrophe du Giétroz en 1818. Bulletin de la Murithienne, Fasc. 87, 12–15.

Martel, E.-A. 1895: L'avalanche de l'Altels (Suisse), catastrophe du 11 septembre 1895. La Nature, 23e a., 2e sem., No. 1170, 353–356.

Mellor, M. 1959: Creep tests on Antarctic glacier ice. Nature, No. 4687, August 29, 717.

Mercanton, P.-L. 1929: Les variations périodiques des glaciers des Alpes suisses. Les Alpes, No. 5, 172–200. (49e rapport – 1928).

Mougin, P. et Bernard, C. 1922: Etude sur le glacier de Tête-Rousse (Première partie). In Service des grandes forces hydrauliques, études glaciologiques. Paris, Ministère de l'agriculture, Direction générale des eaux et forêts, 2e partie, eaux et génie rural, tome IV, 3–90.

Nye, J.F. 1976: Water flow in glaciers: Jökulhlaups, tunnels and veins. In Journal of Glaciology, Vol. 17, No. 76.

Post, A. and Lachapelle, E.R. 1971: Glacier ice. Seattle and London.

Renaud, A. 1958: Les variations des glaciers suisses 1957; 78e rapport des observations annuelles publiées par la commission des glaciers de la Société helvétique des sciences naturelles avec la collaboration du Club alpin suisse. Les Alpes, 3e trimestre, 226–237.

Röthlisberger, H. und Aellen, M. 1970: Bewegungsregistrierung an der Zunge des Giétrogletschers. Schweizerische Bauzeitung, Jg. 88, H. 43.

Röthlisberger, H. 1971: Massnahmen gegen die Ausbrüche eines Gletschersees ob Saas Balen (Gruben-

gletscher). Schweiz. Bauzeitung, 89. Jg., H. 40, 999–1003.
Röthlisberger, H. 1974: Möglichkeiten und Grenzen der Gletscherüberwachung. Nachdruck aus «Neue Zürcher Zeitung» vom 29. April, No. 196. With a summary in English.
Röthlisberger, H. et a. Unveröffentlicht: Gletscherstürze am Weisshorn Gemeinde Randa, Expertenbericht über die Untersuchungen 1972/73. H. Röthlisberger unter Mitwirkung von M. Aellen, A. Flotron, P. Kasser, C. Lichtenhahn, B. Salm, R. Sarbach, B. Truffer und J. de Wolff. VAW (ETH) Zürich, Juni 1975.
Röthlisberger, H. and Kasser, P. 1978: The readvance of the Allalingletscher after the ice avalanche of 1965. Proc. Int. Workshop on Mechanism of Glacier Variations. Alma-Ata, 30.9.–11.10.1976. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy, Khronika, Osuzhdeniya, Vyp. 33, 152–164.
Röthlisberger, H. 1979: Glaziologische Arbeiten im Zusammenhang mit den Seeausbrüchen am Grubengletscher, Gemeinde Saas Balen (Wallis). Mitteilung der VAW Nr. 41 (Festschrift Peter Kasser), 233–256.
Ruppen, P.J. 1851: Die Chronik des Thales Saas. Neuauflage 1945.
Shreve, R.L. 1966: Sherman landslide, Alaska. Science, Vol 154, 1639–1643.
Shreve, R.L. 1968: The Blackhawk landslide. Geological Society of America, Special Paper No. 108.
SVZ 1979: Die Schweiz und ihre Gletscher. Herausg. Schweizerische Verkehrszentrale.
Truffer, B. (Unveröffentlicht): Geschichtliches über die Gletscherstürze von Randa. In Gletscherstürze am Weisshorn, Gemeinde von Randa, Expertenbericht über die Untersuchungen 1972/73. VAW (ETH) Zürich, Juni 1975, Beilage I, 1/1–1/22.
Venetz, I. (Unveröffentlicht): Bericht des Ingenieurs der Brücken und Strassen des Kantons Wallis über den am 27sten Decembris 1819 erfolgten Eissturz des Weisshorngletschers und die Zerstörung des Dorfs Randa im Vispacherthal. Sitten, 11. Januar 1820. Kantonsarchiv Sitten (Abschrift in Truffer, unveröffentlicht, S. I/8–I/II).
Venetz, I. 1825: Apologie des travaux du glacier de Giétroz, contre les attaques réitérées de M. le Chanoine Blanc, Chapelain à Bagnes.
Vivian, R. 1966: La catastrophe du glacier d'Allalin. Revue de Géographie Alpine, tome 54, Fasc. 1, 97–112.
Weertman, J. 1962: Catastrophic glacier advances. Association Internationale d'Hydrologie Scientifique, Colloque d'Obergurgl, 10–18 septembre 1962. Publ. No. 58, 31–39.

Anschrift des Verfassers:

PD Dr. Hans Röthlisberger
Chef der Abteilung Glaziologie
Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETHZ
ETH-Zentrum,
Gloriastrasse 37/39
CH-8092 Zürich

Der Blockstrom in der Val da l'Acqua im Schweizerischen Nationalpark

Heinrich Jäckli

Zusammenfassung

Der Blockstrom in der Val da l'Acqua im schweizerischen Nationalpark (Gemeinde Zernez) wurde 1918 von A. Chaix entdeckt und 1934 erstmals von W. Hegwein auf einer geologischen Karte dargestellt. Er beginnt ca. auf Kote 2400 m, stirnt auf 2200 m, ist rund 1000 m lang, 150–200 m breit und weist ein mittleres Gefälle von rund 20% auf. Die Bewegung seiner Stirn auf 2200 m ü. M. wird seit 1921 periodisch kontrolliert; sie betrug in 58 Jahren 26,55 m oder im Jahresmittel rund 46 cm. Der Blockstrom besteht aus eckigem Kalkschutt und wird gespeist teils aus rezentem Gehängeschutt aus beiden Bergflanken, teils aus verschwemmtem Moränenmaterial des Acqua-Gletschers, der 1850 beim letzten historischen Maximalstand ca. auf Kote 2450 m stirnte, heute aber nur noch bis 2700 m reicht.
Wir glauben deshalb, dass an der Bewegung dieses Blockstromes einstiges Gletschereis, das heute als fossiles Toteis zu betrachten wäre, nicht beteiligt ist, wohl aber rezenter Permafrost.

Résumé

Le glacier rocheux du Val da l'Acqua au parc national suisse (commune de Zernez) fut découvert en 1918 par André Chaix et fut représenté pour la première fois sur une carte géologique en 1934 par Walter Hegwein. Il prend sa naissance à 2400 m, son front est situé à 2200 m, il a une longueur de 1000 m, une largeur de 150–200 m, sa pente est de 20%. Le mouvement de son front est contrôlé à la cote de 2200 m depuis 1921: Il a atteint 26,55 m en 58 ans, ce qui correspond à 46 cm par an en moyenne. Le glacier rocheux est constitué de débris calcaires anguleux et est alimenté d'une part d'éboulis récents, d'autre part du matériel morainique remanié du petit «Glacier da l'Acqua» dont le dernier stade maximal se situait en 1850 à la cote de 2450 m et aujourd'hui à environ 2700 m.
C'est pourquoi nous considérons que le mouvement de ce glacier rocheux n'est pas causé par de la glace fossile de ce petit glacier, mais plutôt par de la glace interstitielle du «permafrost» cimentant le matériel détritique.

Historischer Rückblick

Der Blockstrom der Val da l'Acqua (moderne Schreibweise gemäss Landeskarte der Schweiz 1:25000, Blatt 1238 P. Quattervals, früher gemäss Siegfriedkarte: Val dell'Aqua) als spezieller, in langsamer Bewegung sich befindender geologischer Körper wurde als solcher 1918 von A. Chaix entdeckt. A. Chaix mass seine Oberflächengeschwindigkeit in Querprofilen zum Stromstrich 1919 und 1921 mittels Steinreihen zu ca. 1–2 m pro Jahr, bezeichnete ihn als «coulée de blocs» und berichtete darüber 1919 und 1923.
Walter Hegwein schied auf seiner «Geologischen Karte der Quatervalsgruppe» 1:25000 (Aufnahme abgeschlossen 1926, Karte publiziert 1934) erstmals auf einer schweizerischen geologischen Karte «Blockströme» aus, nämlich die beiden grossen in der Val da l'Acqua und der Val Sassa und kleinere in der Val dal Diavel, in der Valetta und in der hintersten Val Tantermozza. Sie alle sind später auf Blatt Piz Quattervals 1:25000 der Landeskarte topographisch deutlich ausgeschieden worden. W. Hegweins Kartierung verdient um so mehr hervorgehoben zu werden, als auch später noch andernorts eindeutige Blockströme als Moränen kartiert und sogar den verschiedensten Stadien zugeordnet wurden.

1951 publizierte Hans Boesch eine ausgezeichnete Luftaufnahme des Blockstromes der Val da l'Acqua, die am 27.9.48 bei extremer Ausaperung von der Eidg. Landestopographie aufgenommen worden war. Sein Schüler J. Domaradzki beschrieb zahlreiche Blockströme in Graubünden, darunter selbstverständlich auch jenen der Val da l'Acqua.
Schliesslich veröffentlichte Hermann Eugster 1973 den «Bericht über die Untersuchungen des Blockstroms in der Val Sassa im Schweiz. Nationalpark von 1917–1971». Nachdem ich im bündnerischen Rheingebiet, also ausserhalb des Nationalparks, eine Anzahl von Blockströmen als solche identifiziert und 1957 darüber publiziert hatte, war es Hermann Eugster, der mich für die Blockströme des Nationalparks begeisterte und animierte, jenen der Val da l'Acqua genauer zu studieren; dafür möchte ich ihm an dieser Stelle recht herzlich danken.
In neuerer Zeit wird statt des Terminus «Blockstrom» häufig «Blockgletscher» verwendet, welche Terminologie ich jedoch als nicht sehr kennzeichnend empfinde, denn ein Blockstrom ist kein Gletscher. Zudem würden daraus Beziehungen zu einem Gletscher geschaffen, ohne festzulegen, ob sich diese lediglich auf die morphologische Ähnlichkeit der Form, der Oberfläche und der Strömungsstrukturen beschränken, oder ob daraus auf die Anwesenheit von fossilem Gletschereis im Untergrund, durch welches der Strömungsvorgang erst ermöglicht wird, zu schliessen sei, oder auch ob der Blockstrom ursprünglich aus einem Gletscher hervorgegangen sei, der sich durch besonders intensive Moränenbedeckung ausgezeichnet hätte, ohne dass heute noch altes Gletschereis vorhanden wäre.
Wir verwenden im folgenden deshalb weiterhin den Begriff «Blockstrom», welcher Terminus sich auch eindeutig aus der Priorität der ersten Bearbeiter ergibt; für den Blockstrom in der Val da l'Aqua ist seit 1919 von allen Bearbeitern nie ein anderer Ausdruck verwendet worden.

Morphologische Gliederung

Der Blockstrom der Val da l'Acqua mit seinen charakteristischen morphologischen Kennzeichen – konvexe Oberfläche, Fließstrukturen mit nach vorn konvexen Wülsten und seitlichen Scherflächen, und steile, scharf begrenzte Stirn und Flanken – nimmt seinen oberen Anfang ungefähr auf Kote 2400 m, wo er teils aus subrezenten Moränen des Val-da-l'Acqua-Gletschers, teils aus verschwemmtem Moränenmaterial des Gletschervorfeldes, teils aus rezentem Gehängeschutt hervorgeht. Er weist eine Länge von rund 1 km auf und endigt mit sehr markanter Stirn ungefähr auf Kote 2200 m, was ein mittleres Gefälle von rund 20% ergibt. Seine Breite beträgt oben rund 200 m, in der Mitte und gegen die Stirn rund 150 m.

Einzugs- und Nährgebiet

Der am Piz da l'Acqua entspringende kleine Gletscher stirnt z.Zt. etwa auf Kote 2700 m. Nach unten schliesst das Gletschervorfeld an, bestehend aus rezenten und subrezenten Moränen und in der Talsohle aus sehr stark verschwemmtem Moränenmaterial. An der Nordflanke des Tales ist mit sehr scharfer Grenze der seitliche linke Moränenwall des Stadiums von 1850 zu erkennen, während auf der Südflanke durch rezente Steinschlag- und Gehängeschuttablagerungen diese Grenze verwischt ist (Abb. 2). In der Nordflanke überfährt allerdings ein rezenter Gehängeschuttkegel ebenfalls die linke Seitenmoräne von 1850 und überlagert mit seinem Schutt den Moränenwall. Weiter talabwärts wird jene Moräne wieder deutlich sichtbar, zeigt aber bereits Anzeichen von Bewegungen. Von Kote 2480 bis 2400 ist eine Felsschwelle quer zum Tal deutlich ausgeprägt, die zwar oberflächlich von Moränenschutt weitgehend überkleistert ist, aber mit einem kleinen Felsaufschluss in der Talachse und zusammenhängenden Wänden in der Nordflanke belegt ist.
Aus der Südflanke stossen kräftige Gehängeschuttkegel gegen die Talachse vor, überlagern dort das verschwemmte Moränenmaterial und zeigen neben Toteisstrukturen bereits leichte Girlanden und Rutschwülste.
Unterhalb dieser Steilstufe, ca. auf Kote 2400, folgt eine Verflachung, und hier beginnt der eigentliche Blockstrom, der also an dieser Stelle aus Moränenmaterial, seitlich angereichert durch Gehängeschutt aus beiden Talflanken, hervorgeht. Oberhalb dieser Terrasse sind zwar auch Bewegungsstruktu-

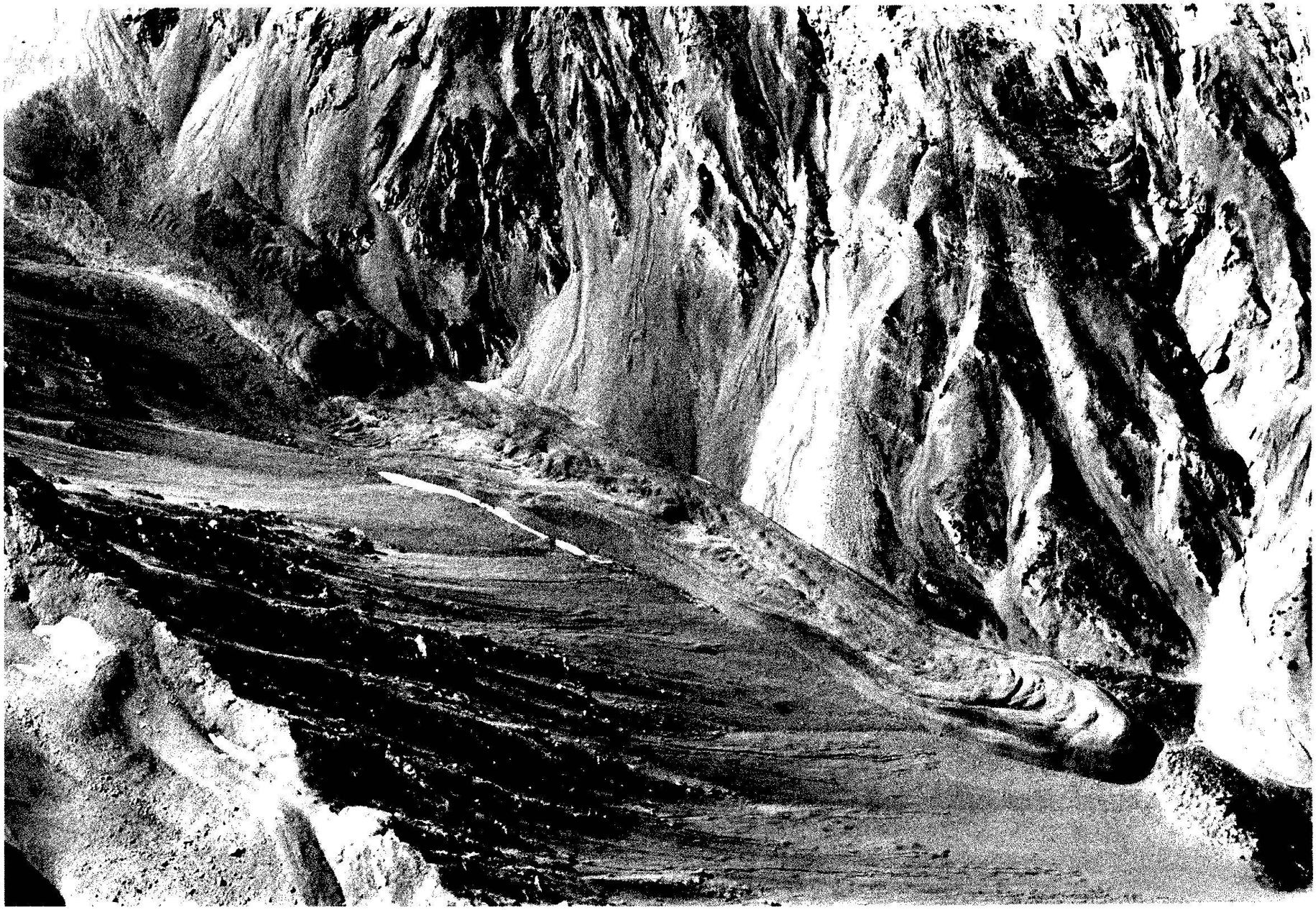


Abb. 1. Blockstrom Val da l'Acqua. Schräge Luftaufnahme aus Osten. Aufnahme H. Jäckli, 4.9.1973.

Blockstrom Val da l'Acqua

nach Luftaufnahmen der Eidg. Vermessungsdirektion Bern vom 13. 8. 1973

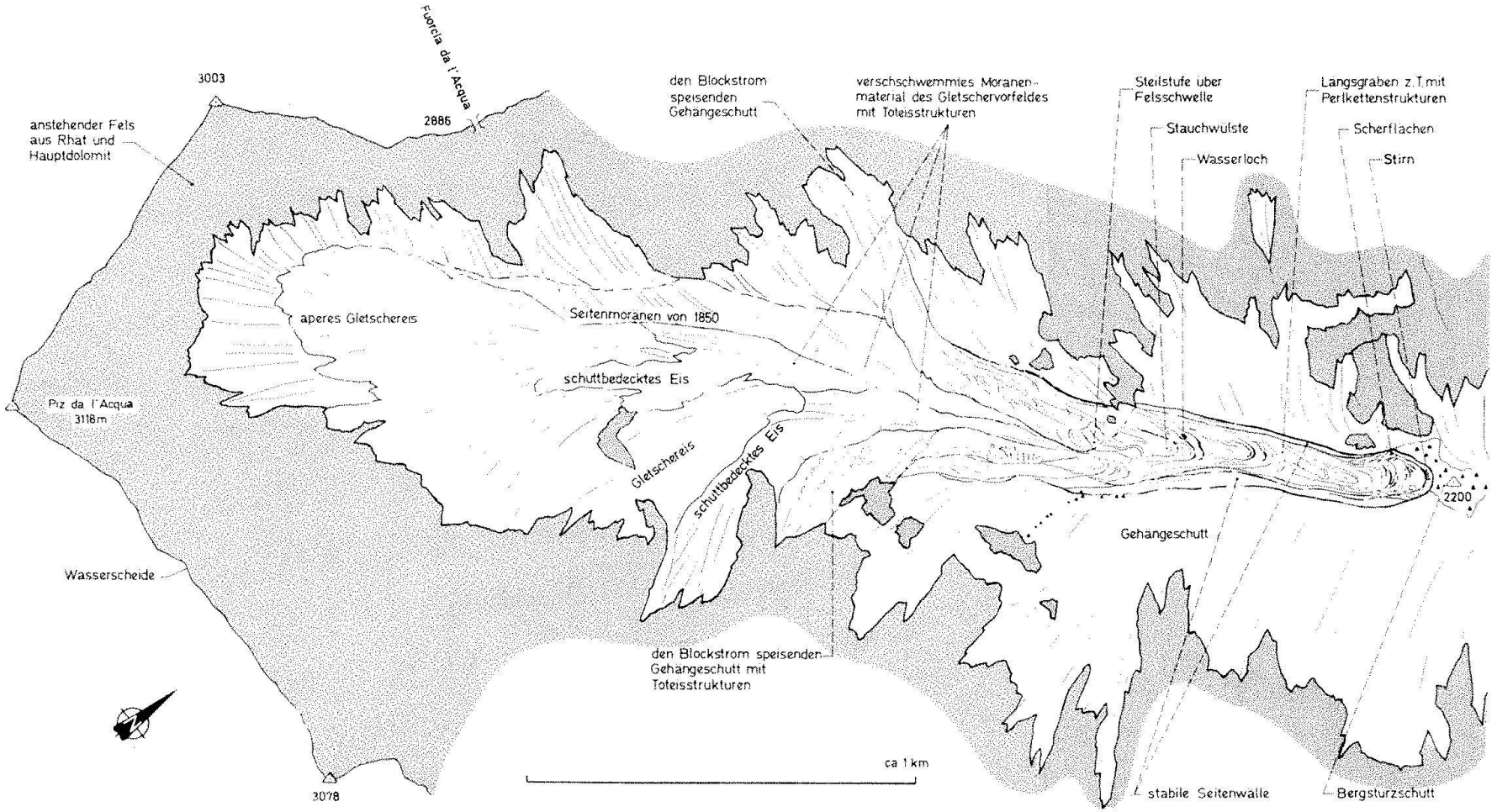


Abb. 2. Geologisch-morphologische Gliederung des Blockstromes Val da l'Acqua (Aus Senkrechtaufnahmen der Eidg. Vermessungsdirektion vom 13.8.1973, verzerrt, Maßstab deshalb nur approximativ).

ren in der Schuttoberfläche zu erkennen, die aber kaum genügen, um bereits diesen Abschnitt zum eigentlichen Blockstrom zu zählen. Von dieser Terrasse an abwärts jedoch erscheinen die typischen Fließstrukturen auf der Oberfläche, wie sie für den Blockstrom charakteristisch sind und sich deutlich vom Schutt oberhalb davon unterscheiden.
Die Speisung erfolgt somit im zentralen Teil und an der linken, nördlichen Flanke in erster Linie durch Moränenmaterial, das weiter talaufwärts auch noch durch Gehängeschutt angereichert wird, längs der Südflanke zu einem wesentlichen Teil durch rezenten Gehängeschutt, der einen kontinuierlichen Nachschub garantiert. Ob dieser Nachschub allerdings das Massendefizit zu kompensieren vermag, das aus der Längsbewegung des Blockstromes resultiert, ist fraglich. Da der Moränenschutt praktisch stabil zu sein scheint und keine Längsbewegung zeigt, müsste über kurz oder lang am oberen Ende des Blockstromes ein Massendefizit zu erwarten sein. Die flache Terrasse bei Kote 2400 m ist wahrscheinlich ein Anzeichen dafür.
Da das Gletschervorfeld aus einem Gemisch von echtem und verschwemmtem Moränenmaterial und seitlichem Gehängeschuttmaterial bescheidene Zerrstrukturen aufweist, die aber wohl eher auf abschmelzendes Toteis als auf eine generelle Längsbewegung zurückzuführen sind, scheint aus diesem Gebiet kein wesentlicher Nachschub zum Blockstrom stattzufinden. Auch die Steilstufe über den Felsriegel zwischen 2480 und 2400 m zeigt trotz der grossen Steilheit keine sicheren Anzeichen einer gesetzmässigen Längsbewegung, wohl aber solche von aquatischer Erosion, wie sie für Moränenschutt, nicht aber für Blockströme charakteristisch ist.

Bewegungsstrukturen auf dem Blockstrom
Von oben nach unten, in Längsrichtung des Tales, lassen sich die Bewegungsstrukturen auf dem Blockstrom wie folgt gliedern:
Am oberen, flachen Anfang des Blockstromes dominieren auf eine Länge von ca. 350 m Stauchwülste. Eine obere Gruppe von ca. 10 Stück ist schwach ausgeprägt, kurz und von unvollkommener Form, eine mittlere Gruppe von ca. 5 Stück ist ausgeprägter. Zwischen ihnen befindet sich ein kleines Wasserloch. Eine untere Gruppe besteht aus einem stark ausgeprägten Hauptwulst und darunter aus drei schwächer ausgeprägten Wülsten.
Eine sehr markante Längsstruktur wird durch eine 4–8 m hohe, nach N gerichtete übersteile Wand von rund 50 m Länge gebildet, in welcher die locker gelagerte, feinkörnige Grundmasse gut aufgeschlossen ist. Nach unten lässt sich dieser Längsgraben bis in den ersten Hauptwulst verfolgen.
Das Wasserloch (Abb. 3) liegt ca. auf Kote 2380 und ist etwa 5 m lang, ca. 3 m breit und ca. 1 m tief, ohne Strömung und offensichtlich ohne Uferlinien, die als Anzeichen von Spiegelschwankungen zu deuten wären. Das Wasser ist absolut klar. Die das Seelein umgebenden Böschungen sind 3–7 m hoch und weisen maximale Steilheit auf.
Der nächste Abschnitt von rund 350 m Länge ist gekennzeichnet durch dominierende Längsstrukturen und das Fehlen typischer



Abb. 3. Wasserloch ca. auf Kote 2380 m. 7.9.1979.

grösserer Stauchwülste. Die Oberflächengeschwindigkeit in diesem Gebiet beträgt gemäss photographischen Kontrollen in der Achse des Blockstromes rund 1.5–2 m pro Jahr. Die Längsgräben sind meist spitz, die Kreten rund und grobblockig. Wo die Flanken relativ steil sind, ist der feinkörnige Unterbau entblösst. Von diesen zentralen Strukturen führen enge Systeme von Scherflächen gegen die seitlichen Ränder des Blockstromes. Mit den Längslinien sind perlschnurartige Querwülste kombiniert.
Die unterste Partie auf eine Länge von rund 150 m zeichnet sich aus durch sehr stark dominierende Stauchwülste und eine enge Schar von Scherflächen gegen die Randwälle schräg abwärts. Die Oberflächengeschwindigkeit im Gebiete der Stauchwülste liegt bei 0.5–1 m pro Jahr.

Die Stirn
Die Stirn des Blockstromes ist charakterisiert durch die übersteile labile Böschung, die alle Anzeichen eines langsamen Vorrückens zeigt. Dieses Vorrücken geschieht nicht durch Gleiten auf der Unterlage, sondern durch Überschüttung der mittleren und obersten Partie über die unterste. Die Stirn rückt auf einer alten Bergsturzablagerung vor und kann gegenüber einem absolut stabilen Bergsturzblock kontrolliert werden. A. Chaix bestimmte im Juli 1921 die Distanz zwischen einem auf den genannten Bergsturzblock gemalten Fixpunkt und der Stirn auf 37.55 m; im Juni 1942 betrug dieselbe Distanz 26.95 m und am 7. September 1979 noch 11.0 m. Auf Abbildung 5 sind die einzelnen Messresultate dargestellt. Aus dieser Messreihe folgt, dass sich die Stirn in 58 Jahren um 26.55 m, im Jahresmittel somit um rund 46 cm talabwärts bewegt hat. Zwischen 1941 und 1968 scheint sich eine gewisse Verlangsamung auf rund 38 cm pro Jahr eingestellt zu haben, die aber seither wieder durch die frühere Geschwindigkeit von rund 55 cm pro Jahr abgelöst worden ist.

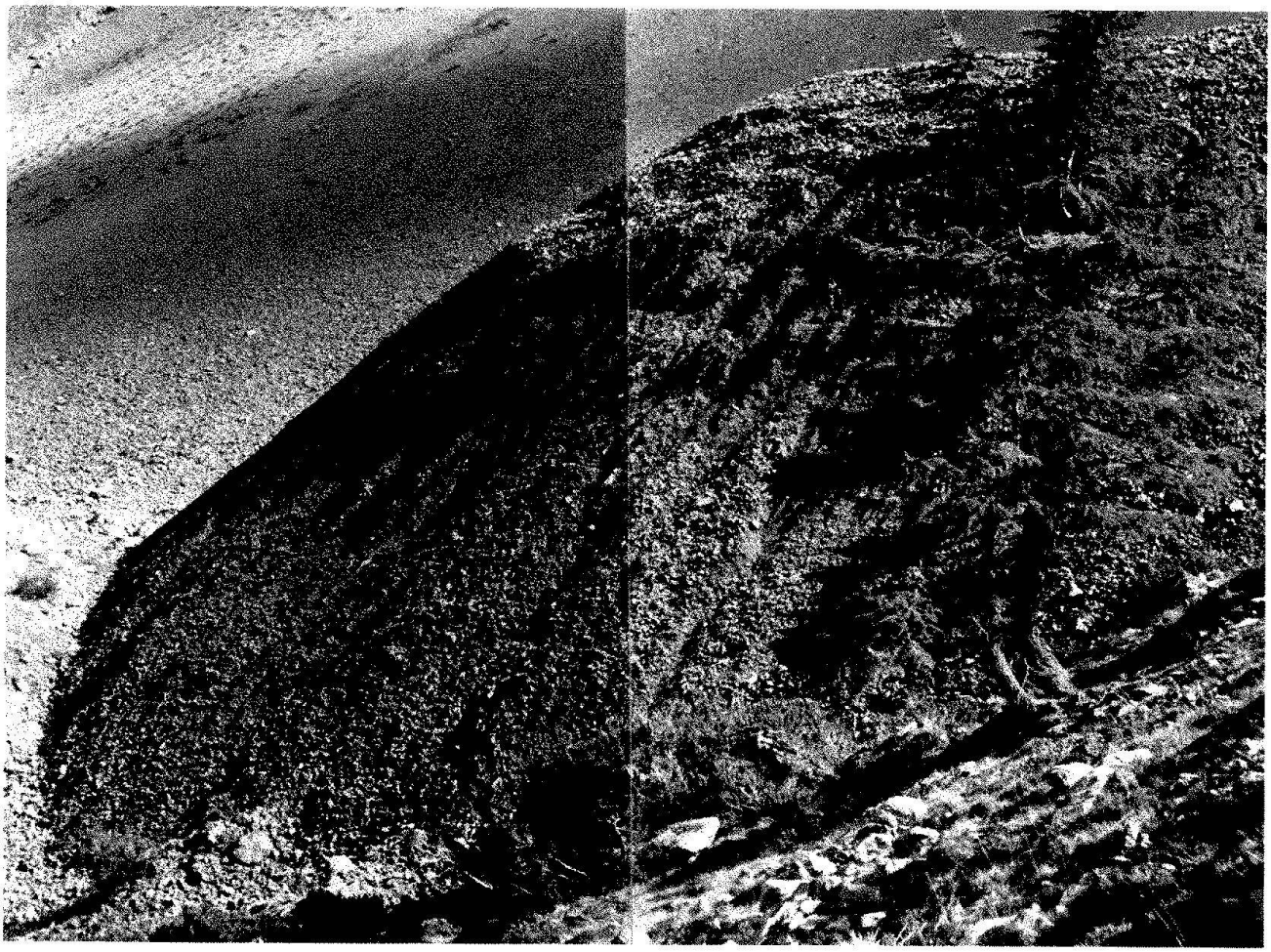


Abb. 4. Stirnpartie aus NW, 7.9.1979.

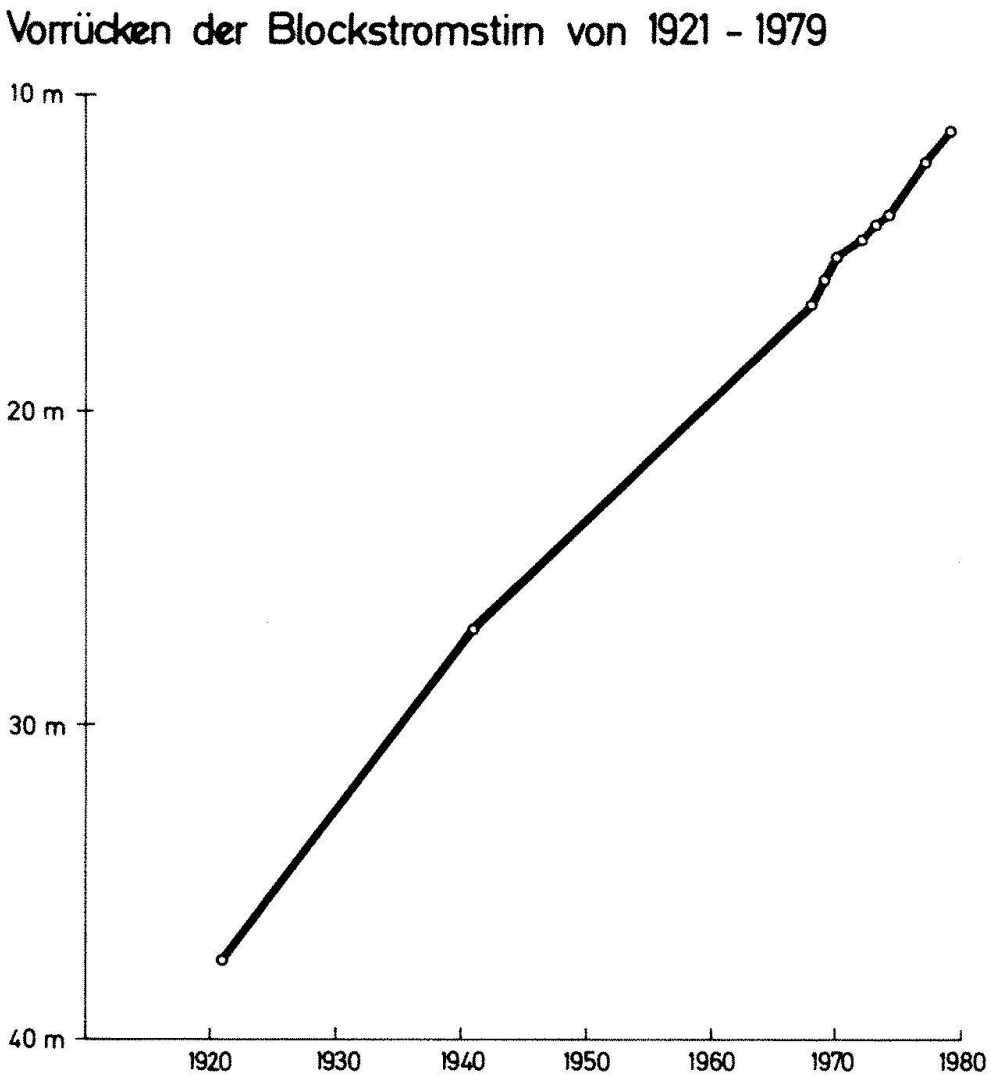


Abb. 5. Graphische Darstellung des Vorrückens der Stirn von 1921 bis 1979.

Die auf den Luftaufnahmen als Scherflächen zu erkennenden Strukturen bestehen aus spitzen Rillen zwischen 1-3 m breiten, 30-50 cm hohen Wölbungen. Sie streichen diagonal nach aussen und sind talabwärts oft leicht konvex gebogen.

Randwälle

Den beiden Rändern des Blockstromes entlang verlaufen Schuttrücken, die keine rezenten Rutschstrukturen aufweisen und offenbar zur Zeit weitgehend unbeweglich sind, obschon ihre Böschungen sehr steil sind. Diese beiden Wälle sind punktförmig mit Pionierpflanzen, z. B. Silberwurz, Steinbrech und Löwenzahn, etwas stärker bewachsen als der mittlere aktive Teil des Blockstromes. Diese Pflanzen werden durch Lawinenniedergänge aus den bewachsenen Talflanken auf den Blockstrom geworfen und vermögen sich nachher, wenn grössere Humusschollen samt der intakten Pflanzendecke mit dem Lawinenschnee transportiert werden, auf dem Blockstrom zu halten.

Entwässerung

Mit Ausnahme des Gletschervorfeldes, in welchem im Sommer zeitweise Schlammströme aus Schmelzwasser auftreten, zeigt die Oberfläche der Moränen, des Gehängeschuttes und des ganzen Blockstromes keine oberirdischen Wasserläufe. Erst rund 700 m talabwärts der Blockstromstirn tritt im Sommer die oberste Quelle auf ca. Kote 1970 aus, so dass bis dorthin ein Gebiet von rund 4 km² vollständig unterirdisch durch den Schutt hindurch entwässert wird. Die genannte Quelle fliesst allerdings nur im Sommer, bei abnehmendem Ertrag im Herbst versickert sie zeitweise wieder nach einigen hundert

Metern im Schutt und versiegt schliesslich ganz. Erst 1400 m talabwärts der Stirn tritt ca. auf Kote 1800 eine grosse permanente Quelle aus, welche den Bach speist.
In welchem Ausmass diese unterirdische Entwässerung die Bewegungen des Blockstromes im Val da l'Acqua beeinflusst, ist noch ungeklärt.

Zusammensetzung

Gemäss der Geologischen Karte von W. Hegwein bestehen die Flanken der Val da l'Acqua überwiegend aus Plattenkalken des Rhät, untergeordnet auch noch aus etwas Hauptdolomit. Diese Gesteine brechen ziemlich isometrisch, sind im Bruch eckig und bilden ein ziemlich sperriges, durchlässiges Gefüge. Mergelige Kössenerschichten treten zurück.
Die granulometrische Verteilung im Blockstrom ist charakteristisch: An seiner Oberfläche liegt eine Anreicherung groben Materials ohne feines Material. Aber bereits 30–50 cm unter der Oberfläche dominiert das feine, dunkelgraue bis schwärzliche und meist feuchte, feinkörnige Material. Diese feinkörnige Unterlage ist aufgeschlossen nicht nur an der Stirn, sondern grossenteils auch an beiden übersteilen Flanken und an einzelnen längsgerichteten Steilböschungen innerhalb des Blockstromes.
Die Lagerungsdichte ist sehr gering. Der Blockstrom zeigt also ein sehr lockeres Gefüge und ist dementsprechend auch sehr wasserdurchlässig. Aquatische Erosionsformen finden sich an seiner Oberfläche nicht. Sowohl Schmelzwasser als auch Niederschlagswasser versickert unmittelbar, ohne oberflächliche Rinnsale zu bilden. Diesbezüglich unterscheidet sich die Blockstromoberfläche grundlegend von der Moränenoberfläche weiter talaufwärts, deren Feinmorphologie durch eine aquatische Bearbeitung gekennzeichnet ist.

Bewegungsmechanismus

Auf der Dufourkarte 1:100000, Blatt XV Davos-Martinsbruck, erste Ausgabe von 1853, stirnt der Acqua-Gletscher rund 1100 m nordöstlich des Gipfels des Piz da l'Acqua, demnach ungefähr auf Kote 2500–2450, sicher jedenfalls oberhalb des heutigen Beginns des Blockstromes, auch wenn auf der genannten Karte allenfalls eine sehr moränenverdeckte Gletscherzunge nicht mehr als Gletscher dargestellt wurde.
Dass unter diesem Blockstrom noch fossiles Gletschereis vorhanden sein könnte, das die Bewegungen ermöglicht, halte ich für ausgeschlossen, denn auch die äussersten Wälle der Seitenmoränen des Acqua-Gletschers deuten auf eine Gletscherzunge jenes Maximalstandes, der damals nicht über 2400 m hinunter gereicht haben dürfte.
Die Bewegungsstrukturen an der Oberfläche und die Bewegungskontrolle von Oberflächenblöcken lassen annehmen, dass die Bewegung durch Poreneis ermöglicht oder mindestens gefördert wird, wobei es sich sicher nicht um reliktisches Gletschereis, sondern nur um als Permafrost neugebildetes, d.h. subrezentes bis rezentes Poreneis handeln kann.
Das feinkörnige, siltreichere Material des Unterbaues mit seinem relativ hohen Porenvolumen, die Versickerung des Schneeschmelz- und Regenwassers während des Sommerhalbjahres, und schliesslich die unterirdische Zirkulation des heutigen Gletscherabflusses, verstärkt um den unterirdischen Abfluss aus beiden Talflanken durch den Schutt unter dem Blockstrom oder durch dessen tiefste Partien, mögen diese Bewegungen zusätzlich noch fördern und vorderhand nicht zur Ruhe kommen lassen.

Literatur

Barsch, D. 1969: Studien und Messungen an Blockgletschern in Macun, Unterengadin. Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband 8.

– 1971: Rock Glaciers and Ice-Cored Moraines, Geografiska Annaler. Vol. 53 Ser. A.

Barsch, D., Fierz, H., Haeberli, W. 1979: Shallow Core Drilling and Bore-hole Measurements in Permafrost of an Active Rock Glacier near the Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps. Arctic and Alpine Research, Vol. 11, No. 2.

Boesch, H. 1951: Beiträge zur Kenntnis der Blockströme. «Die Alpen», Jan. 1951.

Chaix, A. 1919: Coulées de blocs dans le Parc National suisse de la Basse Engadine. Compte rendu des séances de la Société de physique et l'histoire naturelle de Genève.

– 1923: Les coulées de blocs du Parc National suisse d'Engadine. Le Globe, Tome 62.

– 1943: Les coulées de Bloc du Parc National suisse. Nouvelles mesures et comparaison avec le «rock-streams» de la Sierra Nevada de Californie. Le Globe, Tome 82.

Chaix, E. 1918: Les formes topographiques du Parc National suisse. In: C. Schröter, «Die Flora des Nationalparkes im Unterengadin.» Jahrbuch des SAC, 52. Jahrg.

Domaradzki, J. 1951: Blockströme im Kanton Graubünden. Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen im Schweizerischen Nationalpark. Bd. III, Nr. 24.

Eugster, H. 1973: Bericht über die Untersuchungen des Blockstroms in der Val Sassa im Schweiz. Nationalpark (GR) von 1917–1971. Ergeb. d. wissensch. Unters. im Schweiz. Nationalpark, Bd. XI.

Forster, Helen L., and Holmes, G.W. 1965: A large transitional rock glacier in the Johnson River area, Alaska Range. U.S. Geol. survey prof. paper 525-B.

Hegwein, W. 1934: Geologische Karte der Quatervalsgruppe im Schweizerischen Nationalpark 1:25000, herausgegeben von der Schweiz. Naturf. Ges.

Jäckli, H. 1957: Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes, Beitr. z. Geologie der Schweiz. Geotechnische Serie, Lfg. 36.

Ostrem, G. 1971: Rock Glaciers and Ice-cored Moraines, a reply to D. Barsch. Geografiska Annaler 53 A 3–4.

Serrat, D. 1978: Rockglacier morainic deposits in the eastern Pyrenees. Proceedings of the INQUA Symposium on Genesis and Lithology of Quarternary Deposits, Zürich 1978.

Wahrhaftig, C., and Cox, A. 1959: Rock Glaciers in the Alaska Range. Bull. G.S.A. 70/4, April 1959.

White, S.E. 1971: Rock Glacier Studies in the Colorado Front Range, 1961 to 1968. Arctic and Alpine Research, 3/1.

Anschrift des Verfassers:

Prof. Dr. Heinrich Jäckli, Geologe
Limmattalstrasse 289
CH-8049 Zürich-Höngg

Ignaz Venetz, Begründer der Eiszeit-Theorie 1788–1859 Vortrag des Jahrespräsidenten

Siegfried Escher

Zusammenfassung

Ignaz Venetz war ein Pionier der angewandten Glaziologie und hat als erster die Eiszeittheorie wissenschaftlich formuliert und begründet.
Als Bauingenieur der Walliser Regierung musste er sich ab 1815 von Amtes wegen mit den bedrohlichen Folgen des raschen Gletscherwachstums befassen. Konfrontiert wurde er vor allem mit dem Problem der Bildung von Gletscherstauseen und deren verheerenden Ausbrüchen.
Venetz benutzte jede Gelegenheit, die Gletscher und ihre Umgebung zu beobachten, zu studieren und auszumessen. Im Jahre 1821 fasste er alle seine Beobachtungen und Schlussfolgerungen zusammen in der Schrift «Mémoire sur les Variations de la Température dans les Alpes de la Suisse». Venetz weist darin nach, dass die Gletscher in historischer Zeit viel kleiner, in grauer Vorzeit aber viel grösser gewesen sein müssen als zu seinen Lebzeiten. Er stützt seine Behauptungen auf Untersuchungen von Lage, Grösse, Form und Bewaldung der Moränen, auf Angaben aus historischen Dokumenten und auf Hinweise aus Funden.
Im Jahre 1829 stellt er die eigentliche Eiszeittheorie auf, indem er behauptet, dass die Gletscher der Alpen einst weite Teile des Mittellandes und des Juras bedeckten. Diese «verrückte Idee» war zuerst stark umstritten, aber Ignaz Venetz vermochte mit seinen detaillierten Erklärungen über das Auftreten von Moränenspuren und Findlingen schliesslich Charpentier zu überzeugen, der dann zusammen mit Agassiz der Eiszeittheorie zum Durchbruch verhalf.

Résumé

Pionnier de la glaciologie appliquée, Ignaz Venetz fut le premier à formuler et à prouver la théorie des âges glaciaires.
De par sa fonction d'ingénieur des Ponts et Chaussées du gouvernement valaisan, il dut s'occuper dès 1815 de la crue rapide des glaciers et de ses conséquences menaçantes. Il fut avant tout confronté au problème de la formation de lacs de barrage glaciaire et de leur vidange dévastatrice.
Venetz saisit chaque occasion d'observer les glaciers et leur environnement, de les étudier et de les mesurer. En 1821, il réunit toutes ses observations et conclusions dans son ouvrage «Mémoire sur les Variations de la Température dans les Alpes de la Suisse». Venetz y prouve que les glaciers de l'époque historique avaient dû être beaucoup plus petits et ceux de l'époque préhistorique beaucoup plus grands que de son vivant. Il appuie ses assertions sur des recherches touchant à la situation, à la grandeur, à la forme et au boisement des moraines, sur des données tirées de documents historiques et des références à des fouilles.
C'est en 1829 qu'il présente sa théorie proprement dite des âges glaciaires dans laquelle il prétend que les glaciers des Alpes couvraient autrefois une grande partie du Plateau et du Jura. Cette idée «folle» fut tout d'abord très disputée, mais Ignaz Venetz parvint finalement, en fournissant des explications détaillées sur les marques laissées par les moraines et sur l'existence des blocs erratiques, à convaincre Charpentier qui, avec Agassiz, parvint à imposer la théorie des âges glaciaires.

Fast hundert Jahre sind verstrichen, seit die Schweizerische Naturforschende Gesellschaft im Jahre 1880 zum letzten Mal ihre Jahresversammlung in Brig abhielt. Umso mehr freut es mich, dass ich Sie jetzt im Namen des Jahresvorstandes, im Namen der Walliser Naturforschenden Gesellschaft

«Murithienne», im Namen der Stadt Brig und im Namen des Kantons Wallis herzlich begrüssen kann.
Eine lange Tradition und ein beharrlicher Zentralpräsident wollen es, dass auch der Jahrespräsident an der Mitgliederversammlung einen Vortrag hält. So habe ich mich denn entschlossen, Ihnen Leben und Werk von Ignaz Venetz vorzustellen, jenes Walliser Bauingenieurs und Naturwissenschaftlers, der enge Beziehungen zur Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft unterhielt, sich Botanik und Entomologie widmete, vor allem aber ein Pionier der angewandten Glaziologie war und als erster die Eiszeittheorie wissenschaftlich formulierte und begründete.

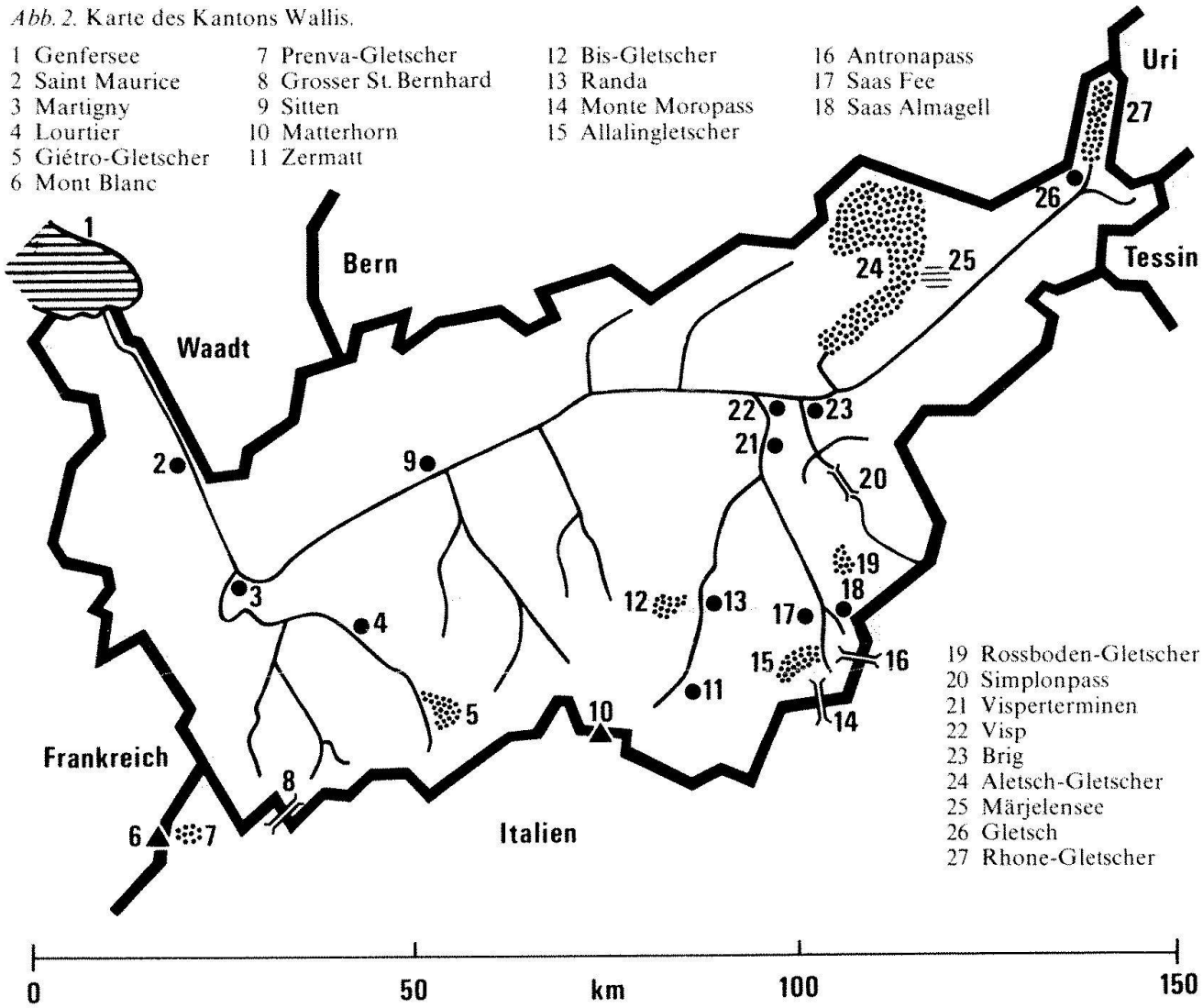


Abb. 1. Ignaz Venetz, 38jährig, 1826. Gemälde von Laurent-Justin Ritz. Im Museum Majoria in Sitten.

Dieses Thema passt einerseits zum interdisziplinären Gletscher-Symposium und anderseits bietet sich die Gelegenheit, Sie mit einigen kleinen Ausschnitten der Geschichte und Geographie des Kantons Wallis bekannt zu machen. Meine Ausführungen stützen sich vor allem auf die Schriften von Heinz Balmer (1970) und Ignace Mariétan (1959). Sehr ausführliche Literaturangaben sind in diesen Werken verzeichnet.
Ignaz Venetz wurde am 21. März 1788 in Visperterminen geboren, als Sohn von Peter Ignaz Venetz und Anna Maria Stoffel (für die Örtlichkeiten vgl. Abb. 2). Der Vater war Schreiner, Kunsttischler, Müller und Bäcker, doch hatte das Handwerk hierzulande damals noch keinen goldenen Boden, und Ignaz wuchs in ärmlichen Verhältnissen auf.
Die Begabung des Jungen blieb dem Vater nicht verborgen und er sandte ihn zur Ausbildung an das Kollegium nach Brig, wo zu jener Zeit die Piaristen, als Nachfolger der vertriebenen Jesuiten, die 1663 gegründete Schule führten. Als junger Student erlebte Ignaz turbulente Jahre der Walliser Geschichte und auch des Kollegiums: Es waren die Jahre der napoleonischen Kriege.
Über den Simplon führt die kürzeste Verbindung von Paris nach Mailand. Darum wollte Napoleon diesen Übergang, gut ausgebaut, in seinem Machtbereich halten. Das Wallis wurde daher von Napoleon nach seiner Eroberung 1802 zur selbständigen Republik ernannt und schliesslich 1810 unter dem Namen «Département du Simplon» zu Frankreich geschlagen. Die Soldateska Napoleons wütete schrecklich im Wallis.
In der Jubiläumsschrift «300 Jahre Kollegium Brig» (1963) steht über diese Zeit, die Venetz an dieser Schule verbrachte, folgendes geschrieben: «Ende April 1799 ergriff das Oberwallis abermals die Waffen gegen die Franzosen; nach heldenmütigen Kämpfen wurde es bei Pfyn von der Übermacht erdrückt. Sengend und brennend rückten die französischen Truppen das Land herauf; alles floh vor ihnen. Die Burgschaft Brig stand völlig öde und verlassen, als jene am 31. Mai daselbst einrückten. Alle Bewohner hatten sich in die entlegensten Alpen geflüchtet. Auch die Piaristen waren in hastiger Flucht über den Simplon nach Oberitalien entwichen; nur die Monstranz, das Ciborium und die Kelche hatten sie in sichere Verstecke gerettet. Alle übrige Habe mussten sie dem Feinde als Beute überlassen. Schrecklich hausten die feindlichen Horden im ganzen Städtchen und zumal im Kollegium. Die Kirche wurde entweiht und geschändet, das Haus selber ausgeplündert und von oben bis unten verwüstet. Und rings im ganzen Land gleiche Not und gleiches Elend. Die wehr-

Abb. 2. Karte des Kantons Wallis.

1 Genfersee
2 Saint Maurice
3 Martigny
4 Lourtier
5 Giétro-Gletscher
6 Mont Blanc
7 Prenva-Gletscher
8 Grosser St. Bernhard
9 Sitten
10 Matterhorn
11 Zermatt
12 Bis-Gletscher
13 Randa
14 Monte Moropass
15 Allalingletscher
16 Antronapass
17 Saas Fee
18 Saas Almagell
19 Rossboden-Gletscher
20 Simplonpass
21 Visperterminen
22 Visp
23 Brig
24 Aletsch-Gletscher
25 Märjelensee
26 Gletsch
27 Rhone-Gletscher



kräftige Mannschaft gefangen oder gefallen, der Rest der Bevölkerung von Haus und Hof vertrieben. Flecken und Dörfer verbrannt und zerstört, ausser Luft und Wasser alles vernichtet, wie ein Augenzeuge schreibt. Und fast täglich Scharmützel und Gefechte und neue Einquartierungen und Truppenbewegungen und überall Unordnung und Unruhe ohne Ende. Von Studien und Kollegiumsbesuch konnte unter solchen Verhältnissen keine Rede sein.»

«Am 1. November 1800 wurde das Kollegium wieder den Piaristen übertragen. Nur drei Patres fanden den Weg zurück nach Brig und begannen den Unterricht. Das Kollegium war aber in einem so unglaublichen Zustand, dass es unbewohnbar war. Man musste die Klassen im Haus der Familie Stockalper unterbringen. Die Reparaturen für die wichtigsten Einrichtungen wie Türen, Tische, Bänke, Stiegen dauerten bis 1810.»

Nach Abschluss dieser so bewegten Gymnasialjahre am Briger Kollegium trat Ignaz Venetz ins Priesterseminar von Sitten ein.

Die Arbeit der Bauingenieure fesselte ihn aber mehr als die Theologie, und er folgte diesem Ruf. Vorbilder waren wohl die französischen Ingenieure und Militärs, die Befestigungen und Strassen bauten und als bedeutendstes Werk in den Jahren 1800 bis 1805 die strategische Verbindung zwischen Frankreich und Oberitalien, die 6–8 Meter breite Strasse über den Simplon (Abb. 3) erstellten: «Pour faire passer le canon», wie es im Befehl Napoleons hiess. Auch die Ringmauer um das hiesige Kollegium, mit dem zum Singsaal umgebauten fünfeckigen Stall, ist ein Zeuge dieser Zeit. Sie wurde 1812 errichtet, als die Schule den kaiserlichen Soldaten als Kaserne diente!

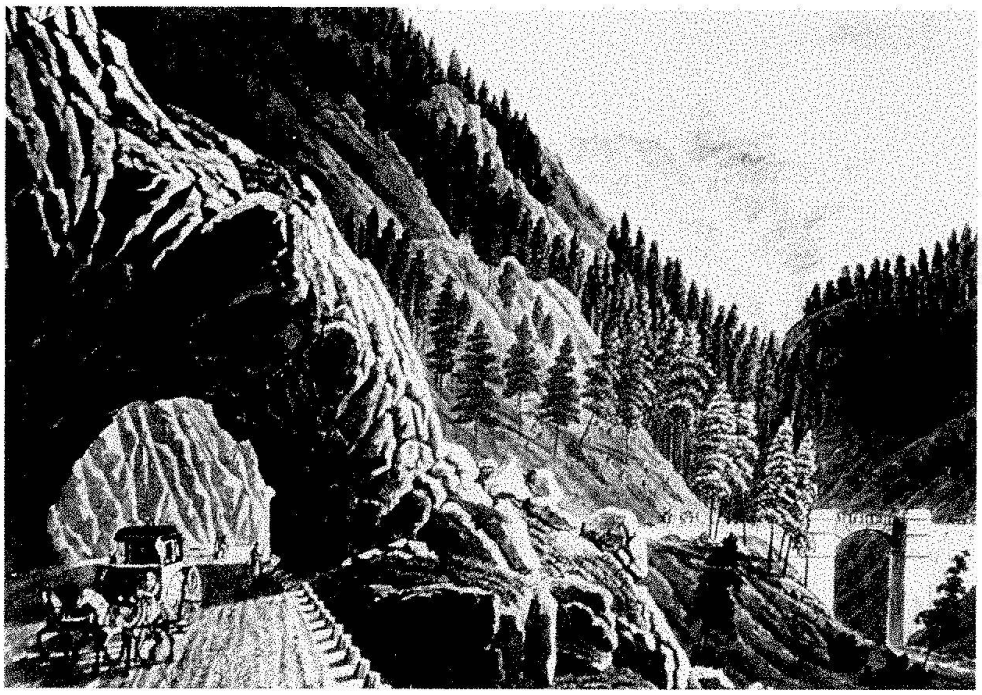


Abb. 3. Simplonstrasse. Alte Ganterbrücke.

Bald nach dem Abschied aus dem Seminar tritt Venetz in das Corps Impérial des Ponts et Chaussées des Département du Simplon ein. Es ist nicht bekannt, wo er vorher Fachschulen besucht hatte. Als 1815 die Österreicher einmarschierten, wurde er von diesen zum Artillerie-Offizier ernannt. In ihrem Auftrag baute er mit einer Kompanie Kroaten an den Festungswerken von St. Maurice. Nach Abzug der fremden Truppen im gleichen Jahre stellte ihn die Walliser Regierung als Kantonsingenieur an. Damit begann für Ignaz Venetz eine Zeit grosser Aktivität als Ingenieur und Forscher. Die sichere Anstellung erlaubte ihm auch, eine Familie zu gründen. Er ehelichte Maria Josefa Andenmatten, die ihm 7 Kinder schenkte.

Gleich zu Beginn seiner Amtstätigkeit musste der junge Kantonsingenieur sich mit den bedrohlichen Folgen des Vorrückens des Giétro-Gletschers befassen. Das war der Anfang einer intensiven Beschäftigung mit Gletschern und allem, was mit diesen in Beziehung steht.

Diese erste dramatische Begegnung möchte ich ihnen ausführlich schildern: Der Giétro-Gletscher befindet sich im hintern Teil des Val de Bagnes, auf der rechten Talseite. Er endet über einer 700 m hohen Felswand. In den kalten Jahren 1811–1818 wuchs der Gletscher über diese Felswand ins Leere hinaus. Grosse Eismassen lösten sich und stürzten ins Tal hinunter. Mit Lawinenschnee vermischt, bildeten die riesigen Eisblöcke im Tal einen Riegel und stauten die Wasser der Drance. Doch bis zum Jahre 1818 vermochte der Fluss immer wieder sich einen Weg unter die Eismassen hindurch zu bahnen. Im April 1818 bemerkten Bauern, dass die Drance fast kein Wasser führte. Sie stiegen höher, entdeckten einen riesigen Eiswall und dahinter einen See. Im Auftrag der alarmierten Regierung besichtigte Ignaz Venetz den Stausee. Der Anblick erfüllte ihn mit Schrecken: Hinter einem über 100 m hohen Kegel aus Eis und Schnee (Abb. 4) hatte sich ein 2 km langer, 200 m breiter und 60 m tiefer See gebildet, dessen Niveau täglich um einen Meter stieg.

Venetz erkannte die Gefahr: Beim Nachgeben der Talsperre war eine riesige Überschwemmung mit katastrophalen Folgen unvermeidlich. Die einzig mögliche Gegenmassnahme bestand darin, an der niedrigsten Stelle den Eisdamm in einem Stollen zu durchbrechen, um so dem Wasser möglichst früh das Ausfliessen zu ermöglichen; das ausfliessende Wasser würde die Stollensohle durch Abschmelzen noch senken. Am 11. Mai begann Venetz mit Hilfe von etwa 30–40 Männern das Werk. Der mit Äxten aus dem Eis gehauene Stollen wurde 195 m lang, 1,30 m breit und 2 m hoch. Doch die Arbeit war hart und gefährlich. Nässe, Kälte und die ständige Bedrohung durch neue Eisstürze und Lawinen forderte das Letzte

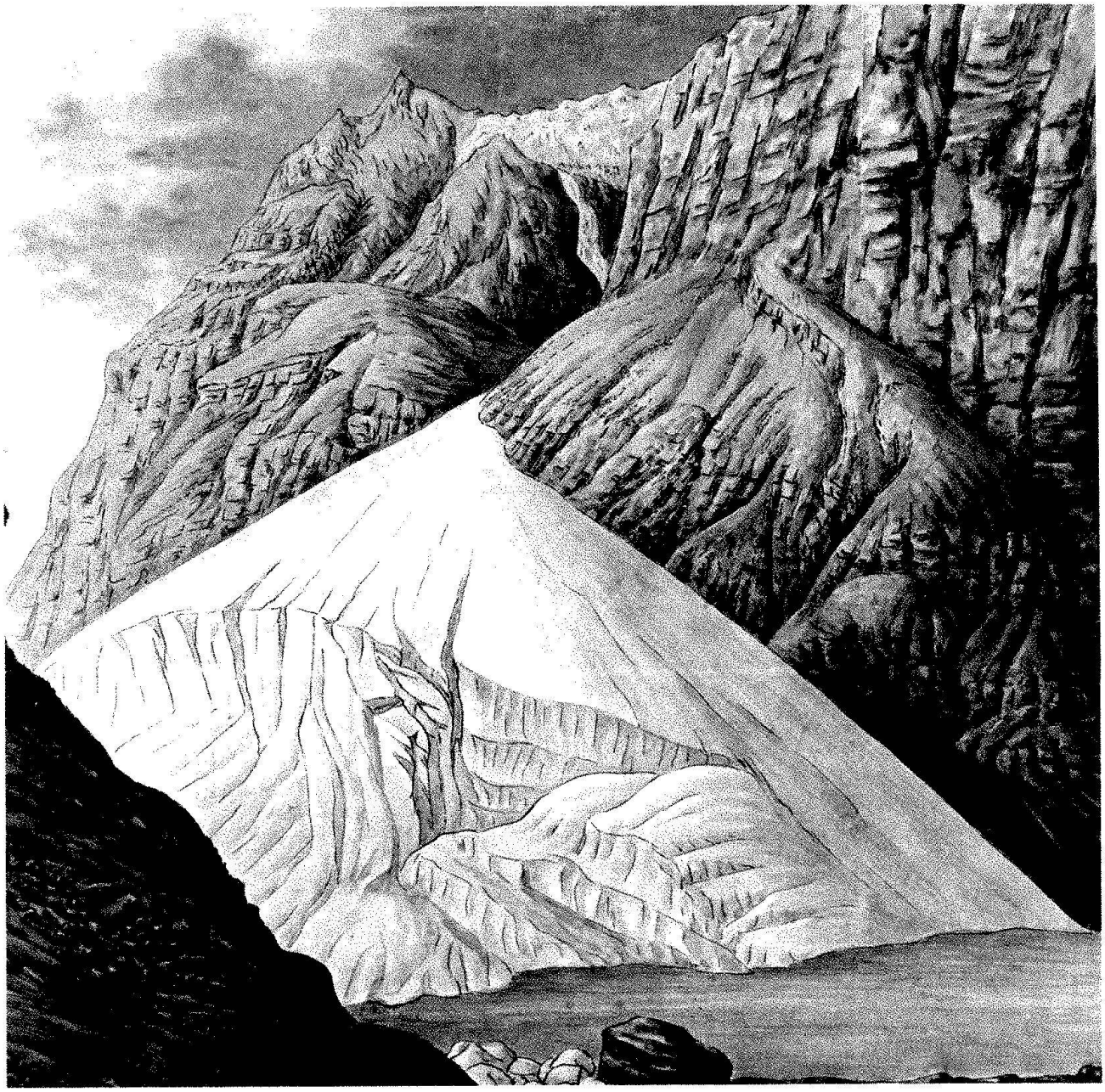


Abb. 4. Eisschuttkegel des Giétro-Gletschers am 23. Juli 1818. Aquarell von H. C. Escher.

von den wackern Männern. Am 4. Juni war der Stollen beendet. Das Wasser hatte dessen Höhe jedoch noch nicht erreicht, und so hatte man Zeit, die Sohle des Tunnels tiefer zu legen.

Am 13. Juni abends 10 Uhr begann der Abfluss. Zweimal wurde der Einlauf von schwimmenden Eisbrocken verstopft und von beherzten Männern wieder frei gemacht. Das Niveau des Sees sank bis zum Morgen des 16. Juni um 9 m. Am Nachmittag begann es im Wall zu krachen, und das Wasser quoll am Fusse der Eisstaumauer hervor. Venetz erkannte die Gefahr und rannte ins Tal hinunter, um die Leute zu warnen. Um 16.30 Uhr brach der See mit fürchterlichem Getose aus und entleerte sich in weniger als einer halben Stunde. In der Schlucht von Mauvoisin stieg das Wasser um 30 m. Das ganze Tal bis hinunter nach Martigny wurde verwüstet. Gebäude und Vieh weggeschwemmt. Da der mit Signalfeuern organisierte Alarm infolge früherer Fehlalarme nicht einwandfrei funktionierte, waren insgesamt auch noch 44 Menschenopfer zu beklagen, davon allein 34 in Martigny.

Wie konnte in Zukunft eine so verheerende Katastrophe vermieden werden, wenn der

Eisriegel wiederum das Tal absperren sollte? Mit dieser Frage hatte sich Venetz nun vordringlich zu befassen. Mit Konrad Escher von der Linth besuchte er am 24. Juni das Katastrophengebiet. Eine Woche später erstatteten sie an der Jahresversammlung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft in Lausanne Bericht. Escher legte mit Hilfe eines Reliefs dar, dass ohne die von Venetz ergriffenen Massnahmen die Wassermasse sich verdreifacht und auch das untere Rhonetal bis zum Genfersee verwüstet hätte. Ein Stollen, der die Drance an der kritischen Stelle unterirdisch umleiten sollte, schien das einzige Mittel zu sein, um künftigen Überschwemmungen vorzubeugen.

Im Auftrag der Walliser Regierung gaben die Herren Konrad Escher von der Linth, Jean de Charpentier, Direktor der waadtländischen Salzwerke und der Physikprofessor Friedrich Trechsel von Bern ein Gutachten ab. Darin zeigten sie, dass der Stollenbau mit den damaligen technischen Mitteln infolge der äusserst schwierigen geologischen und geographischen Verhältnisse undurchführbar war. Ebenso erwies sich der Bau eines Staudammes in der erforderlichen Grösse als unmöglich. Die Kommission kannte keine befriedigenden Massnahmen und konnte nur empfehlen, den Gletscher genau zu beobachten und im Falle einer erneuten Seebildung ohne Zeitverlust den Abfluss auf die nämliche Weise zu bewirken wie Venetz anno 1818. Auch die Wirkung des Schiesspulvers auf die Eismassen sei zu erproben.

Venetz erfand nun ein sehr einfaches und billiges Mittel. Er leitete mit Känneln Wasser auf den Eiskegel und konnte mit Hilfe des Wasserstrahles grosse Stücke abtrennen, die beim Sturz in die Drance zersplitterten und so vom Wasser weggeführt wurden und dann schmolzen. Auf diese Weise wurde die Bildung eines grossen neuen Eiskegels verhindert. Im Jahre 1823 gelang es Venetz, die im Winter gebildete Überdeckung der Drance von ca. 300 m Länge auf ca. 80 m zu reduzieren. Mehr als 60 Jahre lang wurde dieses Verfahren fortgesetzt, da immer wieder Eismassen vom oberen Gletscher auf die kritische Stelle hinunterfielen. Später war infolge des Gletscherrückganges die Gefahr gebannt. Heute befindet sich an dieser Stelle die Staumauer von Mauvoisin (Abb. 5).

Noch zwei andere Gletscher bedrohten durch den Stau des Wassers Land und Volk. Der Allalingletscher versperrte zuhinterst im Saastal hinter Saas Almagell dem Wasser den Ausgang, und es bildete sich der Mattmarksee. Der Aletschgletscher verschloss mit seiner Flanke ein kleines Tal zwischen Eggishorn und Strahlhorn. Das Tal füllte sich mit Wasser und es entstand der in Touristenkreisen weltbekannte Märjelensee. Beide Seen hatten bei ihrem Ausbruch schon verheerende Überschwemmungen verursacht. Ignaz Venetz konnte durch den Bau von Kanälen weiteres Unheil abwenden und die Naturgewalt bändigen.

Am 27. Dezember 1819 zerstörte der Luftdruck beim Sturz des Bisgletschers am Weisshorn in Randa 17 Häuser und 72 Ställe und Scheunen. Auch hier wurde der Kantonsingenieur Venetz als Gutachter beigezogen. Er konnte nur das Verlegen des Dorfes empfehlen.

Der Beruf führte Ignaz Venetz also immer wieder zu den Gletschern, die ohnehin schon seit der Jugendzeit eine grosse Faszination auf ihn ausübten. Er nutzte jede Gelegenheit, die Gletscher zu beobachten, zu studieren und auszumessen. Bei der Arbeit am Giétro-Gletscher im Val de Bagnes traf er mit dem Gemsjäger Jean-Pierre Perraudin aus Lourtier zusammen, der als erster geahnt hatte, dass die Gletscher seines Tales einst bis Martigny vorgestossen waren. Venetz studierte nun die Veränderungen der Gletscher, machte sich Gedanken über deren Ausdehnung in dunkler Vergangenheit. Über diese wissenschaftlichen Arbeiten möchte ich nun berichten.

1815 wurde in Genf die Schweizerische Naturforschende Gesellschaft gegründet, und 1816 trat Venetz an der Jahresversammlung in Bern als Mitglied bei. Er berichtete hier in einem Vortrag, wie und warum in Gletscherspalten gefallene Körper weiter unten später wieder an der Oberfläche erscheinen können. 1820 stellte die Schweizerische Naturforschende Gesellschaft eine Preisaufgabe über die Temperaturveränderungen in den Alpen. Man wollte wissen, ob sich das Klima wirklich verschlechtert hatte, und welche Fakten das belegen konnten. Ignaz Venetz war der einzige, der 1821 eine Antwort einreichte. Sie trug den Titel «Mémoire sur les Variations de la Température dans les Alpes de la Suisse».



Abb. 5. Val de Bagnes, Blick talauswärts. Unten links See und Staumauer von Mauvoisin, rechts die Zunge des Giétro-Gletschers. (Aufnahme 7.9.66 durch Markus Aellen.)

Ein Ausschuss von 5 Männern beurteilte die Arbeit: Der Salinendirektor Charpentier, der Geograph und Geologe Johann Gottfried Ebel, Escher von der Linth, der Physiker und Astronom Johann Caspar Horner und der Genfer Physiker Marc-Auguste Pictet. Ignaz Venetz erhielt den Preis und las 1822 an der Jahresversammlung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft in Bern aus seiner Arbeit vor. 1833 wurde sie mit einigen Ergänzungen gedruckt (Venetz 1833).

Im ersten Teil dieser Arbeit weist Venetz nach, dass das Klima unserer Regionen in historischer Zeit viel wärmer gewesen sein muss. Seine Theorie stützt er mit Zitaten aus alten Chroniken, die von einst bewohnten hochgelegenen Dörfern und einst begangenen, heute unter Gletschern liegenden Alpenpässen berichten. Er erwähnt entsprechende Ruinen und Wegspuren und berichtet über Funde von Rebstöcken und Baumstämmen in aussergewöhnlichen Höhen.

Von 22 verschiedenen Orten im Wallis zählt Venetz solche Fakten auf. Ein Beispiel davon möchte ich Ihnen nicht vorenthalten: Es betrifft die Übergänge vom Saastal nach Italien. Venetz schrieb seinen Bericht in französischer Sprache.

«On connoît encore sur chaque flanc du Monte-Moro (K 14) le chemin à cheval qui, autrefois, de la vallée d'Anzasca (Vallis Antuatium) alloit aboutir à celle de Saas en Valais. On y trouve encore des trajets pavés d'une demi-lieue de longueur. Un second chemin conduisoit pareillement de la vallée

d'Antrona (K 16) à Saas. D'après un manuscrit, espèce de chronique de la vallée de Saas, ces chemins étoient déjà très-vieux en 1440.
Dans la première moitié du XVIIe siècle, la température s'est beaucoup abaissée et les passages sont devenus très-difficiles. A cette époque le lac (Mattmark), formé par le glacier de Distel, a rompu pour la première fois. Encore dans le XVIIIe siècle et notamment en 1719, 1724, 1790, on s'est donné beaucoup de peine; on a même fait des frais considérables pour réparer le chemin d'Antrona, afin d'y pouvoir transporter du sel et d'autres marchandises; mais ces réparations étoient chaque fois de peu de durée. Nous connoissons cependant plusieurs particuliers de Saas qui ont connu des personnes de la vallée qui, à dos de mulets, ont transporté du vin depuis Macugnaga à Saas. Il est vrai que, dans ces derniers temps, on traversoit déjà un glacier, qui a tellement augmenté depuis, que ce chemin ne peut plus servir aux chevaux. On voit encore les places où l'on faisoit halte pour donner à manger aux bêtes de somme. Il est évident, que ce chemin n'auroit pas été ouvert à grands frais, si, dans ce temps-là, un glacier eût existé sur ce passage; car on auroit prévu que d'un moment à l'autre il l'auroit rendu impraticable.» (Venetz 1833, 9–10).
Als Beispiel zwei von Venetz erwähnte Zitate aus der Chronik: «1440 wurde von den Saasern und denen von Antrona die uralte Strasse über den Berg hergestellt; beyde mussten ihren Theil erhalten bis auf den Gipfel des Berges.»
«Auf Antrona und Makunaga passirte man vor Zeiten häufig mit Pferden, mit allerhand Vieh und vielen Kaufmannswaren, und wurden schon im Jahre 1440 uralte Pässe genannt.»
Im zweiten Teil führt Venetz 34 Beispiele an, die eindeutig beweisen, dass in grauer Vorzeit die Gletscher viel grösser waren als heute. Als unbestechliche Zeugen dienen ihm die zurückgelassenen Findlinge und Moränen. Die präzise Art der Beobachtung und Schilderung kann am besten wiedergegeben werden durch ein Zitat. Ich wähle sein Beispiel Nr. 16, das sich auf den Rossbodengletscher am Simplon bezieht und mit einer Zeichnung (Abb. 6 und Abb. 7) illustriert ist (Venetz 1833, 24ff.).
«Les moraines du glacier de Rosboden, sur le Simplon, prouvent d'une manière bien frappante la grosseur gigantesque que ce glacier avoit autrefois, étant arrivé tout près de l'endroit où se trouve aujourd'hui le village de Simplon. Les voyageurs qui veulent examiner ces enceintes, doivent s'arrêter au petit village An-der-Egguen élevé sur des débris de cette nature. Ils monteront derrière ce village sur une élévation qui se trouve environ à 600 pieds de la route (voyez le point a sur le dessin ci-joint). Ici une énorme moraine se trouve partagée en trois; la plus éloignée démontre clairement qu'ayant rencontré le mont opposé et ne pouvant plus avancer, le glacier s'est jeté sur ses flancs, déposant tout à l'entour une très-grande moraine (voyez No 1), par laquelle on peut encore juger que, dans l'endroit où la grande route du Simplon traverse le torrent de Wali (Walibach), le glacier avoit autrefois plus de 200 pieds d'épaisseur verticale. Poussées moins loin que la première, les deux autres moraines ne se distinguent que de chaque côté de l'ancien glacier; leur pointe a été emportée per le torrent ou quelqu'autre cause. Cette circonstance prouve que beaucoup de moraines furent détruites par des causes que nous ignorons, et qu'il ne faut pas s'étonner si l'on trouve beaucoup de glaciers où ces vestiges de leur ancienne grosseur ont complétement disparu.
Une quatrième moraine se trouve encore tout près du glacier (sans compter les amas irréguliers de pierre que l'on trouve dans l'intervalle), elle est couverte de mélèses d'une petite taille, dont la glace a déjà renversé une grande partie. De la moraine No 1 jusqu'à la glace actuelle, il y a une distance d'environ 7000 pieds.
On pourra nous objecter que ce glacier aura formé ces moraines par des chutes subites dont l'histoire fait mention. Il est incroyable qu'une chute puisse former des moraines si régulières. Ce n'est d'ailleurs point le glacier de Rosboden qui s'est écroulé, c'est celui de Gutschen qui, vers la fin du dernier siècle, s'est de nouveau écroulé et a couvert de glace les alpes de Gugguinen et la plaine de Gletsch. Les débris entraînés par ces chutes sont confusément dispersés dans la plaine.»
Zum Problem der Findlinge äussert sich Venetz (1833, 18–19) wie folgt:
«Le Mont-Chétif, contre lequel le glacier de Prenva (K 7) commence à s'adosser après

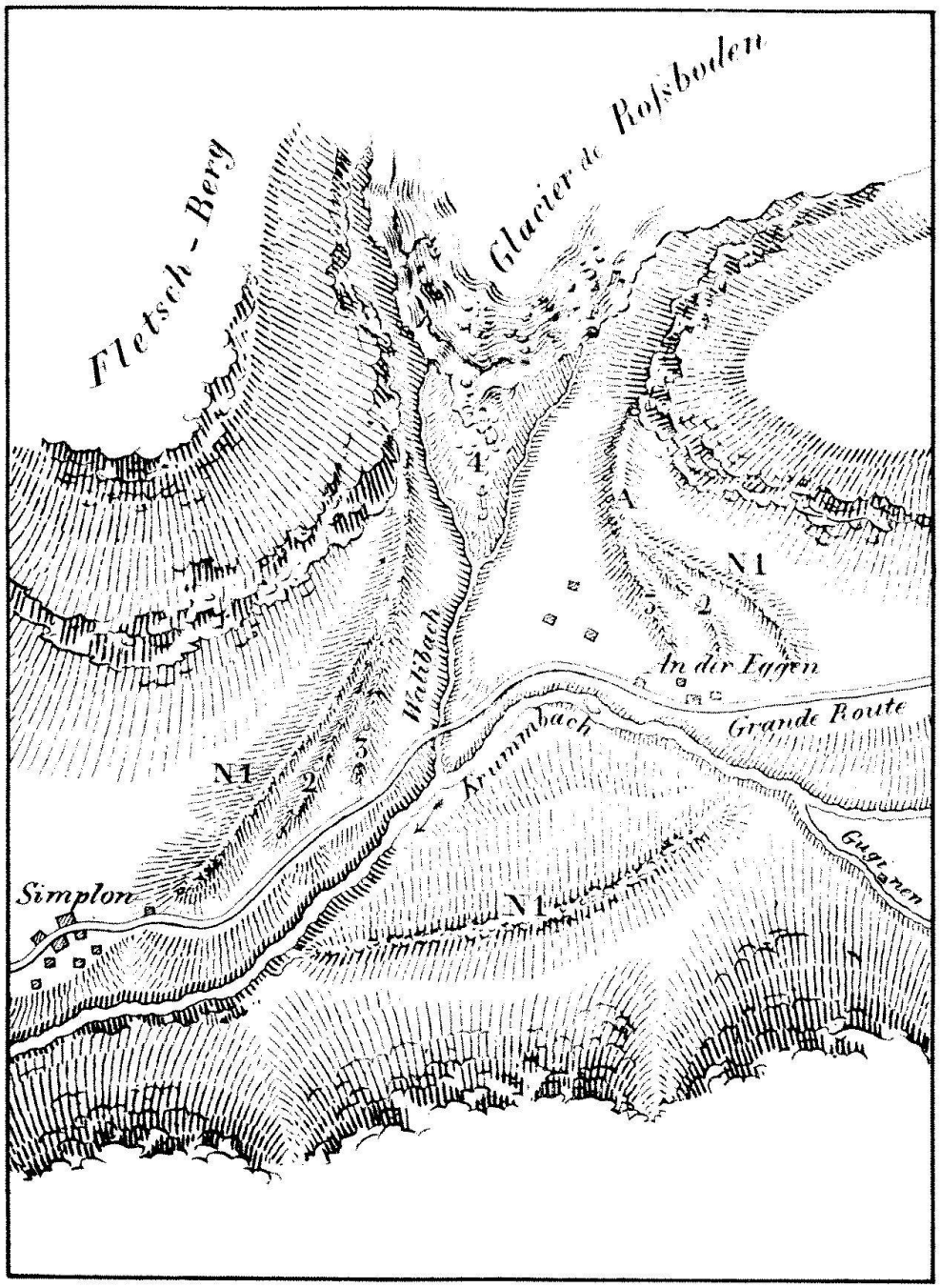


Abb. 6. Kopie der Seite 25 aus «Mémoire sur les variations de la température dans les Alpes de la Suisse» von Ignaz Venetz.

avoir traversé toute la vallée de l'Allée-Blanche, est calcaire. On trouve cependant vis-à-vis de ce glacier des blocs de granit à une hauteur considérable. Comment ces granits ont-ils été déposé dans ce lieu, si ce n'est par le glacier lui-même?
En examinant plusieurs des moraines que nous venons de citer, et une partie de celles que nous citerons encore, on croira facilement que ce glacier y a pu déposer ces granits; mais il falloit qu'il eût atteint un volume énorme pour s'élever à cette hauteur.»

Ähnliche Ideen zur Erklärung der Findlinge hatte 1802 der Schotte John Playfair und 1829 Wolfgang von Goethe niedergeschrieben. Keiner kannte zu dieser Zeit die Schriften der andern.
Im letzten Teil dieser Schrift stellt Venetz (1833, 35) mehrere Fragen über den Zeitablauf und die Ursachen der grossen Temperaturschwankungen:
«Nous ne doutons nullement, qu'il ne soit survenu plusieurs époques, où notre climat étoit beaucoup plus froid qu'à présent; comme nous ne doutons pas non plus qu'il



Abb. 7. Heutiger (Oktober 1978) Zustand der von Venetz beschriebenen Moränen des Rossboden-Gletschers. In der Mitte unten sind die Simplonstrasse und die Häuser von «An der Eggen» sichtbar. In der Mitte links befindet sich die Stelle, die dem Punkt A auf der Zeichnung von Venetz (Abb. 6) entspricht. Von hier weg fächert sich die Moräne in drei Ausläufer auf.

n'y en ait eu de celles, où il étoit considérablement plus chaud, et que la température s'élève et s'abaisse périodiquement. Mais quelle est la marche de ces périodes? quelles sont les causes qui en produisent le changement? Les faits qui indiquent une élévation de la température, sont-ils plus anciens que ceux qui prouvent le contraire? Voilà des questions sur lesquelles nous ne puvons établir que des hypothèses.»

Venetz versucht eine Antwort zu finden, indem er Lage, Grösse, Form und Bewaldung der Moränen untersucht und die so gewonnenen Informationen ergänzt mit Angaben aus historischen Dokumenten und Hinweisen aus Funden. Er schliesst seinen Bericht mit folgenden 6 Hypothesen ab (1833, 38):

«Nous sommes donc en quelque manière autorisés à croire: 1. Que les moraines qui se trouvent à une distance considérable des glaciers, datent d'une époque qui se perd dans la nuit des temps. 2. Que les faits que nous avons cités pour prouver un abaissement de température, sont plus récents que les dites moraines. 3. Que celles qui se trouvent près des glaciers peuvent être des deux derniers siècles. 4. Que la température s'élève et s'abaisse périodiquement, mais d'une manière irrégulière. 5. Que, selon les apparences, le refroidissement de cette époque est arrivé à son terme. 6. Que les glaciers parviendront difficilement à la hauteur gigantesque, dont nous trouvons tant de vestiges, et que nous pouvons nous tranquilliser sur l'extension présumée de la région des glaces en général.»

Beschränkt sich Venetz in dieser Arbeit noch auf Beobachtungen im Wallis, so lockte es ihn nun immer mehr, abzuklären, bis wohin noch Spuren von Gletschern zu finden wären, bis wohin sich die Gletscher in grauer Vorzeit ausgebreitet hätten. Mit geschultem Blick erkannte er Findlinge und Moränen am Genfersee, im Jura und im Mittelland. Er kam zur Überzeugung, dass der Rhonegletscher einst das ganze Wallis ausgefüllt und sich bis Genf und Solothurn erstreckt hatte. An der Jahresversammlung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft im Juli 1829 auf dem Grossen St. Bernhard trat Venetz mit seiner Eiszeittheorie vor die Öffentlichkeit. Im Sitzungsprotokoll vom 22. Juli steht geschrieben: «Ignaz Venetz liest eine Denkschrift über die Ausdehnung, die, wie er glaubt, die Gletscher früher gehabt haben, und über ihren Rückzug in ihre heutigen Grenzen. Er erklärt die Mengen alpiner Gesteine, die an verschiedenen Stellen in den Alpen und im Jura zerstreut sind, ebenso wie in Nordeuropa, durch die Existenz ungeheurer Gletscher, die seither verschwunden sind, wobei diese Blöcke den Moränen angehörten. Er stützt diese Hypothese durch Aufzählung mehrerer Tatsachen, die er in der Umgebung der Gletscher der Walliser Alpen beobachtet hat.»

Charpentier war bestürzt über die verrückte Idee seines Freundes Ignaz Venetz, und auch die andern nahmen ihn nicht ernst. Berühmte Naturwissenschaftler, wie z. B. Alexander von Humboldt und Leopold von Buch vertraten ganz andere Theorien: Riesige schwimmende Eisschollen als Transportflosse, heftige Gaseruptionen aus dem Erdin-

nern, ungeheure Wasserströme, verursacht durch den plötzlichen Rückgang des Meeres, durch Seeausbrüche oder durch das plötzliche Schmelzen der Gletscher wurden zur Erklärung der erratischen Blöcke postuliert. Charpentier selber schreibt später darüber (1841, 243–244):

«Je trouvai réellement folle et extravagante l'idée d'un glacier de plus de 60 lieues de longueur, occupant non seulement le Valais, mais recouvrant même tout l'espace entre les Alpes et le Jura, et entre Genève et Soleure. Au premier abord cette hypothèse me parut être en opposition manifeste avec tous les principes de physique et de géologie, et entièrement contraire à tous les faits qui prouvent l'ancienne élévation de la température. En effet, comment concevoir qu'un glacier eût pu couvrir une contrée qui doit avoir joui jadis d'un climat propre à faire prospérer des palmiers, comme le prouvent les empreintes de Chamaerops qu'on trouve dans les couches supérieures de la molasse de la Basse-Suisse.

Pour convaincre mon ami de l'erreur dans laquelle il me semblait être tombé, je m'appliquai à étudier d'une manière spéciale le terrain erratique et toutes les circonstances qui l'accompagnent. Mais cette étude me conduisit à un résultat tout opposé à celui auquel je m'étais attendu. En effet, loin de me fournir des arguments contre l'hypothèse des glaciers, je reconnus clairement qu'elle expliquait de la manière la plus satisfaisante le terrain erratique jusques dans ses moindres détails, et tous les phénomènes qui s'y rattachent.»

Saulus wurde zu Paulus: Charpentier bekehrte sich zum ersten überzeugten Anhänger der Eiszeittheorie von Venetz.

Die beruflichen Verpflichtungen hinderten den Kantonsingenieur Venetz daran, seine wissenschaftlichen Studien weiterzuführen. So nahm Charpentier sich dieser Arbeit an und verhalf der Eiszeittheorie von Venetz schliesslich zum Durchbruch. Anlässlich der Jahresversammlung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft in Luzern 1834 verlas Charpentier eine Studie, von der im Protokoll geschrieben steht: «Annonce d'un des principaux résultats des recherches de M. Venetz, ingénieur des Ponts et chaussées du Canton du Vallais, sur l'état actuel et passé des Glaciers du Vallais». Auch diese Arbeit war dem Problem der erratischen Blöcke und der einstigen Ausdehnung der Gletscher gewidmet.

Louis Agassiz wurde aufmerksam. Als Präsident der Jahresversammlung von 1837 in Neuenburg behandelte er den Gegenstand im Eröffnungsvortrag, und im Jahre 1840 veröffentlichte er sein Buch «Etudes sur les Glaciers», das er Venetz und Charpentier widmete. Anno 1841 erschien von Charpentier «Essai sur les Glaciers et sur les terrains erratiques du Bassin du Rhône». In diesem Buch widerlegt Charpentier alle andern Theorien und stützt diejenige von Ignaz Venetz, die er sehr eingehend darlegt und begründet. Seinen Freund Ignaz Venetz zitiert er oft und ausführlich und würdigt ihn im Vorwort als den eigentlichen wissenschaftlichen Begründer der Eiszeittheorie. Charpentier und Agassiz haben dieser Theorie zum Durchbruch verholfen.

Venetz selber kam erst im Jahre 1858/59 wieder dazu, an einer Schrift zu arbeiten, die er aber nicht mehr vollenden konnte. Eine Redaktionskommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft veröffentlichte das Fragment posthum unter dem Titel: «Mémoire sur l'extension des anciens glaciers» par M. Venetz, père, ingénieur. Darin legte Venetz den Werdegang seiner Theorie noch einmal dar und erweiterte sie insofern, als er die Hypothese aufstellte, dass es vier Eiszeitepochen mit je verschiedener Ausdehnung gegeben haben müsse. Heute weiss man, dass es sich um die vier Rückzugsstadien der Würmeiszeit handelt. Als Beweise dienten ihm auch hier detaillierte Beobachtungen von Moränen, erratischen Blöcken und Schliffspuren an vielen Orten im Wallis, im Jura und im Mittelland. Er bezog sogar Berichte aus Norditalien, Skandinavien und Nordamerika in seine Überlegungen ein.

Aus dem Leben von Ignaz Venetz habe ich, abgesehen von den historischen Bemerkungen am Anfang, nur die für seine glaziologische Tätigkeit wichtigen Ereignisse erwähnt und einige typische Stellen aus seinen Werken zitiert. Alles weitere hätte den Rahmen dieses Vortrages gesprengt. Den interessierten Zuhörer verweise ich auf die eingangs erwähnten Schriften von Heinz Balmer und Ignace Mariétan.

Der Vollständigkeit halber möchte ich aber doch noch erwähnen:
- dass Venetz sich grosse Verdienste erwarb um die für unsern Kanton so notwendige Eindämmung der Rhone zwischen Brig und dem Genfersee;
- dass er von 1837-1855 als Ingenieur im Dienste des Kantons Waadt an der Eindämmung der Bucht von Clarens am Genfersee arbeitete, sich mit der Absenkung der Juragewässer und der Austrocknung der Sümpfe von Orbe und Broye beschäftigte;
- dass er schon 1817 einen Katalog der im Wallis wild lebenden Pflanzen veröffentlichte und seine Schriften über Gletscherbeobachtungen oft ergänzte mit geologischen, botanischen und entomologischen Beschreibungen und Aufzählungen;
- dass er sich eine reiche Insektensammlung anlegte, die heute eine Zierde des Waadtländischen Kantonsmuseums in Lausanne ist.
Ignaz Venetz starb am 20. April 1859, 71jährig, an den Folgen einer Lungenentzündung. Seine grosse wissenschaftliche Leistung, die Begründung der Glazialtheorie, und die vielen Werke im Dienste der Öffentlichkeit bleiben unvergessen. Auf der Höhe von Valeria bei Sitten ist ihm ein Gedenkstein (Abb. 8) gewidmet. Es ist jener grosse Findling, dessen Lage Ignaz Venetz in seinen Schriften genau analysiert und erläutert hatte.
Welch symbolträchtiges Denkmal für diesen Mann: Der Stein - Symbol für die harte Arbeit; der Riss - Symbol für die Aufteilung des Lebens in Berufspflicht und Wissenschaft; der Standort im Herzen des Wallis - Symbol für die Vaterlandsliebe; der erratische Block - Symbol für die weittragenden Gedanken der Eiszeittheorie.

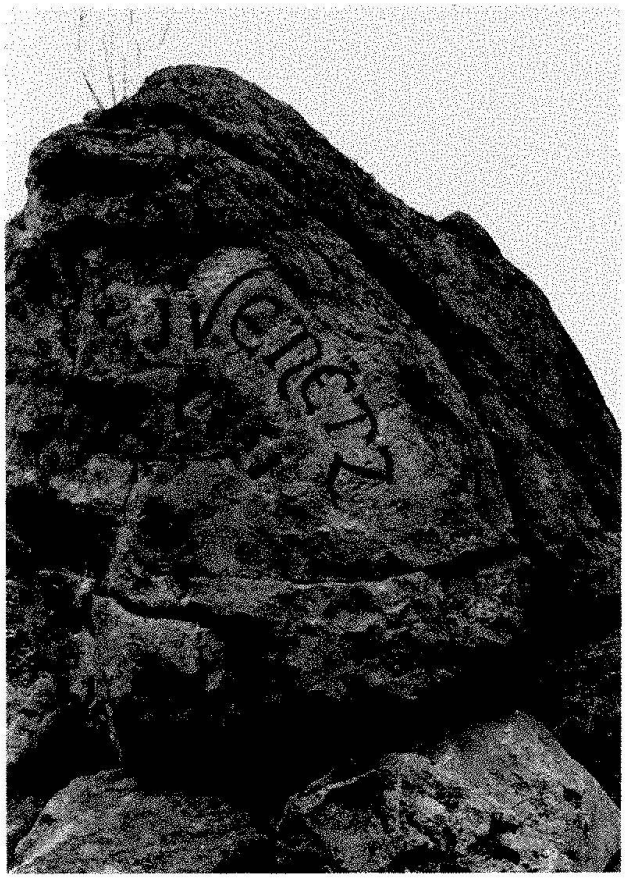


Abb. 8. Der Venetz-Stein auf der Höhe von Valeria in Sitten.

Literatur

Agassiz, L. 1840: Etudes sur les glaciers, Band 1 und Band 2.
Balmer, H. 1970: Ignaz Venetz Gesnerus 27, Heft 3/4, 138-168.
Charpentier, J. de 1841: Essai sur les glaciers et le terrain erratique du bassin du Rhône, 243, 244.
Festschrift 300 Jahre Kollegium Brig 1963:
Mariétan, I. 1959: Ignace Venetz. Bulletin de la Murithienne, Band 76, 1-51.
Venetz, I. 1833: Mémoire sur les variations de la température dans les Alpes de la Suisse, rédigé en 1821. Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft.

Adresse des Autors

Siegfried Escher
Dipl. phys. ETHZ
Belalpstrasse 2
CH-3900 Brig-Glis

Umweltproblematik: Konflikt zwischen Kenntnis und Verhalten 6. SAGUF-Symposium

(Schweizerische Arbeitsgemeinschaft für Umweltforschung) vom 4. November 1978 in Zürich

B. Wehrli und E. Grandjean (Zürich)
Die Wirkungen des Strassenverkehrslärms: Grundlagen für Massnahmen und Planung 236

H. U. Dütsch (Zürich)
Das Spraydosenproblem und die Gefährdung der stratosphärischen Ozonschicht 247

M. Sandrin (Porrentruy)
Les Sprays: un dilemme pour les consommateurs 258

H. Oeschger und U. Siegenthaler (Bern)
Das CO_2-Problem 265

A. Junod (Payerne)
La société face au problème CO_2 271

H. Ambühl (Zürich)
Der Anteil der Waschmittel-Phosphate bei der Eutrophierung der Seen 279

Die Wirkungen des Strassenverkehrslärms: Grundlagen für Massnahmen und Planung

Brigit Wehrli und Etienne Grandjean

Zusammenhänge zwischen Lärm und Gesundheit

Die wichtigsten Wirkungen des Strassenverkehrslärms sind:
- Schlafstörungen
- Beeinträchtigung geistiger Arbeiten durch die Ablenkung und Störung der Konzentration
- Störung der Sprachverständlichkeit
- Beeinträchtigung vieler Freizeittätigkeiten einschliesslich Ruhe und Erholung.

Aus medizinischer Sicht muss den Schlafstörungen eine besondere Bedeutung für die Gesundheit beigemessen werden: Die Aufeinanderfolge von Beanspruchung am Tag und Wiederherstellung der Kräfte während der Nacht ist eine für die Erhaltung des Lebens notwendige Voraussetzung. Während im Schlaf optische Reize durch den Lidschluss weitgehend ausgeschlossen werden können, wird das Gehör nur wenig eingeschränkt; es behält auch im Schlaf seine Funktion als Alarmanlage.

Man unterscheidet einen tiefen und einen leichten Schlaf; letzterer wird auch Dämmerschlaf genannt. Geräusche wecken den Menschen entweder ganz oder verwandeln den tiefen Schlaf in einen leichten. Man kann diese Reaktion als «innerliche Aufweckung» bezeichnen, bei welcher der Schläfer vom Tiefschlaf in ein Stadium oberflächlichen Schlafes versetzt wird. Durch übermässigen Lärm wird somit der Schlaf sowohl quantitativ als auch qualitativ eingeschränkt.

Die oben aufgezählten Lärmwirkungen werden vielfach nicht einzeln als besondere Beeinträchtigung wahrgenommen, sondern vielmehr als allgemeine Belästigung und Störung erlebt. Die meisten Menschen scheinen eine Summation aller erlebten Lärmwirkungen zu vollziehen und diese als Belästigung oder Störung zu bezeichnen.

Die durch den Lärm bedingten Belästigungen oder Störungen sind nicht nur wegen ihrer Verbreitung, sondern vor allem, weil sie die Summation aller bewussten und unbewussten Wirkungen darstellen, die wichtigsten aller Lärmwirkungen. Der Belästigung kommt deshalb für die Beurteilung des Lärms die grösste Bedeutung zu; sie muss das entscheidende Kriterium bei der Beurteilung von Lärmwirkungen, bei der Entwicklung von technischen und bei der Festlegung von behördlichen Massnahmen sein.

Nach der Definition der Weltgesundheitsorganisation ist die Gesundheit ein Zustand körperlichen und seelischen Wohlbefindens. Wenn wir diese Definition annehmen, dann müssen häufige Schlafstörungen, Behinderungen der Erholung und schwere Störungen der privaten Wohnsphäre durch übermässigen Lärm als Beeinträchtigungen des Wohlbefindens und der Gesundheit bezeichnet werden.

Im Falle der Lärmwirkungen ist der Übergang von Wohlbefinden zur Krankheit fliessend. Wie aus der Abbildung 1 ersichtlich ist, sind Störung und Belästigung im Vorfeld krankhafter Zustände situiert. Sie können als Warnsignale gewertet werden, die den Menschen veranlassen sollen, sich der Lärmbelastung zu entziehen, um gesundheitsschädliche Wirkungen zu verhindern.

Einzelne «Alarmierungen» des Gehirns durch Lärm, die vereinzelte Weckwirkungen oder Ruhestörungen verursachen, sind sicherlich als physiologische Vorgänge zu bezeichnen. Die Alarmreaktion ist an und für sich eine physiologische Reaktion, die letzten Endes eine Schutzfunktion zur Erhaltung des Lebens hat. Nimmt die Häufigkeit der «Alarmierungen» jedoch so stark zu, dass die lebensnotwendigen Erholungsvorgänge beeinträchtigt werden, dann wird das physiologische Gleichgewicht des Organismus gestört, und ein allmähliches Auftreten chronischer Ermüdungszustände ist zu erwarten.

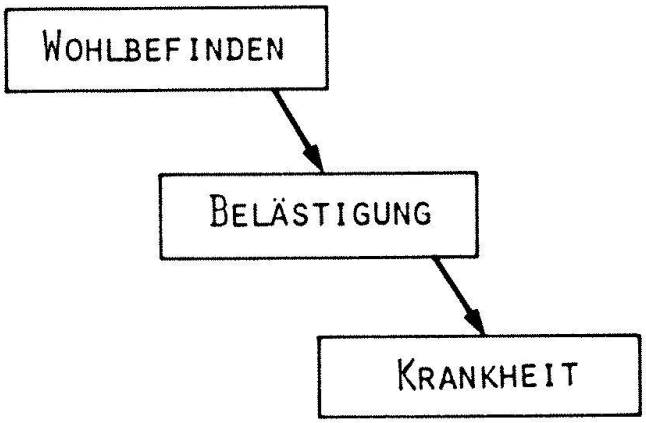


Abb. 1. Die Belästigung liegt zwischen «Wohlbefinden» und «Krankheit»; sie kann als Warnsignal schädlicher Wirkungen aufgefasst werden.

Diese Zustände sind gekennzeichnet durch häufige Ermüdungsempfindungen, Nervosität und Reizbarkeit sowie durch eine ganz allgemeine Abnahme der Vitalität, verbunden mit verschiedenen Unlustgefühlen.

Empfundene Störung durch Lärm

Nicht jeder wahrgenommene Lärmreiz wird auch gleichzeitig als stark störend oder belästigend empfunden, sondern das Ausmass an subjektiv empfundener Störung ist von zwei völlig verschiedenen Einflussbereichen bestimmt: – von der Natur der Geräusche (akustisch-physikalische Variablen), – vom individuellen Bezugssystem (psychophysiologische Variablen). In der Abbildung 2 sind diese beiden Gruppen von Einflussgrössen zusammengestellt.
Von grosser Bedeutung für das Ausmass der empfundenen Störung sind die psychophysiologischen Variablen. Im individuellen Bezugssystem wird der Reiz bewertet und verarbeitet: Reizdeutung und Reizverarbeitung stehen in einem engen Zusammenhang mit den Dispositionen und Intentionen des betroffenen Individuums, wie auch mit dem Platz, den die Lärmquelle in seinem individuellen Wertsystem einnimmt.
Um also die direkte Abhängigkeit der empfundenen Störung einer betroffenen Bevölkerung von der messbaren Lärmbelastung bestimmen zu können, müssen die verschiedenen reizunabhängigen Einflussfaktoren nach Möglichkeit erfasst werden können.

Reizunabhängige Einflüsse auf das Ausmass der Störung

Reizunabhängige Einflüsse auf die Reizbewertung und somit auf das Ausmass der empfundenen Störung sind zu finden:

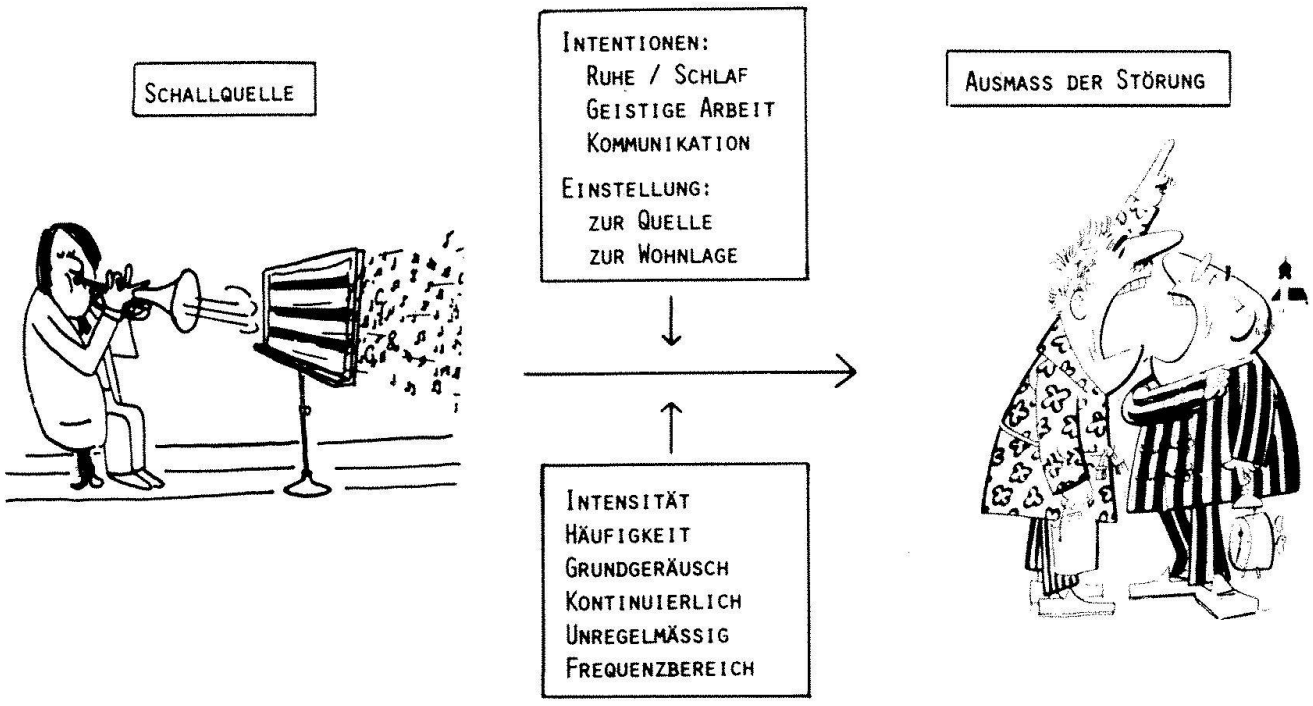


Abb. 2. Die wichtigsten Faktoren, welche das Ausmass der empfundenen Störung durch Lärm beeinflussen.

Im individuellen Bereich:
Individuelle Prädisposition wie Alter, Gesundheitszustand und allgemeine physisch-psychische Konstitution. Hypothese: Je schlechter die allgemeine physisch-psychische Konstitution, um so empfindlicher die Reaktion auf Lärm.
Intentionen und Dispositionen der Betroffenen, die sich aus ihrem individuellen Lebensrhythmus ergeben (Ruhe-, Schlaf-, Kommunikations-, Konzentrationsbedürfnis). Hypothese: Je mehr Intentionen durch Lärm gestört oder verunmöglicht werden, um so störender wird der Lärm empfunden.
Das individuelle Bezugssystem, im besonderen die Einstellung zum Verkehr.
Hypothese: Je negativer die Einstellung zum Auto und zum Verkehr überhaupt, um so empfindlicher die Reaktion auf den Lärm.

Im kontextuellen Bereich:
Beziehung zur räumlichen Umwelt, zur eigenen Wohnumgebung, zur Qualität der Wohnumgebung, zum Grad der Wohnzufriedenheit.
Hypothese: je grösser die Wohnzufriedenheit, um so geringer die Lärmempfindlichkeit.
Bedeutung des Verkehrs für die Betroffenen (Zubringerverkehr oder Durchgangsverkehr: Funktionalität des Verkehrs).
Hypothese: Je funktionaler der Verkehr für den Anwohner, um so weniger empfindlich die Reaktion auf den Lärm.
Zentralität der Wohnlage (städtische Lage gegenüber ruhiger Wohnlage an der Peripherie der Stadt oder in ländlichem Kontext).
Hypothese: Je zentraler die Wohnlage, um so weniger empfindlich die Reaktion auf den Lärm.

Belästigung durch Strassenverkehrslärm als Grundlage für die Festsetzung von Grenzwerten.

Um die Zusammenhänge zwischen Lärm und dem Ausmass an subjektiver Störung unter Berücksichtigung der reizfremden Einflussvariablen zu klären, hat das Institut für Hygiene und Arbeitsphysiologie eine empirische Untersuchung durchgeführt (Wehrli et al. 1979).
Um Aussagen über den Zusammenhang zwischen Aussenlärm und subjektiv empfundener Störung zu erhalten, wurden an insgesamt 28 Meßstellen in der Stadt Zürich sowie in zwei Landgemeinden die Aussenlärmpegel (äquivalenter Dauerschallpegel L_{eq} während 24 Stunden) gemessen und die Anwohner über ihre empfundene Störung befragt.
In Abbildung 3 ist der Zusammenhang zwischen der Lärmintensität und dem Ausmass

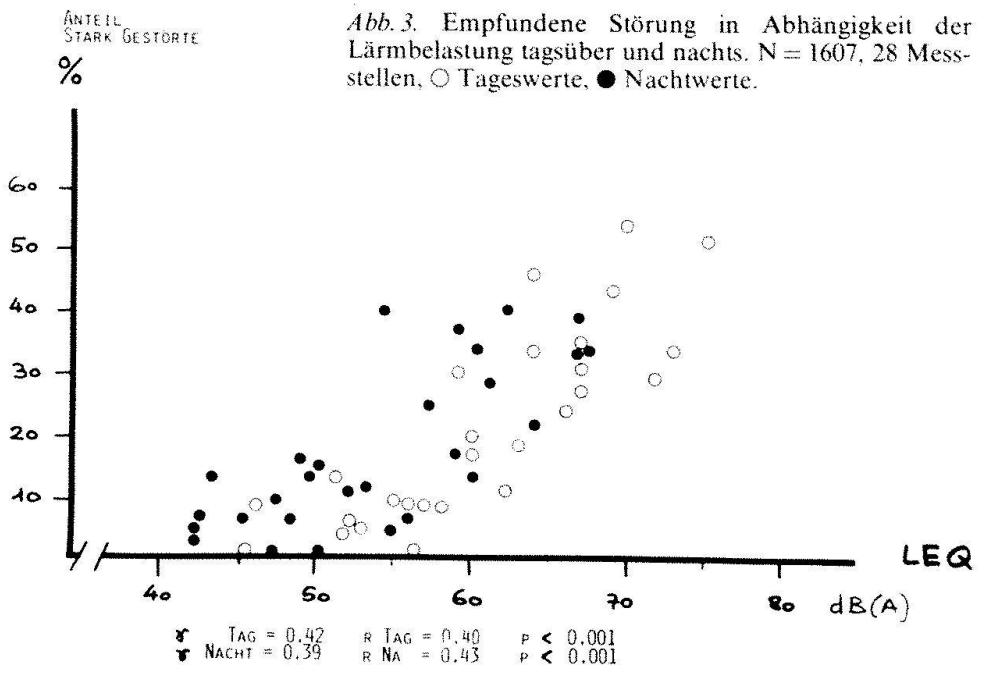


Abb. 3. Empfundene Störung in Abhängigkeit der Lärmbelastung tagsüber und nachts. N = 1607, 28 Messstellen, ○ Tageswerte, ● Nachtwerte.

an Störung – ausgedrückt im Anteil «stark Gestörter» dargestellt. Die hellen Punkte stellen den Zusammenhang zwischen Lärm und Störung tagsüber, die dunklen während der Nacht dar.
Es zeigt sich ein deutlicher Zusammenhang zwischen Lärm und Ausmass der Störung: je stärker die Lärmbelastung, um so grösser das Ausmass der Störung. Interessant ist der Vergleich zwischen den Tages- und den Nachtwerten: im unteren Lärmbereich sind die Leute nachts deutlich mehr gestört als tagsüber; mit zunehmendem Lärmpegel verschwindet aber diese Differenz.
Gemäss Entwurf zum neuen Umweltschutzgesetz (Februar 1978) liegt die kritische Grenze der Lärmbelastung in dem Bereich, in dem mehr als 25% der Betroffenen stark gestört sind. Im Entwurf heisst es: «Lärm ist dann zumutbar, wenn sich erfahrungsgemäss nicht mehr als ein Viertel einer repräsentativen Bevölkerungsgruppe unter ähnlichen Verhältnissen gestört fühlt».
In Tabelle 1 sind die Ergebnisse aus Abbildung 3 nach Lärmklassen zusammengefasst. Es zeigt sich tagsüber bei 60 dB(A) ein deutlicher Anstieg der stark Gestörten von 9% auf 27%.

Tab. 1. Empfundene Störung klassiert in Abhängigkeit von der Lärmbelastung

Lärmbelastung in dB(A)	Anzahl Befragte pro Lärmklasse		Anteil «stark Gestörter»	
L_{eq}-Werte	L_{eq} Tag	L_{eq} Nacht	tagsüber %	nachts %
< 50	–	617	0	6
50–55	262	168	5	12
55–60	435	335	9	24
60–65	168	304	27	26
65–70	559	183	37	34
70–75	183	–	38	–
Total	1607	1607		

Nachts sind zwei Schwellen zu erkennen, die eine bei 50 dB(A) mit einem Anstieg von 6% auf 12% stark Gestörte, die andere bei 55 dB(A) mit einem Sprung von 12% auf 24%. Die kritische Grenze des Zumutbaren wäre somit tagsüber bei etwa 60 dB(A), nachts bei etwa 55 dB(A) zu finden.
Entscheidend sind neben dem Ausmass der Störung auch die Inhalte dieser Störung, die konkreten Interferenzen mit beabsichtigten Tätigkeiten, die dann zum eigentlichen Störungsempfinden führen. Die wichtigsten Störungen in der Nacht sind in Abbildung 4 dargestellt.

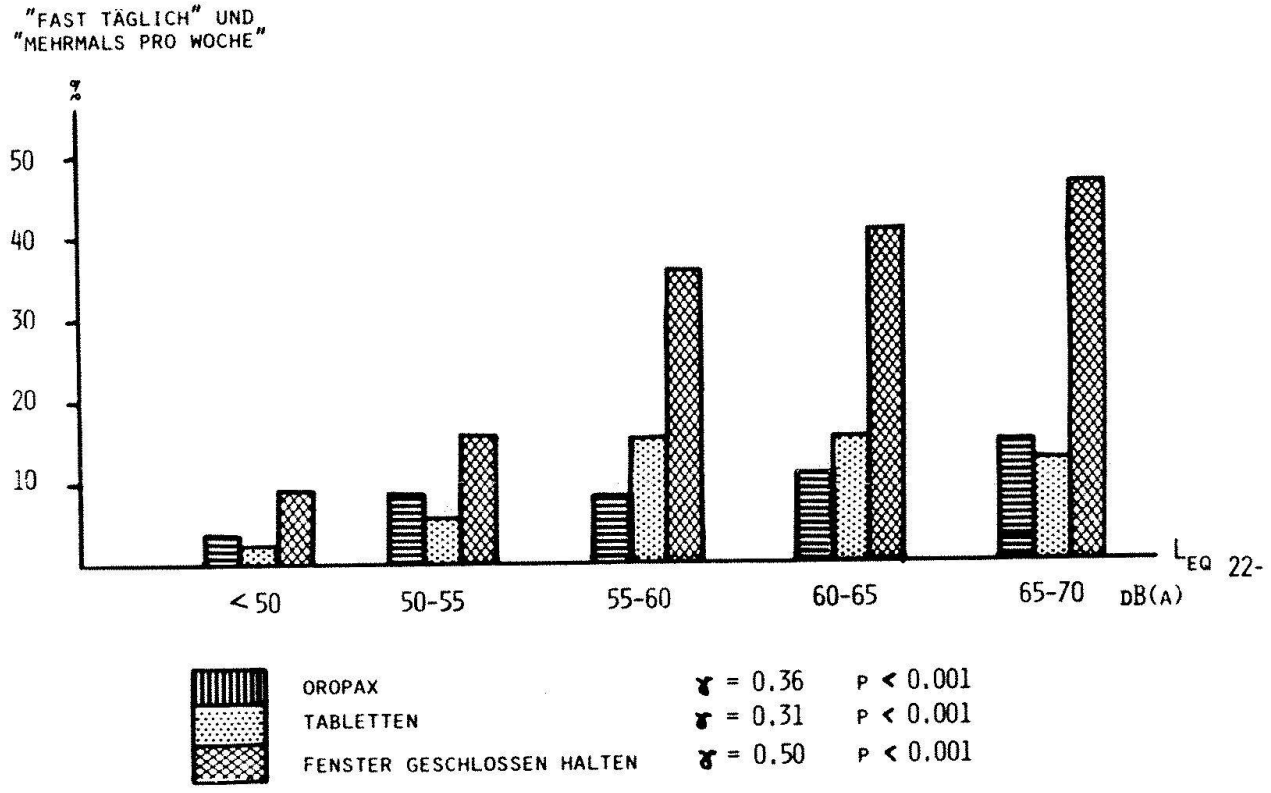


Abb. 4. Auswirkungen des Verkehrslärms in der Nacht N = 1607.

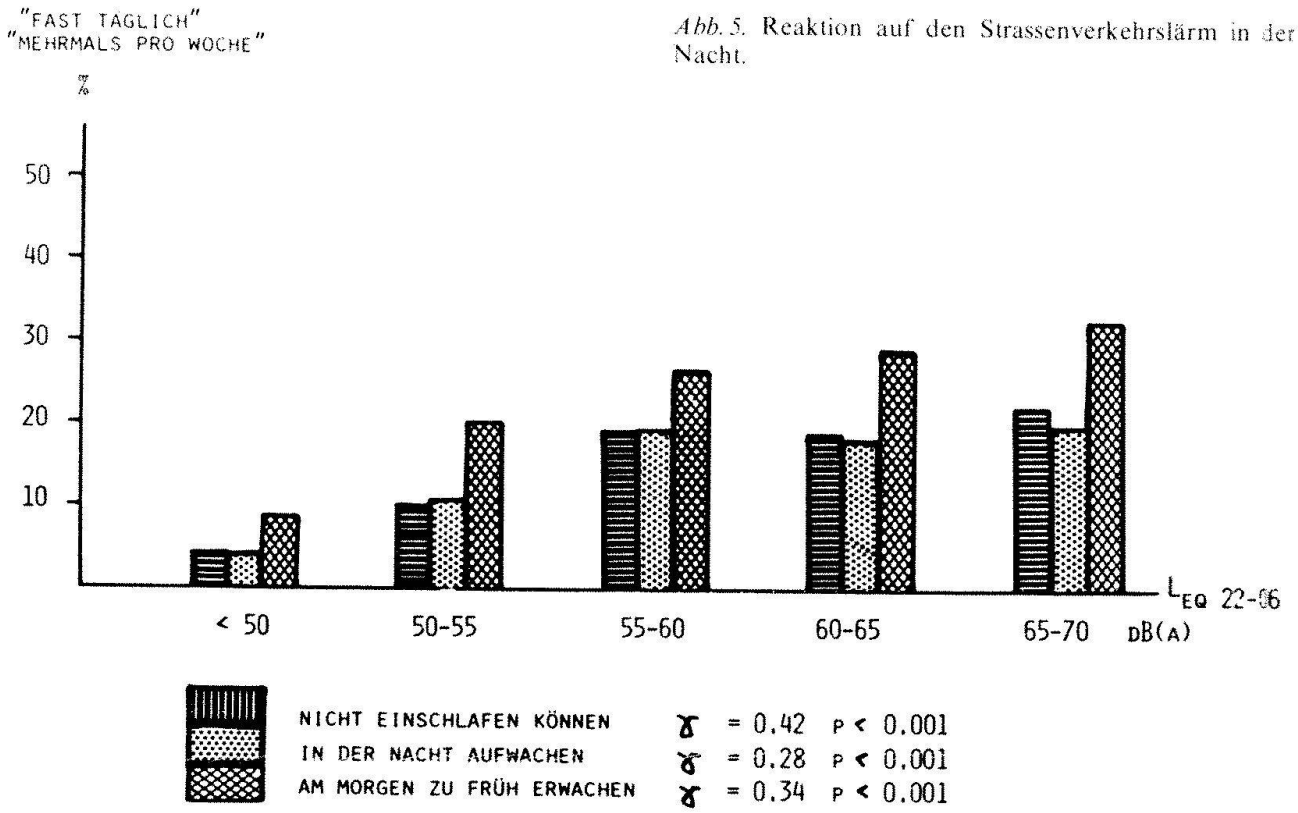


Abb. 5. Reaktion auf den Strassenverkehrslärm in der Nacht.

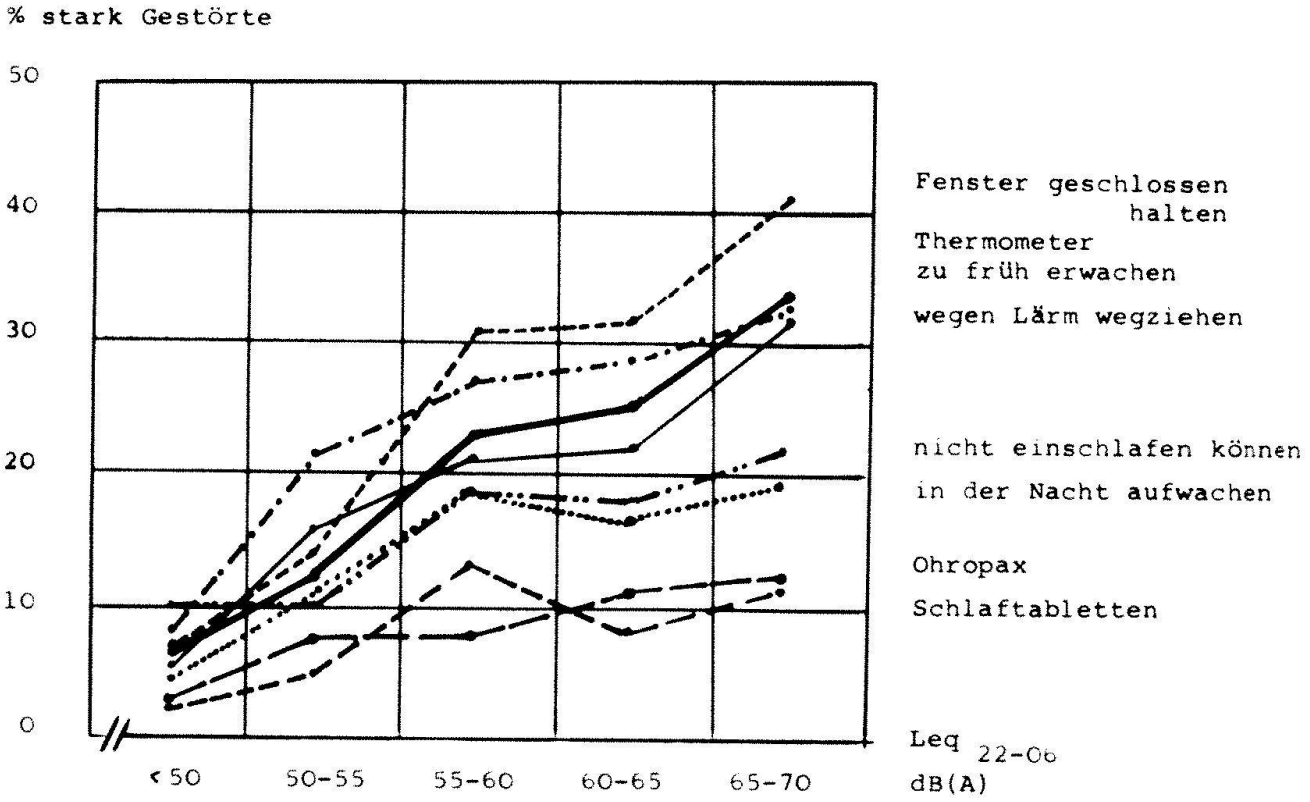


Abb. 6. Störwirkungen und Reaktionen in der Nacht.

Die häufigste Störung ist das «am Morgen zu früh erwachen». Im kritischen Bereich von 55-60 dB(A) sind es bereits 27%, die fast täglich oder zumindest mehrmals wöchentlich am Morgen zu früh erwachen. 19% wachen während der Nacht auf und weitere 19% können abends wegen Lärm nicht einschlafen. Die häufigen Störungen beim Er-

wachen decken sich mit der Tatsache, dass die Zeit von 06–08 h die am meisten gestörte Tageszeit darstellt. An zweiter Stelle wird in der Regel der Tag (08–19 h) und erst an dritter der frühe Abend (19–22 h) oder die Einschlafzeit (22–24 h) als meistgestört genannt.

Die nächtlichen Störungen führen nun zu verschiedenen Reaktionen, die in Abbildung 5 dargestellt sind.

Die weitaus häufigste Reaktion ist das Geschlossenhalten der Fenster: im Bereich 55–60 dB(A) halten bereits 31% fast täglich oder mehrmals pro Woche in der Nacht das Fenster wegen des Lärms geschlossen. Dennoch nehmen mit zunehmender Lärmbelastung immer mehr Befragte Ohropax oder Schlaftabletten. Im Grenzbereich von 55–60 dB(A) nehmen 8% Ohropax und 14% Schlaftabletten.

Vergleicht man die verschiedenen Störwirkungen und Reaktionen in Abhängigkeit der Lärmbelastung miteinander, so ergibt sich das in Abbildung 6 dargestellte Bild.

Interessant ist neben den bereits bekannten Reaktionen die Absicht, wegen des Lärms aus der Wohnung ausziehen zu wollen. Sie verläuft ziemlich parallel mit der durch ein Thermometer erfassten allgemeinen Störung. Dies zeigt wiederum deutlich die Ernsthaftigkeit dieser allgemeinen Störung als Indikator für reduziertes Wohlbefinden.

Ausserdem hat die Lärmbelastung auch Auswirkungen auf die allgemeine Wohnzufriedenheit: Die Befragten hatten ihre Wohnzufriedenheit in einem Polariätenprofil auszudrücken, d.h. sie hatten ihre Wohnumgebung anhand von 14 gegensätzlichen Eigenschaftswörtern zu qualifizieren.

Vergleicht man in Abbildung 7 die subjekti-

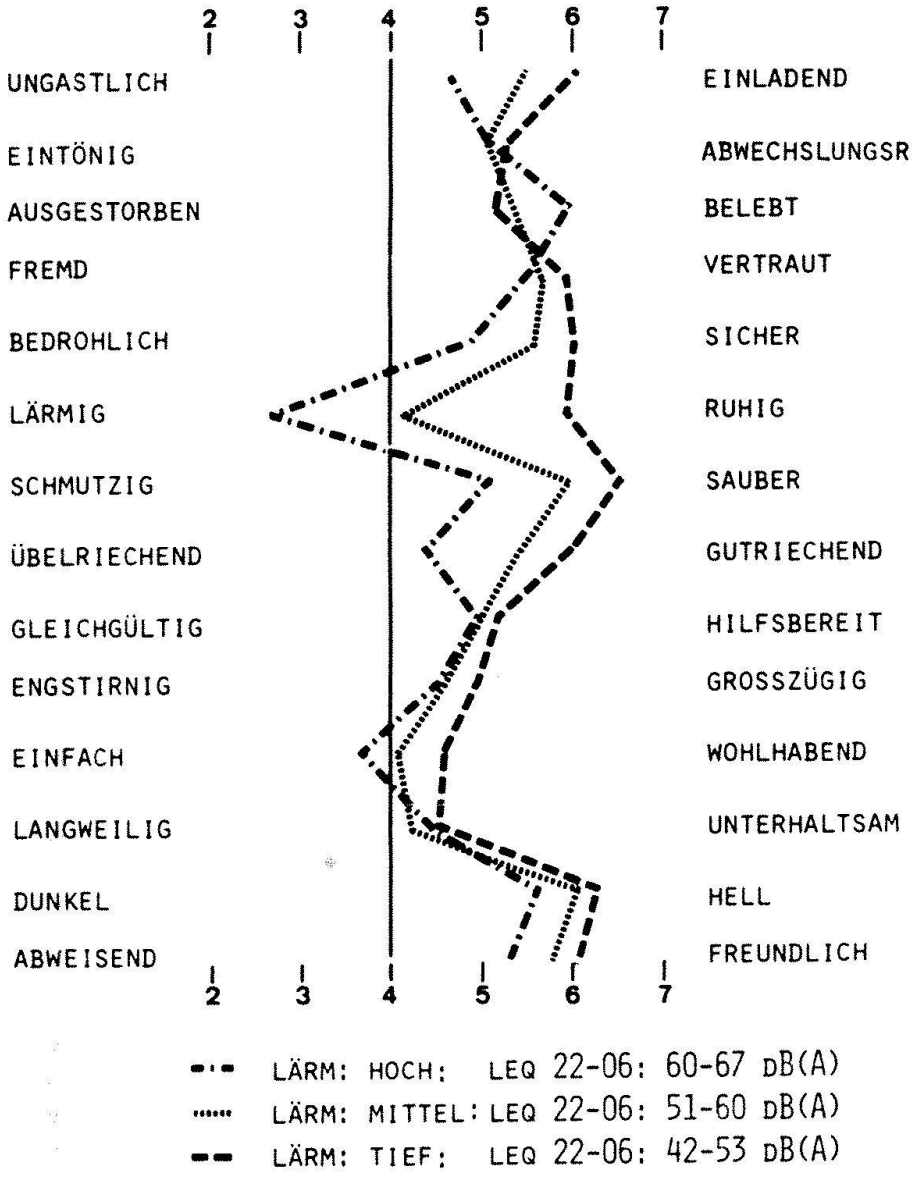


Abb. 7. Beurteilung der eigenen Wohnumgebung nach Lärmbelastung. N hoch: 809, N mittel: 413, N tief: 385.

ve Wohnzufriedenheit nach Untersuchungsgebieten mit unterschiedlicher Lärmbelastung, so zeigen sich deutliche Differenzen in der Beurteilung:
Die Befragten mit einer Lärmbelastung von mehr als 60 dB(A) in der Nacht beurteilten ihre Wohnumgebung in den meisten Punkten signifikant schlechter als die Bewohner ruhiger Wohngebiete.

Tab. 2. Lärmimmissionen und Wohnqualität

Lärmbelastung (L_{eq}) tagsüber (06–22h) dB (A)	nachts (22–06h) dB (A)	Wohnqualität
<55	<45	ruhige Wohnzone, Erholen
55–60	45–55	mittlere Lärmbelastung
61–65	56–60	hohe Lärmbelastung, Massnahmen notwendig
>65	>60	sehr hohe Lärmbelastung, zum Wohnen nicht mehr zumutbar

Schlussfolgerungen und Möglichkeiten für Massnahmen

Aus den Resultaten unserer Untersuchungen lassen sich für Wohngebiete folgende Bewertungen ableiten:

Zusammenfassend führt dies zu einem Immissionsgrenzwertvorschlag für den Wohnbereich von 50–55 dB(A) nachts und 60 dB(A) am Tag. Für das Wohnen und Arbeiten an Hauptstrassen müsste der

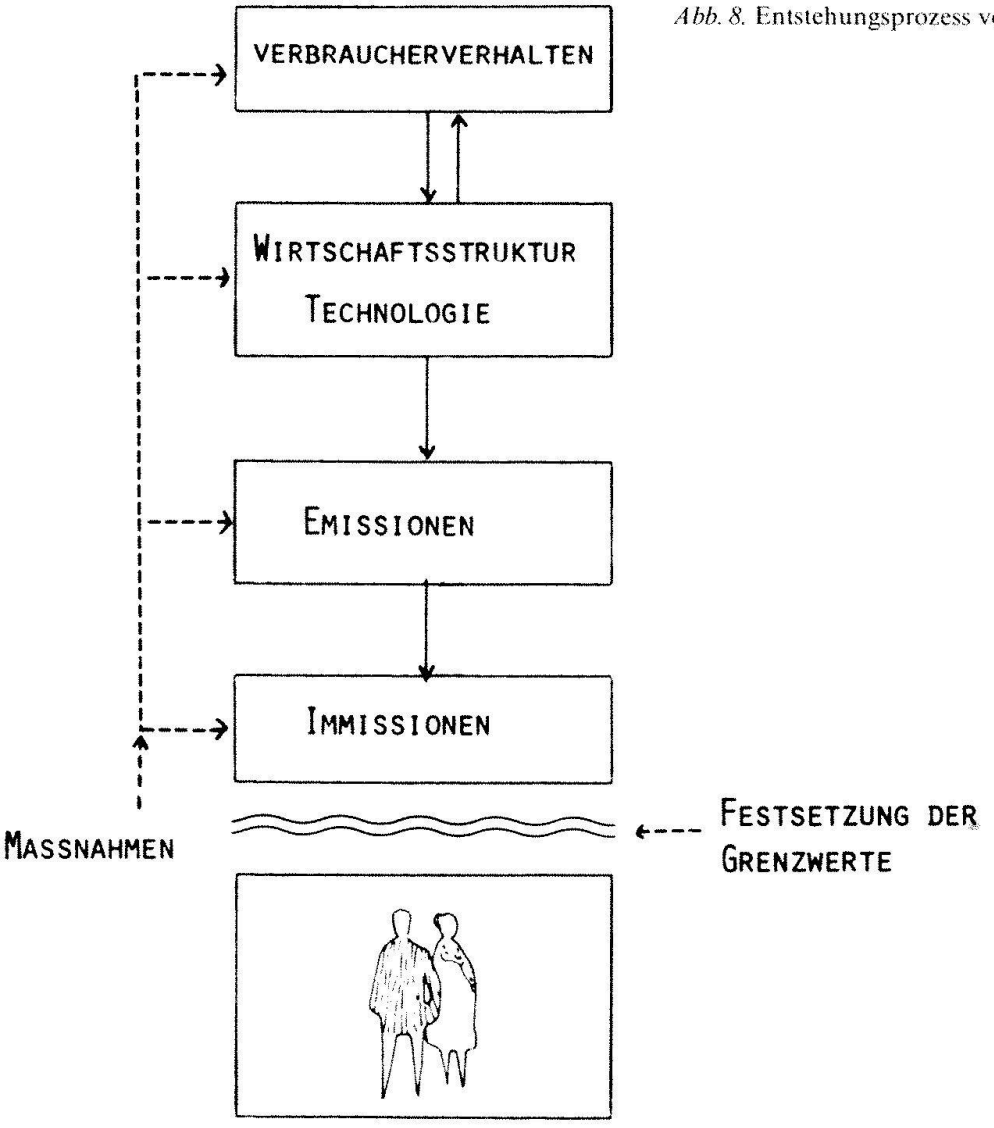


Abb. 8. Entstehungsprozess von Lärmimmissionen.

Tab. 3. Massnahmen zur Lärmverminderung: Wirkung und Durchführbarkeit

Massnahmen zur Lärmverminderung	Wirkung auf: Lärm-belastung	Verkehrs-menge	Gefahren	Wohnlich-keit	Kosten	Durchführ-barkeit
Aktive Massnahmen (Lärmverminderung)						
Siedlungsplanung (Verkehrsarme Wohngebiete, Kanalisierung)	+	+	+	+	tief	Nur langfristig
Beeinflussung des Fahrverhaltens (weniger und ruhiger fahren)	+	+	+	+	tief	schlecht
Emissionsreduktion bei den Fahrzeugen (Motoren, Abkapselung)	+	0	0	0	hoch	schlecht
Passive Massnahmen (Lärmschutzmassnahmen)						
Organisatorische Verkehrsmassnahmen (Verkehrsregelung, Teil-Verbote, Schwellen)	+	+/0	+	+	tief	gut
Bauliche Massnahmen an Verkehrswegen (Schallschutzwände, Dämme etc.)	+/0	0	0	–	hoch	gut
Bauliche Massnahmen an Gebäuden (Schallschutzfenster)	0/+	0	0	0	hoch	gut

Grenzwert auf 55 dB(A) nachts und 65 dB(A) tagsüber erhöht werden.
Die Festsetzung von Immissionsgrenzwerten ist nur dann sinnvoll, wenn sie auch eingehalten werden. Dies ist nicht zuletzt ein finanzielles Problem. Man muss sich also die Frage stellen, wo man mit welchen Massnahmen am sinnvollsten ansetzen kann.
In Abbildung 8 ist die Entstehung von Lärmimmissionen schematisch dargestellt: Aus der engen Interdependenz zwischen Wirtschaftsstruktur und Verbraucherverhalten, verbunden mit einem bestimmten Stand an Technologie, wird das Ausmass an Emissionen produziert, das für die Festsetzung von Grenzwerten als den Menschen belästigende Immissionen gemessen wird.
Die Gefahr besteht nun, dass für Massnahmen von einer bestehenden Gesamtsumme von Immissionen ausgegangen wird und lediglich passive Schutzmassnahmen vorgeschrieben werden, statt dass tatsächlich das Mass an Immissionen, resp. Emissionen reduziert wird. Dazu sollte nach dem Verursacherprinzip auf jeder Stufe des Entstehungsprozesses eingegriffen werden: auf der Ebene der Verbraucher, der Wirtschaft, der Technologie und der Emissionen.

In Tabelle 3 ist ein Katalog möglicher Massnahmen zusammengestellt.
Es muss dabei primär zwischen aktiven, d.h. lärmreduzierenden und passiven, d.h. schützenden Massnahmen unterschieden werden.

Vergleicht man die Massnahmen hinsichtlich ihrer Wirkung auf die Reduktion der Lärmbelastung, die Reduktion der Verkehrsmenge, der Gefahren sowie auf die Verbesserung der Wohnlichkeit, so sind es die aktiven und zwar vor allem die planerischen Massnahmen, die die besten Resultate liefern. Ebenfalls vielfältige positive Auswirkungen hätte eine vermehrte Beeinflussung des Fahrverhaltens: mit ruhigerem Fahren lassen sich die Lärmpegel bis zu 7 dB(A) reduzieren, die Spitzen sogar noch mehr.
Verschärfte Vorschriften bei den Fahrzeugen könnten bei PW zu einer Emissionsreduktion von 3–5 dB(A), bei LKW von 6–10 dB(A) führen.
Berücksichtigt man beim Vergleich aber auch noch die Kosten und die politische Durchführbarkeit so zeigt sich, dass alle diese Massnahmen nur schwer realisierbar sind. Auf lange Sicht ist eine bessere Siedlungsplanung unzweifelhaft die optimale Lösung,

kurzfristig jedoch müssen noch andere Massnahmen getroffen werden. Dies sind gegenwärtig vor allem die passiven Schutzmassnahmen. Sie sind politisch durchführbar, obwohl sie meist teuer sind und eine bestimmte Immissionssituation eher stabilisieren statt sanieren. Von den Schutzmassnahmen sind die organisatorischen Massnahmen (Verkehrsumleitung, Verbote, etc.) am besten zu beurteilen, da sie bei geschicktem Einsatz weitere positive Auswirkungen haben als lediglich Schallschutz. Schallschutzwände und Fenster sollten nur dann eingesetzt werden, wenn gar keine anderen Sanierungsmöglichkeiten vorhanden sind.

Obwohl man auch auf der Ebene der Immissionsreduktion Massnahmen kennt, werden diese aus politischen oder wirtschaftlichen Gründen zu wenig angewandt. Man beschränkt sich darauf, reaktiv zu sein und lediglich Schutzmassnahmen zu ergreifen, die wohl die Lärmbelastung im unmittelbaren Wohnbereich etwas verringern, die eigentliche Wohnqualität aber überhaupt nicht verbessern.

Dem Eidg. Amt für Umweltschutz danken wir für die gewährte Unterstützung und Beratung.

Literatur

Wehrli B., Nemecek J., Turrian V., Hofmann R., Wanner H.U. 1979: Auswirkungen des Strassenverkehrslärms in der Nacht, EDMZ Bern.

Eidg. Departement des Innern: Entwurf zu einem Bundesgesetz über den Umweltschutz, Bern, Februar 1978.

Anschrift der Verfasser:

Brigit Wehrli, lic. phil. I
Prof. Dr. Etienne Grandjean
Institut für Hygiene und
Arbeitsphysiologie
ETH-Zentrum
CH-8092 Zürich

Diskussionsbeitrag:

Hans Peter Meier

Widerspruch zwischen Wissen und Verhalten - ich möchte weniger an die beiden Beiträge im Detail, als an diese allgemeine Thematik des Symposiums anknüpfen. Zunächst eine einleitende Feststellung: Der aufklärerische Optimismus, wonach ein bestimmter Wissensstand automatisch zu entsprechendem Verhalten führt, befindet sich heute in der Krise. Diese kann man nicht zuletzt auch an den Paradoxa der Lösungsversuche von Umweltproblemen beobachten. Auf der einen Seite besitzt man viele und detaillierte Kenntnisse zum Problem - wie der Querschnitt am Beispiel der Lärmforschung gezeigt hat - auf der andern Seite beschränken sich Handlungen auf vorwiegend passive Abwehrmassnahmen.

Immer wieder zeigen Bevölkerungsbefragungen, dass die Umwelt im Bewusstsein hohe, ja meist höchste Priorität hat, das Umweltproblem wird gesehen. Dieses Problembewusstsein wird aber andererseits blockiert durch die pessimistische Haltung, das Umweltproblem kaum oder überhaupt nicht lösen zu können. Wir finden somit die Diskrepanz zwischen Wissen und Praxis gegenüber dem Umweltproblem auch im alltäglichen Denken und Handeln der breiten Bevölkerung.

Warum dominieren Umweltfragen das Problembewusstsein in der Bevölkerung? Auf das Wesentliche und die Zusammenhänge zielende Forschung weist sogar am Beispiel des Lärmproblems diese Alltagsvorstellungen nach: die soziale Entmischung oder im Extremfall Verslumung von Strassenzügen oder Quartieren, die in Zusammenhang mit der Belärmung steht, wie aus den Ausführungen von Herrn Grandjean hervorgeht, verändert nicht nur die Umwelt, sondern die darin lebende Gesellschaft, das heisst, dass sich ein Umweltproblem auch wissenschaftlich als gesellschaftliches Problem erweist.

Hier sei eine Kritik an der Umweltforschung allgemein und an der Immissionsforschung im besonderen angebracht: Es wird immer noch zu oft vom Bild ausgegangen, dass unsere Gesellschaft auch hinsichtlich Immissionen eine nivellierte Gesellschaft sei, wo jeder gleich viel Immissionen produziere und jeder gleich viel davon profitiere oder zu ertragen habe. Ergebnisse von Untersuchungen zeigen immer wieder, dass diese Annahme falsch ist. Es sollte daher in der Forschung stärker und vertiefter berücksichtigt werden, dass Immissionen und ihre Verteilung immer auch Ungleichheiten in der Gesellschaft sichtbar machen.

Wissen und Verhalten, die Kluft zwischen ihnen lässt sich allgemein beobachten, zeigt aber in verschiedenen Teilen der Gesellschaft nicht das gleiche Gesicht:

Bei Politikern und Behörden bestehen sicher auf der Wissensseite Versuche, wissenschaftliche Kenntnisse zum Problem wahrzunehmen und zu verarbeiten. Auf der Verhaltensseite aber dominiert oft das Sachzwangargument, das aktivere Lösungsversuche - zum Beispiel über Richtwertmassnahmen hinaus - zum vornherein blockiert.

Bei den Wissenschaftern bestehen zwei Gefahren: Auf der einen Seite wird die falsche Annahme der Aufklärung wiederholt, welche meint, dass es genügt, Wissen zu produzieren, da sich die Welt automatisch an diesen Wissensstand anpasst und verändert. Auf der anderen Seite besteht die Gefahr, sich dem Sachzwangargument oder Stückwerkpragmatismus anzupassen. Wissen wird zerstückelt, Wesentliches und Zusammenhänge des Problems werden ausgeklammert. Ein Beispiel dafür ist die nach wie vor oft verkürzte Behandlung von Umweltproblemen als ökologische, statt soziale Probleme.

Schliesslich zur Kluft zwischen Wissen und Handeln in Umweltfragen beim einzelnen, bei sozialen Gruppen und in der Gesellschaft. Es gibt eine oft konstatierte Tendenz,

die sich alltäglich in der Devise ausdrückt: Alles gut, das Umweltproblem ist ein Problem, aber nur nicht ich. Viele Untersuchungen zeigen, dass die Umwelt in der breiten Öffentlichkeit als Problem gesehen wird, auf der Verhaltensseite aber die Haltung dominiert – nur nicht ich. In dieser Haltung äussert sich der Widerspruch zwischen Wissen und Verhalten im Alltag jedes einzelnen, in der Öffentlichkeit, zu der wir als Umweltforscher, Politiker oder Behörde natürlich auch gehören. Diese Widersprüchlichkeit im Alltagsverhalten ist in die künftige Planung von Umweltmassnahmen miteinzubeziehen.
In Untersuchungen kann auch beobachtet werden, dass hochentwickelte industrielle Zivilisationen, zu denen auch die Schweiz gehört, eine Tendenz zu Individualisierung und Atomisierung der Wert- und Bedürfnisverwirklichung aufweisen. Diese Individualisierung fördert die Einstellung, die dem genannten Widerspruch zugrundeliegt: Einerseits zwar Kenntnis des Problems, andererseits aber individuelles Ausweichen oder Vermeidung der Kosten seiner Lösung. In diesen Gesellschaften besteht ein Defizit an kollektiven Bindungen, die individualistische Wert- und Nutzvorstellungen zugunsten gesellschaftlich bezogener Denk- und Handlungsweisen verändern können.

Anschrift des Verfassers:

Dr. H. P. Meier
Soziologisches Institut
der Universität Zürich
Zeltweg 32
CH-8032 Zürich

Das Spraydosenproblem und die Gefährdung der stratosphärischen Ozonschicht.

Hans Ulrich Dütsch

Es ist seit mehr als 50 Jahren bekannt (und durch Raketen- und Satellitenmessungen neuerdings auch direkt nachgewiesen), dass der an der Erdoberfläche beobachtete Abbruch des Sonnenspektrums bei etwa 290 nm, d.h. gerade im Bereich der nach kurzen Wellenlängen hin rasch zunehmenden biologischen Aktivität des Lichts, durch den an sich sehr geringen atmosphärischen Ozongehalt bewirkt wird. Die je nach geographischer Breite und Jahreszeit vorhandenen 2–6 mm reinen Ozons bilden den notwendigen Schutzschild für alles terrestrische Leben (Abb. 1). Im folgenden soll gezeigt werden, warum aufgrund der in den letzten 15 Jahren gewonnenen neuen Anschauungen über die Spurenstoffchemie, vor allem in der Stratosphäre, Befürchtungen über eine Schwächung dieser Schutzschicht durch menschliche Aktivitäten wach geworden sind, wobei die Möglichkeit einer Klimamodifikation zusätzlich in Betracht gezogen werden muss.

Die klassische photochemische Theorie des Ozons

Bereits 1930 entwickelte Chapman (1930) eine photochemische Theorie zur Erklärung des Ozonvorkommens und der beobachteten merkwürdigen vertikalen Verteilung des Gases (Maximum in der Stratosphäre zwischen 20 und 30 km Höhe). Chapmans System bestand aus nur 4 Reaktionen:

(1) $O_2 + h\gamma \rightarrow O + O$	Photodissoziation des molekularen Sauerstoffs durch Wellenlängen < 242 nm.
(2) $O_2 + O + M \rightarrow O_3 + M$	Ozonbildung im Dreierstoss (nur bei Beteiligung eines dritten Stosspartners können Energie- und Impulssatz

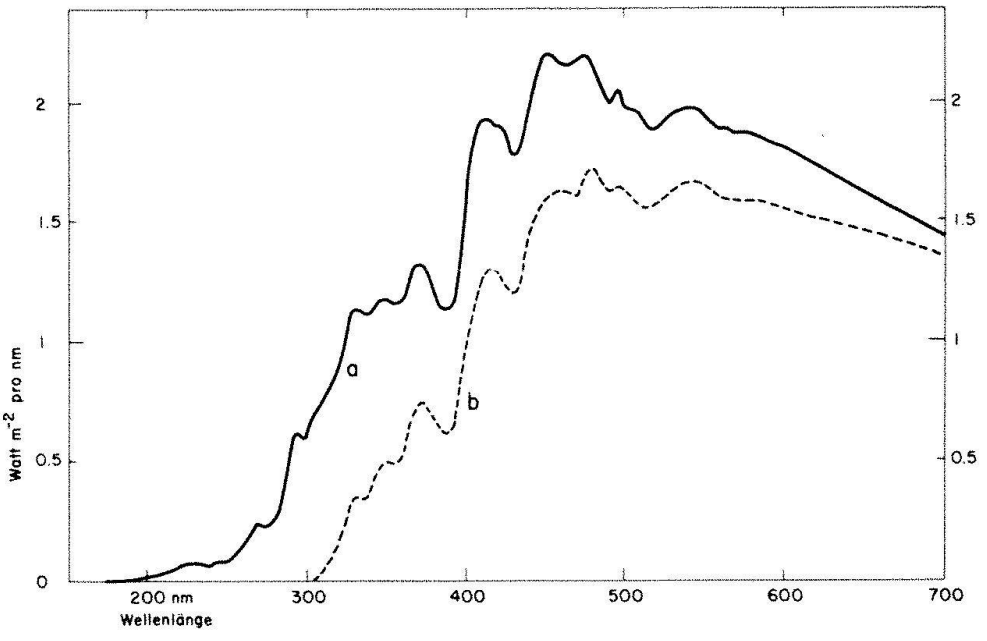


Abb. 1. Spektrale Energieverteilung der Sonnenstrahlung ausserhalb der Atmosphäre (a) und am Boden (b).

gleichzeitig erfüllt werden).

(3) $O_3 + h\gamma \rightarrow O_2 + O$ Ozonphotodissoziation wegen der geringen Stabilität dieses Moleküls durch Wellenlängen bis ins nahe Infrarot (1180 nm).

(4) $O + O_3 \rightarrow 2\,O_2$ Rückführung des ungeraden Sauerstoffs (O und O_3) in das normale Molekül.

Da die Reaktionen (2) und (3) viel rascher ablaufen als (1) und (4), ist im Gleichgewichtszustand die Ozonkonzentration durch die Balance zwischen (1) und (4) bestimmt, was

$$n_3 = n_2^{3/2} \sqrt{4{,}75 \cdot k \frac{f_2}{f_3}}$$

ergibt, mit n_3 = Ozonkonzentration; n_2 = Sauerstoffkonzentration; k = Gleichgewichtskonstante (Verhältnis der Reaktionsgeschwindigkeiten von (2) und (3); f_2 und f_3 = Dissoziationsgeschwindigkeiten von Sauerstoff respektive Ozon. Abb. 2 zeigt, wie die vertikale Ozonverteilung durch die Höhenabhängigkeit dieser Grössen bestimmt wird, wobei vor allem das verschiedene Verhalten der beiden Dissoziationsgeschwindigkeiten von Bedeutung ist, die auf komplexe Art vom Absorptionsvermögen von Ozon und Sauerstoff abhängen. Es ist dabei wesentlich, dass wegen Überlappung der Absorptionsbereiche von O_2 und O_3 in der Gegend von 210 nm (d.h. im Wellenlängenbereich, der für die Bildung der stratosphärischen Ozonschicht verantwortlich ist), f_2 stärker vom überliegenden Ozongehalt abhängt als f_3 (speziell unterhalb von 35 km), was zu einer beträchtlichen Dämpfung aller externen Einwirkungen (also in der unten diskutierten modernen Photochemie auch der anthropogenen Einflüsse) auf den Gesamtozongehalt führt.

In der klassischen Theorie spielen bei der Bildung und Zerstörung der ungeraden Sauerstoffteilchen nur die permanenten Atmosphärenbestandteile O_2 und N_2 (letzteres als dritter Stosspartner) eine Rolle, d.h. die

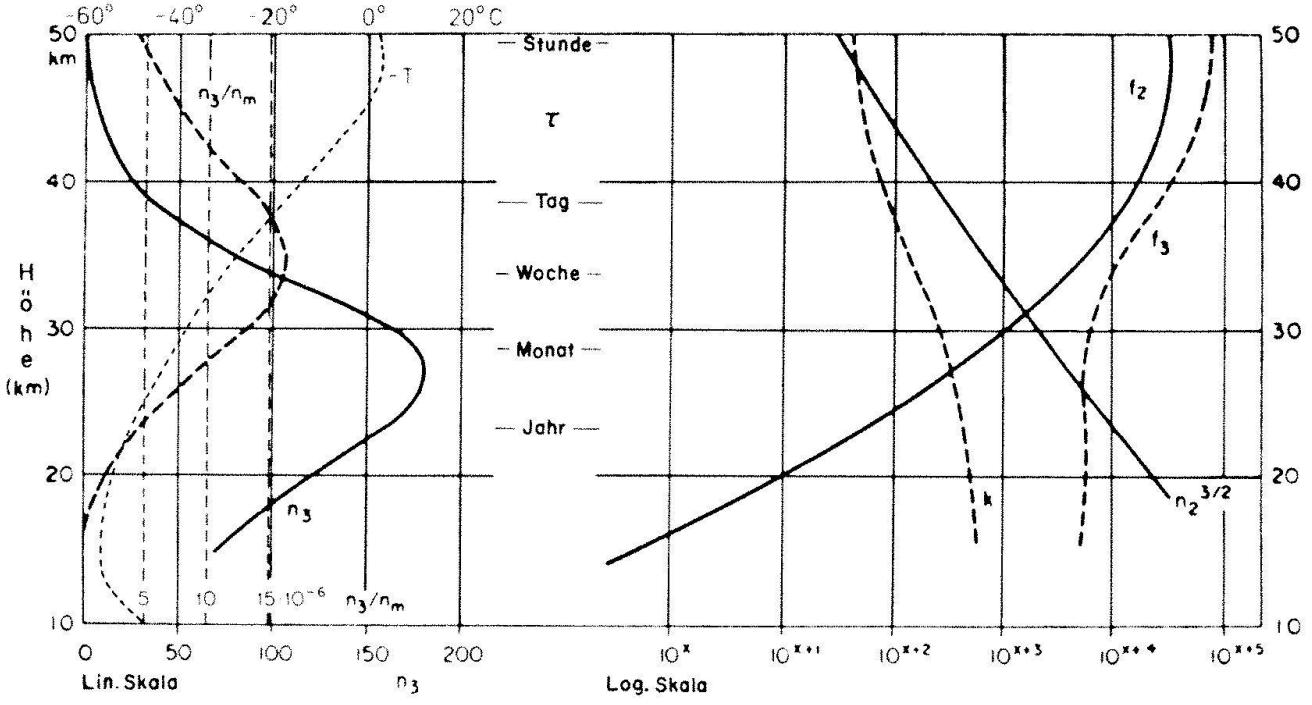


Abb. 2. Vertikale Ozonverteilung (mittlere Breiten, Sommer) aus der klassischen photochemischen Theorie berechnet. n_3: Ozonkonzentration (Partialdruck in nanobar); n_3/n_m: Volumenmischungsverhältnis Ozon/Luft in ppm (10^{-6}); T: Temperatur in °C. Rechts (in logarithmischem Maßstab) die Höhenabhängigkeit der einzelnen Parameter in der Gleichgewichtsgleichung. In der Mitte die Halbwertzeit τ (Zeit, in der eine Störung des Gleichgewichts (z.B. durch Transportprozesse) zur Hälfte ausgeglichen wird). f_2: x = −14, f_3: x = −7, k: x = −21, $n_2^{3/2}$: x = 26.

Ozonschicht scheint damit der möglichen Einwirkung menschlicher Unvernunft entzogen. Änderungen können nur durch Variation der Sonnenstrahlung (f_2 und f_3), der Stratosphärentemperatur (via k) und der atmosphärischen Zirkulation resultieren; letzteres weil unterhalb 30–35 km die für Gleichgewichtseinstellung benötigte Zeit (Halbwertszeit)

$$\tau = \frac{1}{4}\sqrt{\frac{4{,}75 \cdot n_2 \cdot k}{f_2 \cdot f_3}}$$

so gross wird (Abb. 2), dass vor allem in der unteren Stratosphäre die Ozonverteilung vorherrschend durch den Transport dieses Spurengases bestimmt wird (Dütsch 1977a).
Im Laufe der sechziger Jahre wurde aufgrund verbesserter Messungen der vertikalen Verteilung einerseits und der Reaktionskonstanten k_2 und k_3 andererseits klar, dass zwischen den Resultaten der klassischen Theorie und der Beobachtung Differenzen bestehen, die nicht mehr als Produkte der bestehenden Unsicherheit dieser Kenntnisse oder der Einwirkung von Transportvorgängen wegdiskutiert werden können.

Ozon als zentrale Substanz eines Systems von Spurenstoffen

Die moderne, seit 1965 entstandene Theorie zeigt Ozon als zentrale Substanz eines umfangreichen Systems stratosphärischer Spurengase (Dütsch 1977b), die durch photochemische Prozesse eng miteinander verknüpft sind. Nach Abb. 3 können sie in eine Anzahl von Gruppen aufgeteilt werden.

Nahezu inerte Substanzen

Diese stammen grösstenteils von der Erdoberfläche und sind zu einem guten Teil biologischer Herkunft; sie gelangen durch

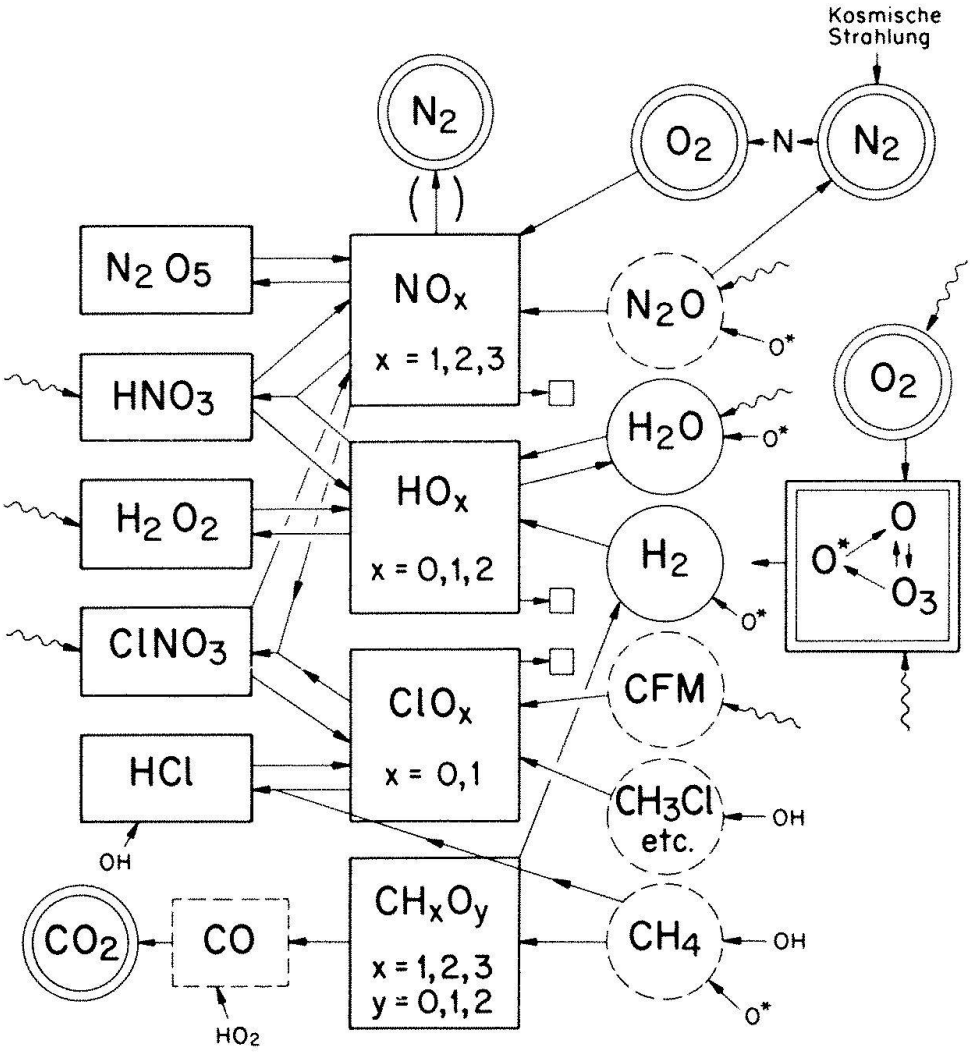


Abb. 3. Gruppen stratosphärischer Spurenstoffe und Umwandlungsprozesse zwischen den Gruppen. a) quasiinerte Substanzen: voller Kreis (regenerierbar) und gestrichelter Kreis (abgebaut); b) hochreaktive Radikale: Quadrat; c) mässig reaktive Moleküle: volles Rechteck; d) ungerade Sauerstoffteilchen: Doppelquadrat; e) permanente Substanzen: Doppelkreis. Voller Pfeil: Umwandlungsrichtung; gewellter Pfeil: Photodissoziation; x→: Einwirkung der Substanz x (z.B. O*, OH, HO_2). →□ Zerstörung von ungeraden Sauerstoffteilchen.

Transportvorgänge (Abb. 4) in die Stratosphäre, wo sie (mit Ausnahme der halogenhaltigen Verbindungen, die noch stärker verdünnt sind), wie das Ozon selbst ein Mischungsverhältnis zur Luft in der Grössenordnung ppm (10^{-6}) aufweisen. Die Entdekkung, dass diese unter normalen Bedingungen stabilen Verbindungen durch angeregte Sauerstoffatome (O*), wie sie bei der Photodissoziation von Ozon durch Wellenlängen kleiner als 310 nm entstehen, aufgebrochen – oder allenfalls durch Folgeprodukte solcher Reaktionen (vor allem durch das OH-Radikal) angegriffen werden – war der Ausgangspunkt der modernen photochemischen Theorie. Diese Prozesse können sich zwar auch in der Troposphäre abspielen, verlaufen aber in der Stratosphäre viel rascher; einige der inerten Substanzen (vor allem Chlorfluorkohlenwasserstoffe) werden nur durch direkte Photodissoziation zersetzt und zwar durch dieselben (bereits in der Stratosphäre völlig absorbierten) Wellenlängen um 210 nm, welche durch O_2-Aufspaltung zur Ozonbildung führen.
Im folgenden sind die wichtigsten Beispiele für Radikalbildung aus stabilen Verbindungen zusammengestellt:

Reaktion		Enstehende Radiaklgruppe	
(5)	$H_2O + O^* \rightarrow 2\,OH$		
(6)	$H_2O + h\nu \rightarrow OH + H$	Gruppe HO_x: H, OH, HO_2	
(7)	$H_2 + O^* \rightarrow OH + H$		
(8)	$N_2O + O^* \rightarrow 2\,NO$	Gruppe NO_x: NO, NO_2, (NO_3)	
(9)	$CH_4 + OH \rightarrow CH_3 + H_2O \longrightarrow$	Oxydationskette des Methans →	Endprodukte CO, H_2
(10)	$CCl_3F + h\nu \rightarrow CCl_2F + Cl$	Gefolgt von weiterer Chlorabspaltung:	
(11)	$CCl_2F_2 + h\nu \rightarrow CClF_2 + Cl$	Gruppe ClO_x: Cl, ClO	

Radikale

Die Produkte all dieser Reaktionen sind vom Radikaltypus (ungerade Elektronenzahl) und sind damit im Gegensatz zu ihren quasiinerten Muttersubstanzen äusserst reaktiv. Vor allem führen sie zur katalytischen Ozonzerstörung (allgemeiner zur Vernichtung ungerader Sauerstoffteilchen). Wie weiter unten gezeigt wird, sind es nach heutiger Ansicht vorwiegend diese Vorgänge und nur in geringerem Masse die direkte Reaktion $O + O_3$, welche der Bildung ungerader Sauerstoffteilchen (Reaktion (1)) das Gleichgewicht halten und damit den stratosphärischen Ozongehalt bestimmen.
Trotz der hohen Reaktivität der Radikale sind, ausser für die Gruppe HO_x, deren Glieder durch

(12) $OH + HO_2 \rightarrow H_2O + O_2$

und andere Prozesse rasch wieder in Wasser übergeführt werden (wodurch die Konzentrationen niedrig bleiben), gegenwärtig keine Reaktionen bekannt, welche diese endgültig wieder beseitigen würden (die Photodissoziation von NO ist auf den obersten Teil der Stratosphäre beschränkt). Die kontinuierliche stratosphärische Produktion durch die Reaktionen (8), (10) und (11) wird daher nur durch Transportverluste ausgeglichen. Dieser Abfluss geht im wesentlichen in Richtung Troposphäre, wo vor allem der Niederschlagsprozess (Auswaschen) zur Beseitigung der reaktiven Substanzen führt (Abb. 4). Da dieser Transport relativ langsam ist, können sich beträchtlich höhere Konzentrationen als für die HO_x-Gruppe entwickeln, was die grosse Bedeutung der Radikalgruppen NO_x und ClO_x für den stratosphärischen Ozonhaushalt bedingt.

Schwächer reaktive Verbindungen (Wartestellung der Radikale)

Es ist deshalb von wesentlicher Bedeutung, dass entweder durch Reaktionen innerhalb einer Radikal-Gruppe, z. B.

(13) $HO_2 + HO_2 \rightarrow H_2O_2 + O_2$

(14) $NO_2 + NO_3 + M \rightarrow N_2O_5 + M$

oder durch Reaktionen solcher Gruppen untereinander, oder sogar mit quasiinerten Substanzen, z. B.

(15) $NO_2 + OH + M \rightarrow HNO_3 + M$

(16) $Cl + CH_4 \rightarrow HCl + CH_3$ (auch Reaktionen mit anderen H-Verbindungen)

(17) $NO_2 + ClO + M \rightarrow ClNO_3 + M$

abgesättigte Verbindungen entstehen, die zwar immer noch relativ reaktionsfreudig sind, aber zur Ozonzerstörung im wesentlichen nichts mehr beitragen. Zwar findet durch andere Reaktionen wie

(18) $H_2O_2 + h\gamma \rightarrow 2OH$

(19) $HNO_3 + h\gamma \rightarrow OH + NO_2$

(20) $HCl + OH \rightarrow Cl + H_2O$

(21) $ClNO_3 + h\gamma \rightarrow ClO + NO_2$

eine ständige Regeneration der Radikale statt, die somit nicht endgültig beseitigt sind; doch ist je nach Höhe ein beträchtlicher Prozentsatz (z.T. mehr als die Hälfte) der

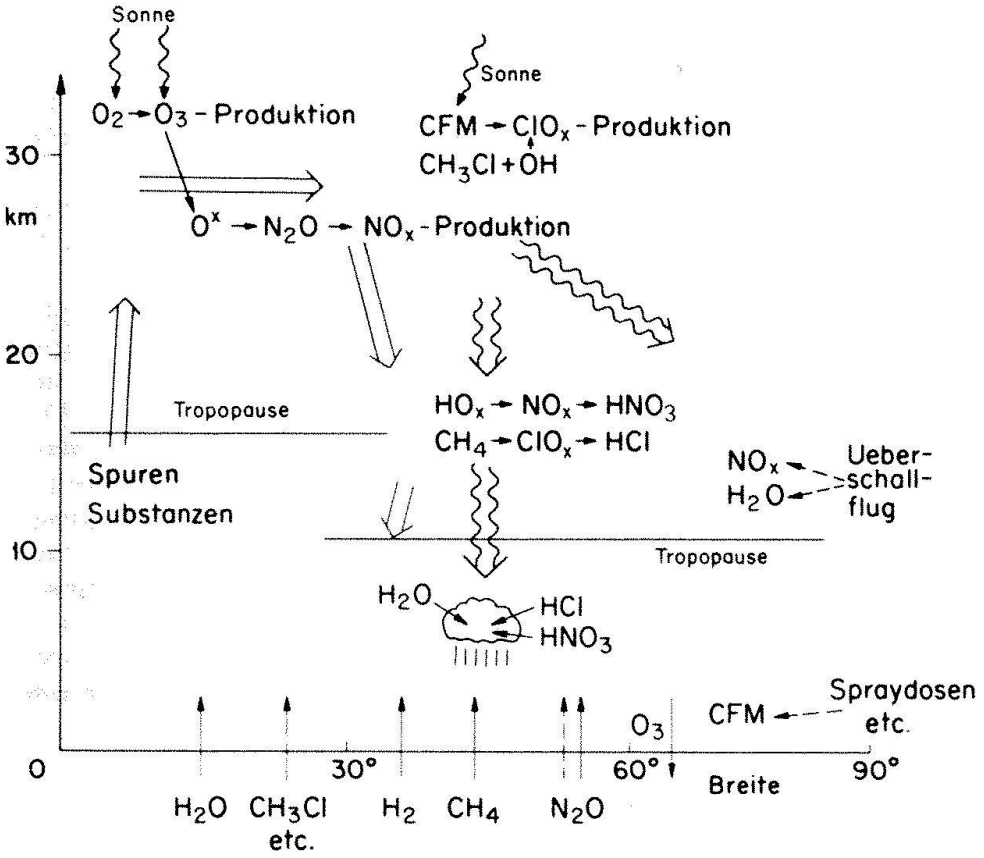


Abb. 4. Quellen, Transport und Senken von Spurenstoffen.
Transport durch meridionale Zirkulation: Doppelpfeile;
Transport durch Austauschprozesse (Grossturbulenz): gewellte Doppelpfeile;
Natürliche Quellen: einfache Pfeile;
Anthropogene Quellen: gestrichelte Pfeile;
Photodissoziation: einfache gewellte Pfeile.
Die eingezeichnete geographische Breite bezieht sich nur auf Transportvorgänge, nicht auf die Lage von Quellen und Senken. Die Spurenstoffe troposphärischer Herkunft werden in erster Linie durch die tropische Tropopause hindurch in die Stratosphäre transportiert; von dort geht der weitere Transport vor allem im Winter, wenn er stark entwickelt ist, polwärts und abwärts; die Hauptozonquelle liegt in der tropischen Stratosphäre.

potentiellen Ozonzerstörer in der unwirksamen molekularen Form (Wartestellung) gebunden. Ferner erfolgt ein nicht unwesentlicher Teil des Radikal-Verlustes durch die atmosphärische Zirkulation in dieser inaktiven Form; HCl und HNO_3 z.B. sind sehr stark wasserlöslich und werden – in die Troposphäre übergeführt – rasch ausgewaschen (Abb. 4).

Die katalytische Ozonzerstörung

Diese verläuft für die verschiedenen Radikalgruppen ähnlich; z.B.

(22) $NO + O_3 \rightarrow NO_2 + O_2$

(23) $NO_2 + O \rightarrow NO + O_2$

Summe: $O + O_3 \rightarrow 2\,O_2$

Die Rückführung von NO_2 in NO kann aber auch durch Photodissoziation erfolgen:

(24) $NO_2 + h\gamma \rightarrow NO + O$

wobei ein ungerades Sauerstoffteilchen rückgebildet wird, so dass (22) gefolgt von (24) keinen resultierenden Ozonverlust ergibt. Da mit abnehmender Höhe Reaktion (24) gegenüber (23) zunehmend überwiegt, nimmt die Ozonzerstörung durch NO_x in der unteren Stratosphäre stark ab. Entsprechend wird der ClO_x-Zyklus

(25) $Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2$

(26) $Cl + O \rightarrow Cl + O_2$

Summe: $O_3 + O \rightarrow 2\,O_2$

durch die Zusatzreaktionsfolge

(27) $ClO + NO \rightarrow Cl + NO_2$

(24) $NO_2 + h\gamma \rightarrow NO + O$

die ebenfalls ungeraden Sauerstoff produziert, in seiner Wirksamkeit eingeschränkt (auch er in der unteren Stratosphäre weit stärker als höher oben).
Ferner werden in der katalytischen Zerstörung durch die HO_x-Gruppe (die hier nicht näher diskutiert werden soll, da sie nach heutiger Auffassung im stratosphärischen Ozonbudget gegenüber NO_x und ClO_x etwas zurücktritt) Reaktionen mit atomarem Sauerstoff in der mittleren und unteren Stratosphäre durch solche mit Ozon abgelöst, die wesentlich langsamer verlaufen.
Zusammenfassend bedeutet dies, dass auch in der modernen Theorie die photochemische Ozonzerstörung (gleich wie die Bildung) in der unteren Stratosphäre recht langsam vor sich geht, und damit dort die Ozonverteilung in hohem Masse durch Transportvorgänge bestimmt wird.

Die relative Bedeutung der einzelnen Radikalgruppen – untereinander und im Vergleich zur direkten Reaktion $O + O_3$ – ist stark höhenabhängig. Während oberhalb 50 km (Mesosphäre) der Gehalt an ungeradem Sauerstoff (O und O_3) in erster Linie durch die HO_x-Chemie bestimmt wird, die auch in der untersten Stratosphäre wieder hervortritt (wo aber wegen ihrer Langsamkeit die Bedeutung der photochemischen Vorgänge gering ist), dominiert NO_x zwischen 25 und 45 km, heute noch gefolgt von ClO_x, wobei letzteres bei weiterer massiver Abgabe von CFM an die Atmosphäre schliesslich dominieren könnte. Der atmosphärische Gesamtozongehalt wird also in hohem Masse durch den stratosphärischen Gehalt von NO_x und ClO_x bestimmt. Die durch Reaktion (9) eingeleitete Oxydationskette des Methans bewirkt keine katalytische Zerstörung ungerader Sauerstoffteilchen, dagegen kann ihr weiterer Ablauf in der untersten Stratosphäre und in der Troposphäre, d.h. in einer Höhe, wo keine O_2-Dissoziation mehr stattfindet, durch Wechselwirkung mit NO_x und HO_x zur Ozonbildung führen. Diese Prozesse, die wahrscheinlich quantitativ nicht ins Gewicht fallen, sind jenen ähnlich, die in sog. Smog-Situationen (ungesättigte Kohlenwasserstoffe + NO_x + HO_x) in Bodennähe starke lokale Ozonbildung bewirken.
Wegen der starken Wechselwirkung zwischen den einzelnen Radikalgruppen, wie sie z.B. durch die Reaktionen (15)-(17), (20), (27) und vor allem durch

(28) $HO_2 + NO \rightarrow NO_2 + OH$

gefolgt von (24) entsteht, ist das Ozonzerstörungspotential der einzelnen Radikalgruppen nicht einfach additiv, und die Wirkung einer z.B. anthropogen bedingten Zunahme einer Radikalgruppe kann stark davon abhängen, in welchem Masse die anderen vertreten sind. Abb. 5 zeigt schematisch diese gegenseitige Beeinflussung der Radikalgruppen.
Deshalb hatte die Einführung einer durch Laboratoriumsmessungen gewonnenen neuen, gegenüber vorher stark erhöhten Reaktionsgeschwindigkeit für (28) in die Modellrechnung nicht nur eine kräftige Änderung der Ansichten über die Wirksamkeit von

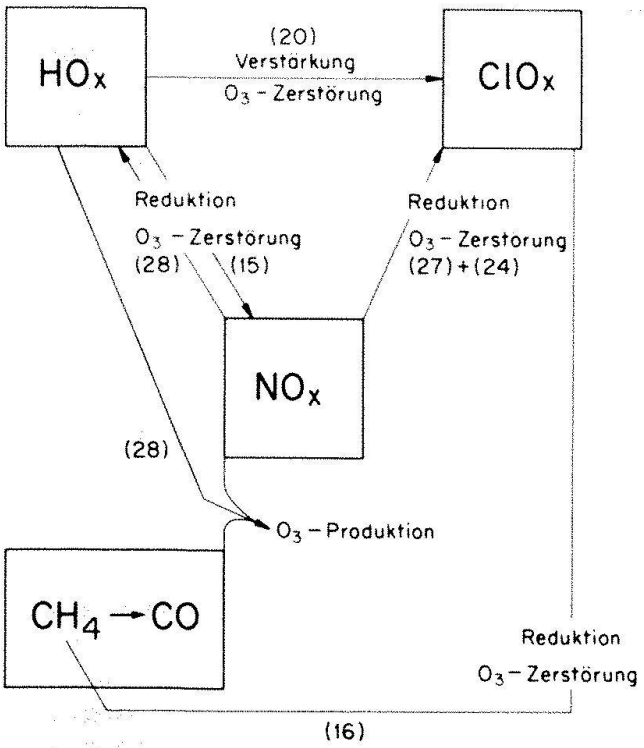


Abb. 5. Beeinflussung der Ozonzerstörung (-bildung) durch Wechselwirkung zwischen den Radikalgruppen (in Klammern die wichtigsten dazu beitragenden Reaktionen).

Überschallflugzeugen auf die Ozonschicht zur Folge, sondern brachte die mit der Einführung der ursprünglich nicht beachteten Reaktion (17) in die Modellrechnung herabgesetzte Zahl betr. die Wirksamkeit der CFM-Verbindung auf die Ozonschicht wieder mindestens auf das ursprünglich errechnete Niveau zurück.

Das Spraydosenproblem

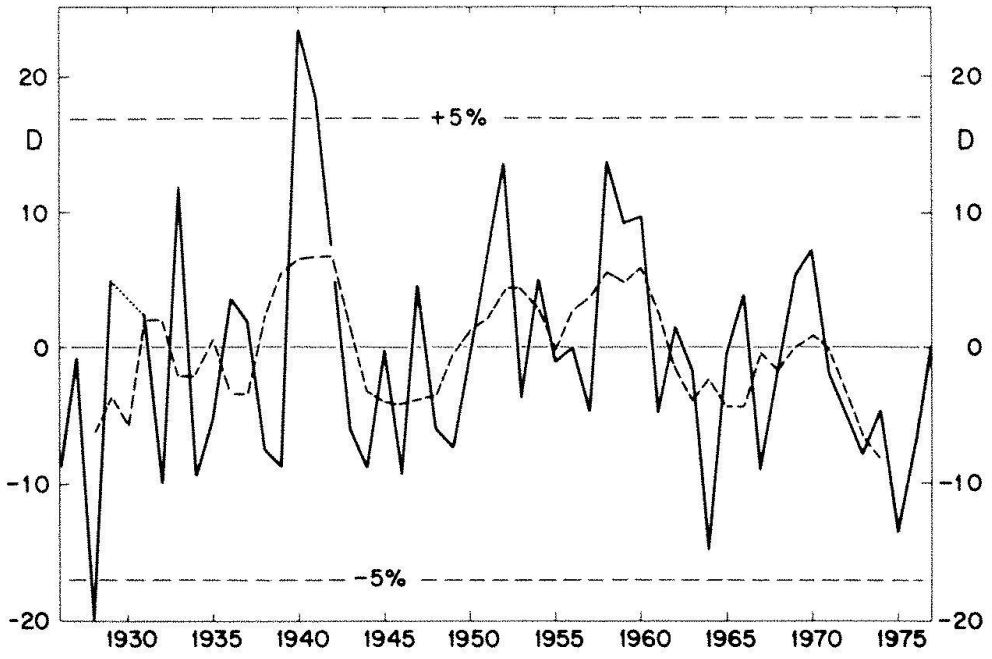
Mit der Erkenntnis, dass die Ozonzerstörung im photochemisch aktiven Teil der Schicht zum grössten Teil zu Lasten von Spurenstoffen geht, war nun auch die Möglichkeit der menschlichen Beeinflussung dieser lebenswichtigen Schutzschicht gegeben, sei es durch direktes Einbringen der wirksamen Radikale in die Stratosphäre oder durch künstliche Erhöhung des Gehaltes an (quasiinerten) Muttersubstanzen in irgendeinem Teil der Atmosphäre.
Die in der ersten Hälfte der 70er Jahre befürchtete und eingehend studierte Möglichkeit einer Schädigung der Ozonschicht durch den direkt in die Stratosphäre erfolgenden NO_x-Ausstoss von Überschallflugzeugen (National Academy of Sciences 1975) erscheint gegenwärtig in Anbetracht des neuen Wertes der Reaktionskonstanten k_{28} für Flughöhen unterhalb 20–25 km irrelevant. Ob die seit einigen Jahren diskutierte Schwächung der Ozonschicht dank stark gesteigerter Stickstoffkunstdüngung (via dadurch bewirkten erhöhten N_2O-Ausstoss in die Atmosphäre) ein wesentliches Ausmass annehmen könnte, lässt sich gegenwärtig nicht abschätzen, da der natürliche N_2O-Kreislauf nicht genügend gut bekannt ist (Pierotti und Rasmussen 1977).
Die Kontroverse um die mögliche Beeinträchtigung der Ozonschicht konzentriert sich heute auf die befürchtete Wirkung der meist mit den Markennamen «Freon» 11 und 12 bezeichneten Chlorfluorkohlenwasserstoffe ($CFCl_3$ und CF_2Cl_2, im folgenden mit der englischen Abkürzung CFM bezeichnet), die in den vergangenen Jahren in rasch zunehmendem Masse in die bodennahe Atmosphäre gebracht wurden (zu etwa 55% als Spraydosentriebmittel, zu fast 30% durch Verluste aus Kühlaggregaten sowie durch eine Reihe weiterer Anwendungen). Durch die allgemeine Zirkulation in die Stratosphäre transportiert, führen sie zur Bildung der ClO_x-Gruppe (Reaktionen (11) und (12)). Heute stammt zwar wahrscheinlich noch etwa die Hälfte des stratosphärischen ClO_x-Gehaltes aus CH_3Cl (Methylchlorid), das grösstenteils natürlichen Ursprungs sein dürfte (Produktion durch Kleinlebewesen im Meer, aber auch durch vom Menschen entfachte Steppenbrände, vor allem im tropischen Afrika), sowie in geringerem Masse aus anderen Chlorkohlenwasserstoffen. Der anthropogen produzierte Anteil wird aber bald überwiegen, auch wenn die CFM-Produktion auf dem heutigen Stand (ca. $5 \cdot 10^5$ t/Jahr) stabil bleibt, weil der atmosphärische Gehalt an CFM's und erst recht die stratosphärische ClO_x-Konzentration noch keineswegs im Gleichgewicht mit der gegenwärtigen anthropogenen Produktion stehen. Sogar bei deren völliger Einstellung würde die Ozonwirksamkeit des ClO_x infolge der relativen Langsamkeit der Transportvorgänge (sowohl CFM-Transport in die Stratosphäre wie ClO_x-Rücktransport in die Troposphäre) noch während einiger Jahre ansteigen und auch nachher nur sehr langsam wieder abklingen (Crutzen et al. 1978; Hudson 1977).

Die hier geschilderten, erstmals 1974 durch Rowland und Molina (Rowland und Molina 1975) geäusserten Befürchtungen sind durch die intensive Forschung der letzten Jahre im wesentlichen nicht widerlegt worden. Messungen haben einen stratosphärischen Gehalt an CFM sowie des Folgeproduktes HCl ergeben, der mit den theoretischen Vorhersagen vernünftig übereinstimmt. Neueste direkte Messungen der Konzentration des aktiven Radikals ClO ergaben bei sehr grosser Schwankungsbreite sogar unerklärlich hohe Werte, die zwar die Bedenken keinesfalls beseitigen, aber doch einige Zweifel an der Zuverlässigkeit der Modellrechnungen aufkommen lassen. Es muss aber angefügt werden, dass diese sehr schwierigen Messungen bisher nur mit einer einzigen Methode ausgeführt wurden. Eine exakte quantitative Übereinstimmung kann sowohl wegen der noch vorhandenen Messungenauigkeit (sehr kleine Konzentration!) wie auch infolge der notwendigen Vereinfachungen in der Modellrechnung (vor allem beim Transport) heute ohnehin nicht erwartet werden. Eine schematische Darstellung des Spurenstofftransports ist in Abb. 4 gegeben.

Eine sehr sorgfältige Untersuchung, die der National Research Council der Academy of Sciences der Vereinigten Staaten unter Mitarbeit einer grossen Anzahl von Spezialisten durchgeführt hat, führte zum Ergebnis, dass bei einer auf dem Niveau 1977 konstant gehaltenen Produktion der CFM's nach dem Erreichen eines Gleichgewichtszustandes (erst nach über 200 Jahren) eine Reduktion der Ozonschicht um 15% mit Unsicherheitsgrenzen zwischen 4 und 30% eintritt. Unter dem Eindruck dieser Ergebnisse haben amerikanische Regierungsstellen ein Verbot von sogenannten «non-essential uses», d.h. von CFM-Spraydosen für Körperpflege und Haushaltanwendungen erlassen.

Die betroffene Industrie hat sich gegen Massnahmen vor allem mit der Feststellung gewehrt, dass die Beweise nicht genügend schlüssig seien, um die sie schwer treffenden Einschränkungen anzuordnen. Sie führt ins Feld, dass die Möglichkeit einer troposphärischen Senke für CFM's bestehe, was die Auswirkung auf die Ozonschicht vermindern und vor allem die Erholung nach einem später doch verfügten Produktionsstop beschleunigen würde. Eine einigermassen ins Gewicht fallende Senke konnte allerdings bisher nicht namhaft gemacht werden, und die Genauigkeit der verfügbaren CFM-Konzentrationsmessungen reicht noch nicht ganz aus, um aus Bilanzüberlegungen (bisheriger Ausstoss – atmosphärischer Gehalt) indirekte Schlüsse zu ziehen. Ferner wird angeführt, dass die Entdeckung noch unbekannter Reaktionen (in den oben erwähnten Unsicherheitsgrenzen nicht berücksichtigt) die gegen-

Abb. 6. Variabilität der Jahresmittelwerte in der 50jährigen Ozonmessreihe in Arosa (Schweiz). Gestrichelt: 5jährig-übergreifende Mittel.



wärtigen chemischen Modelle der Stratosphäre wesentlich modifizieren könnte, wobei als Beispiel die Reaktion (17) dient (Bildung von $ClNO_3$), deren Entdeckung seinerzeit die vorhergesagte Ozonzerstörung um gut 40% vermindert hatte. Wie erwähnt ist durch die Verwendung der neuen Reaktionskonstanten für (28) die von den Modellen prognostizierte Ozonreduktion wieder mindestens auf den ursprünglichen Wert gestiegen.

Warum wollte man mit einem einzelne Wirtschaftszweige recht hart treffenden Verbot nicht zuwarten bis die prognostizierte Ozonverminderung durch die Beobachtung wirklich nachgewiesen ist – was heute noch nicht der Fall ist – oder bis durch Vergleich von Spurengasmessungen und Modellresultaten diese als hieb- und stichfest angesehen werden können? Es gibt dafür eine Reihe von Gründen. Einmal ist die natürliche Schwankungsbreite des atmosphärischen Ozongehalts infolge der Transportvorgänge, kurzfristig im Zusammenhang mit dem Wetterablauf, langfristig als Folge von noch nicht voll verstandenen Variationen der globalen Zirkulation, so gross (vergl. Abb. 6, 7, 8), dass die Ozonmessung den gesicherten Nachweis eines CFM-Einflusses auf den weltweiten Ozongehalt erst zulässt, wenn dessen Verminderung ein Ausmass erreicht hat, das nicht mehr tolerierbar erscheint.

Im 40 km Niveau, wo nach den Modellrechnungen die Ozonverminderung durch die CFM-Einwirkung am grössten sein sollte (schon heute gegen 10%) scheint andererseits die natürliche Variabilität ebenfalls besonders hoch zu sein (Abb. 9), wobei möglicherweise – der Zusammenhang ist noch keineswegs gesichert – hier der Sonnenfleckenzyklus einen Einfluss hat. Ferner ist die Messgenauigkeit in diesem Niveau herabgesetzt; ein Teil der in Abb. 9 gezeigten Variabilität könnte durch Änderungen des stratosphärischen Aerosolgehalts z. B. in Zusammenhang mit Vulkanexplosionen vorgetäuscht werden, indem die Zenithimmelslichtmessungen, aus denen die Ozonkonzentration in diesem Niveau bisher bestimmt wurde, verfälscht werden.

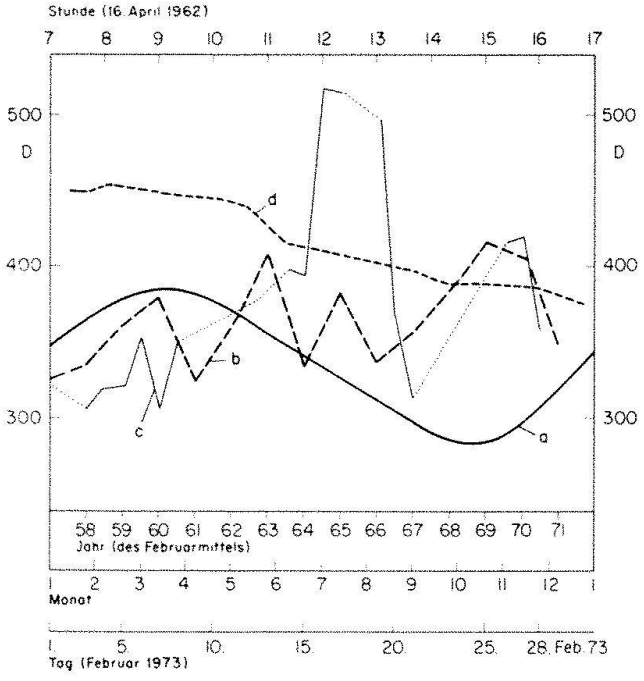


Abb. 7. Variabilität des lokalen Gesamtozonwertes (Arosa)
a) Mittlerer Jahresgang, b) Schwankung des Mittelwertes eines Monats (Februar) von Jahr zu Jahr, c) Tag zu Tag Schwankung im Februar 1973, d) Extreme Änderung innerhalb eines Tages (15. April 1962).

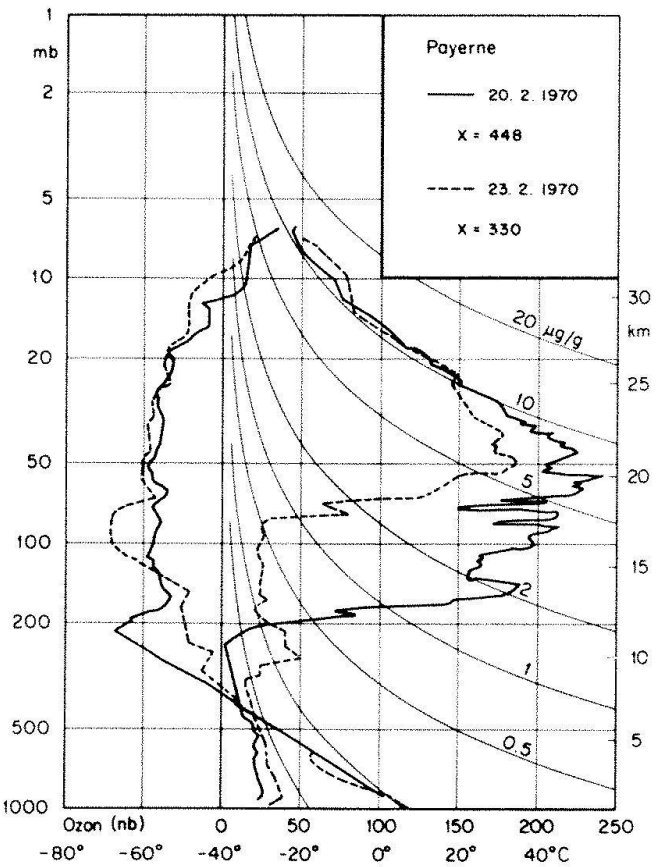


Abb. 8. Die in Abb. 5 und 6 gezeigte Variabilität des Ozons hat ihren Sitz vor allem in der unteren Stratosphäre, wie der Vergleich von zwei nur 3 Tage auseinanderliegenden Sondierungen zeigt.

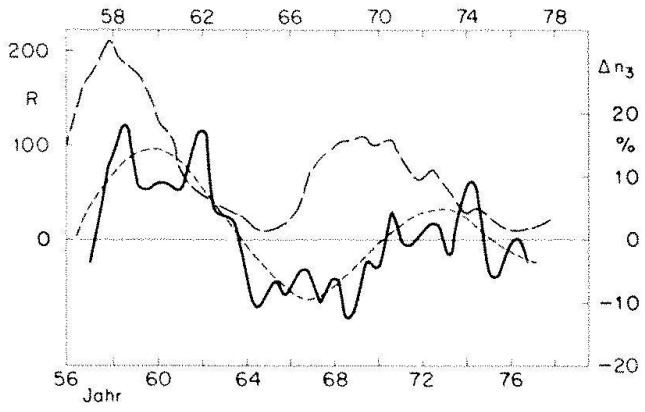


Abb. 9. Die Schwankung des Ozongehaltes in der oberen Stratosphäre nach der Umkehrmethode (Messungen am UV-Zenithimmelslicht über Arosa): Abweichung vom langjährigen Mittel in Prozent. ——— Ozonkonzentration, Jahresgang eliminiert, leicht geglättet. ----- Ozonkonzentration, stark geglättet. – – – – Sonnenfleckenrelativzahl R.

Geplantes internationales Forschungsprogramm

Wie die Ausführungen im vorhergehenden Abschnitt zeigen, kann heute nicht bezweifelt werden, dass die mögliche anthropogene Beeinträchtigung der Ozonschicht ein wichtiges Umweltproblem darstellt, dem unbedingt Beachtung zu schenken ist. Hingegen sind die Grösse und die Folgen der Einwirkung noch recht ungenau bekannt. Deshalb ist ein grosszügiges internationales Forschungsprogramm angelaufen, dessen Organisation sich auf die Meteorologische Weltorganisation (WMO) und auf das Umweltprogramm der Vereinigten Nationen (UNEP) stützt, dessen praktische Durchführung aber in erster Linie Sache der einzelnen Mitgliedstaaten sein soll. Die erste Stufe, während 3–4 Jahren, besteht in einem konzentrierten Messprogramm sowohl zur Festlegung der Ozonverteilung und ihrer jahreszeitlichen Schwankung, die noch keineswegs mit genügender Genauigkeit bekannt sind, wie auch der Verteilung der übrigen Spurengase, Radikale und andere, wobei wegen der Wechselwirkung zwischen den einzelnen Gruppen möglichst viele Substanzen simultan gemessen werden sollen, um die Richtigkeit der chemischen Modelle zu prüfen. Der ersten Anstrengung, mit der man eine eigentliche «Klimatologie» der fraglichen Substanzen erhalten möchte, soll ein über längere Zeiträume sich erstreckendes Überwachungsprogramm folgen, das sich auf eine kleinere Anzahl von Schlüsselsubstanzen beschränken kann. Satellitenmessungen werden dabei neben konventionellen Methoden eine rasch zunehmende Bedeutung erlangen. Auch der erste Spacelabeinsatz soll einen wesentlichen Beitrag liefern.

Aus den erwähnten Gründen wollte man für die ersten einschränkenden Schritte in Bezug auf CFM-Pollution die Resultate dieser Programme nicht abwarten. Mit einem Verbot der sogenannten «non-essential uses» ist aber das Problem noch keineswegs aus der Welt geschafft, da die Abgabe an die Atmosphäre dadurch schätzungsweise nur um ein Drittel vermindert wird. Man hat aber immerhin Zeit gewonnen, um einerseits die nötigen technischen Vorarbeiten für einen eventuellen Ersatz von F11 und F12 in lebenswichtigen Gebieten (z.B. Kühlmaschinen) zu leisten und um andererseits schwerwiegendere Entscheide auf die Ergebnisse des weltweiten Messprogramms und der damit verknüpften Anstrengungen in den Laboratorien und im Bereich der Modellrechnungen abzustützen. Dabei müssen parallel zum Messprogramm die theoretischen Untersuchungen (Modellierung der Atmosphäre in Bezug auf die chemischen Prozesse wie auf die Transportvorgänge) intensiviert und, wenn nötig, koordiniert werden. Vor allem aber muss auch ein multidisziplinäres Forschungsprogramm zur Abklärung der Folgen eines anthropogenen Eingriffs in die Ozonschicht in Gang gebracht werden.

Mögliche Folgen einer Veränderung der Ozonschicht

Über solche Auswirkungen sind gesicherte Kenntnisse noch kaum vorhanden und zwar sowohl in biologischer wie in klimatologischer Hinsicht. Aufgrund statistischer Untersuchungen wurde eine Zunahme der Hautkrebshäufigkeit mit abnehmender Dicke der Ozonschicht aufgezeigt, über andere, unter Umständen viel wichtigere Auswirkungen auf komplexe ökologische Systeme oder in Bezug auf weitere schädliche – oder möglicherweise auch günstige – Einflüsse eines erhöhten UV-Pegels auf Mensch-, Tier- und Pflanzenwuchs weiss man noch äusserst we-

nig, doch ist die Forschung ebenfalls intensiv angelaufen.

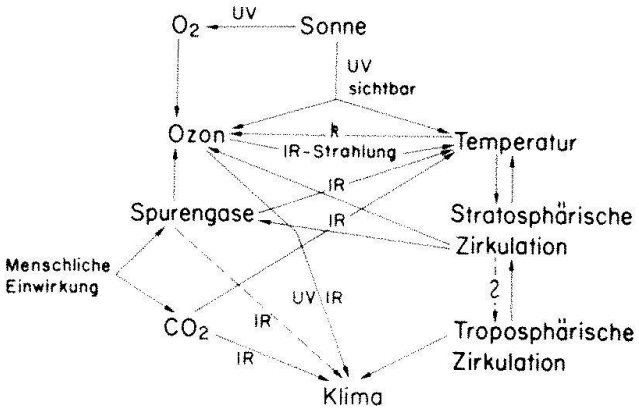


Abb. 10. Schema des Rückkoppelungssystems Ozon- und Spurengasverteilung - infrarotes Strahlungssystem - Stratosphärentemperatur - stratosphärische Zirkulation - troposphärische Zirkulation, unter Einwirkung der Sonnenstrahlung; Auswirkung auf die weltweite Klimaverteilung.

Dasselbe gilt in Bezug auf mögliche klimatische Folgen. Die UV-Absorption des Ozons stellt die eigentliche Heizung der Stratosphäre dar, die einen Wiederanstieg der Temperatur bis zu einem Maximum in 50 km Höhe hervorruft (Abb. 2). Eine anthropogene Veränderung der Ozonverteilung muss zu einer Modifikation der stratosphärischen Temperaturverhältnisse und damit der grossräumigen Zirkulation in diesem Niveau führen. Wegen mannigfaltiger Rückkoppelungen in diesem System (Abb. 10) ist aber eine quantitative Abklärung äusserst schwierig; erst recht weiss man noch sehr wenig über eine Rückwirkung von Veränderungen in der Stratosphäre mit ihrer geringen Masse auf die Zirkulation in der Troposphäre, die das Klima und seine Verteilung beeinflussen könnte, wobei auch die allfällige Modifikation des Strahlungshaushaltes am Boden berücksichtigt werden müsste, wie sie sich aus Änderungen des Ozongehaltes oder aus direkter Wirkung z. B. der im Infrarot absorbierenden CFM's ergeben würde. Bevor das Gegenteil bewiesen ist, muss man damit rechnen, dass man es hier mit einem Problem zu tun hat, das der möglichen Klimabeeinflussung durch CO_2-Vermehrung (Verbrauch der fossilen Brennstoffe), durch Erhöhung der Lufttrübung oder bei weiterhin ansteigender Energieerzeugung durch anthropogene Wärmebelastung der Atmosphäre gleichberechtigt zur Seite steht, wobei die beiden miteinander gekoppelt sind, da die als Folge einer CO_2-Erhöhung erwartete Abkühlung der Stratosphäre der Ozonzerstörung entgegenwirken könnte. Bei der aus Abb. 10 ersichtlichen ungewöhnlichen Komplexität des Problems ist es jedoch völlig verfehlt, sich mit dieser Möglichkeit zu trösten.

Infolge neuer Werte der Reaktionskonstanten einiger Reaktionen mit OH-Radikalen liegen gegenwärtig (1981) die Modellvorhersagen für die Schwächung der Ozonschicht nach Erreichen eines Gleichgewichts mit ab heute konstanter CFM-Emission in die Atmosphäre wieder niedriger, mit einem wahrscheinlichsten Wert zwischen 5 und 10%; dafür wird wieder mit einer Schwächung der Ozonschicht durch Flugzeuge gerechnet, sofern diese oberhalb von 15 km fliegen.

Literatur

Chapman, S. 1930: A Theory of Atmospheric Ozone, Mem. Roy. Meteorol. Sci. 3, 103–125.

Crutzen, P.J., Isakson, I.S.A. and Afee, J.R.Mc. 1978: The Impact of the Chlorocarbon Industry on the Ozone Layer. JGR. 83, 345–363.

Dütsch, H.U. 1977a: Computation of the world wide ozone flux divergence between 10 and 30 km by combining a photochemical model with the observed ozone distribution. Proceedings of the Joint Symposium on Atmospheric Ozone of IOC and ICACGP in Dresden, Vol. I, 21–36.

Dütsch, H.U. 1977b: Ozonschicht und stratosphärisches Spurengassystem. Chimia 32 (1978) 149–163.

Hudson, R.D., ed.: Chlorofluoromethanes and the Stratosphere (1977). NASA Reference Publication 1010; 266.

National Academy of Sciences 1975: Environmental impact of stratospheric flight. Biological and climatic effects of aircraft emissions in the stratosphere.

Pierotti, D. and Rasmussen, R.A. 1977: The Atmospheric Distribution of Nitrous Oxide. JGR. 82, 5823–5832.

Rowland, F.S. and Molina, M.J. 1975: Chlorofluoromethanes in the environment. Rev. Geophys. and Space Phys., 13, 1–35.

Anschrift des Verfassers:

Prof. Dr. H.U. Dütsch
Laboratorium für Atmosphärenphysik
ETH-Hönggerberg
CH-8093 Zürich

Les sprays: un dilemme pour les consommateurs

Michèle Sandrin

Je suis confuse de venir mêler ma voix de profane dans cette lignée d'éminents spécialistes et de faire ainsi descendre le débat de quelques degrés. Mais, peut-être, n'est-il pas inutile que ces spécialistes prennent conscience de l'effet produit sur le grand public par l'information scientifique ou pseudo-scientifique. Peut-être l'accuseront-ils moins facilement d'égoisme et d'inconséquence. Et les controverses successives sur les bombes aérosols semblent exemplaires pour démontrer la confusion dans laquelle les contradictions scientifiques plongent l'homme de la rue et plus encore une association comme la FRC qui voudrait provoquer un usage responsable des biens de consommation et amener les gens à envisager les répercussions à court et long terme et faire le bilan des coûts sociaux de leurs habitudes d'achats. Mais nous n'avons aucune idéologie et nous ne pratiquons pas d'autre doctrine politico-économique que de défendre les intérêts et les droits des consommateurs (dont font partie le droit à la santé et le droit à la sécurité). Nous ne voulons pas être ce que Michel Péricard, l'auteur de l'émission «La France défigurée», appelle des «éco-braillards» et voir le cancer embusqué partout où il y a progrès. Nous ne nous sentons pas de vocation masochiste qui voudrait que l'on prive les gens, sans raison, de tout ce qui leur facilite la vie ou qu'on leur fasse peur de tout pour gâcher tous leurs plaisirs. Or, l'invention des sprays a, sans conteste, facilité la vie des gens. Il faut avoir vécu les multiples anxiétés que comportait le simple remplissage, sur un évier, d'un vaporisateur d'insecticide pour traiter les plantes. Où déposer le bouchon du toxique concentré? Comment opérer sans se tromper un dosage 1:25 ou 1:100? Où trouver la mesure adéquate? Que faire si le récipient déborde, ou pire, s'il se renverse dans l'évier? L'eau et le savon viendront-ils à bout du poison? Que faire de l'inévitable reste que l'on n'ose ni vider dans les égoûs, ni sur le gazon voisin pour savoir combien de problèmes a résolu l'apparition d'aérosols prêts à l'usage. Et les affreuses séances où il fallait badigeonner la gorge de l'enfant malade avec un morceau d'ouate imbibé d'un médicament et fixé au bout d'un crochet de fer, remplacées par une simple dispersion au moyen d'un spray! Et les asthmatiques soulagés, sans inhalations compliquées, etc... etc... Bien sûr, comme toute invention, celle des sprays a ses chancres dus à l'imagination fertile des spécialistes de marketing en quête d'un créneau libre. Et chacun peut se passer de chantilly, de ketchup, de mayonnaise ou d'huile en spray. Bien sûr, il y a eu la création de toute pièce de besoins nouveaux comme celui des déodorants, par persuasions clandestines et successives, fort bien décrites par Dichter dans «La stratégie du désir». Il s'agit donc pour nous de faire un bilan risque-bénéfice. Si les sprays mettent en danger l'ozone stratosphérique, aucun bénéfice, si grand soit-il, ne peut être mis sur l'autre plateau de la balance.

Pour vous faire comprendre notre perplexité, il faudrait que j'aie le temps de vous décrire les multiples contradictions en tous genres auxquelles nous avons été confrontées avec les sprays. Sur la toxicité des propulseurs au fluorocarbone, d'abord dits inoffensifs, puis dont l'inhalation concentrée a provoqué la mort chez de jeunes drogués, puis réhabilités, la dose léthale étant plus élevée que celle du sel de cuisine. Puis il y a eu le problème des contenants qui, inhalés, provoqueraient diverses maladies. Les colles pour bricolage décrétées mutagènes sont interdites aux USA. Le Service fédéral de l'hygiène publique à Berne prétend que la décision américaine repose sur des présomptions et non sur des faits vérifiés. Quant aux effets des laques à cheveux sur les poumons, la littérature de

ces trois dernières années sur le sujet comporte autant de travaux confirmant qu'infirmant la thèse de leur toxicité.
Si la responsabilité et la sécurité du consommateur lors de l'usage d'aérosol ne sont pas clairement définies lorsqu'il s'agit de données qui nous semble-t-il pourraient être techniquement, scientifiquement, médicalement appréhendées, cela devient des plus obscurs lorsqu'il s'agit de la stratosphère et des problèmes d'ozone.
En 1974, nous avons pris connaissance des travaux de Molina et Rowland publiés dans le journal «Nature» et de leur théorie désormais célèbre selon laquelle le fluorocarbone utilisé dans les aérosols participerait à la destruction de l'ozone stratosphérique. D'après eux, la couche d'ozone diminuera de 5 à 7% jusqu'en 1995 et de 30 à 50% d'ici 2050. Avec une diminution d'ozone de 5%, on aurait 40000 cancers de la peau de plus par année aux USA et 1500000 dans le monde. A l'Université du Michigan, des chercheurs prédisent une diminution de 10% d'ici 1985 ou 1990 et, en 1976, ils se corrigent en disant que l'éventuelle dégradation de la couche d'ozone avait été surestimée de 300%. Un travail de l'Université d'Harvard parlait d'une dégradation de 40% d'ici 1995 pour dire ensuite qu'elle avait été exagérée de quatre fois. Aux USA toujours, l'Administration nationale des océans et de l'atmosphère indique que, de 1955 à 1970, la couche d'ozone a sensiblement augmenté et que, depuis 1970, elle marque une légère tendance à diminuer. En 1975, la revue «Science et Vie» publiait un article affirmant que les sprays dégradaient la couche d'ozone avec des résultats qui seront catastrophiques pour la planète et ses habitants. Dans le même numéro de la même revue, un article affirmait que les centrales thermo-électriques faisaient dangereusement augmenter la couche d'ozone avec des conséquences guère moins tragiques. En 1976, ici même, à l'EPFZ, lors d'un symposium intitulé «In der Debatte: Chemie», le Professeur Korte de l'Université technique de Munich et de l'Institut de chimie écologique de la société pour la recherche sur les rayonnements et l'environnement, déclarait qu'il y a peu de chance pour que les fluorocarbones aient une influence quelconque sur l'ozone stratosphérique. D'abord parce que les sources naturelles de radicaux Cl, susceptibles de réagir avec l'ozone et qui existent depuis la nuit des temps, sont plus importantes que celles provenant de l'activité humaine. Par exemple, le tétrachlorure de carbone est émis par les algues marines en quantités comparables à celles des fluorocarbones émis par les aérosols. Ensuite, dans la stratosphère, les radicaux Cl peuvent participer à d'autres réactions que celles qui conduisent à la dégradation de l'ozone. Enfin, depuis qu'on utilise des fréons, la concentration moyenne de l'ozone stratosphérique augmente tous les dix ans de 7,5% dans l'hémisphère nord et de 2,5% dans l'hémisphère sud. De plus, dans la traduction d'un article dont nous n'avons malheureusement pas relevé les coordonnées, on faisait remarquer que la couche d'ozone accuse de très sensibles variations entre le nord et le sud, entre l'est et l'ouest, entre le jour et la nuit, entre les saisons. La couche d'ozone serait nettement plus faible au-dessus des plaines de Sibérie qu'au-dessus de l'Europe où la densité et l'activité humaines sont très fortes et il n'y aurait, proportionnellement pas plus de cas de cancers de la peau en Sibérie qu'en Europe. Cependant, une étude américaine révèle que le nombre des cancers de la peau est plus élévé au Sud qu'au Nord du pays où les gens sont moins exposés aux UV. Enfin, le gouvernement américain interdit la fabrication des aérosols à base de fluorocarbones dès le 15 octobre 1978 et leur mise en vente dès le 15 décembre. Il préconise leur remplacement par des hydrocarbures qu'une instance fédérale des mêmes USA jugeait trop dangereux à utiliser il y a trois ans à peine. En effet, ce type de propulseurs explose et a un effet de torche, c'est-à-dire que le gaz enflammé, en se dilatant, allume le malheureux utilisateur de la tête aux pieds. Le gouvernement suédois a suivi l'exemple américain, le gouvernement canadien semble préparer une décision analogue. Puis, dans un compte-rendu d'un congrés à Rüschlikon sur le thème «Faut-il interdire les sprays», Chemische Rundschau dit qu'il a été admis à l'unanimité que le chlorofluorométhane réagit avec l'ozone stratosphérique et que les scientifiques se sont montrés d'accord pour dire qu'une diminution de la couche d'ozone de 10% amènerait une augmentation de 20% du rayonnement UV et une augmentation pa-

rallèle de 30 à 50% des cancers de la peau. Enfin, en octobre 1978, dans une émission TV suisse alémanique consacrée au Jungfraujoch, M. Flückiger, physicien à l'Université de Berne, et qui s'occupe de l'analyse du spectre solaire, affirmait que les fréons se retrouvent dans la stratosphère et réagissent avec la couche d'ozone.

Alors, comment voulez-vous que le bon peuple se retrouve dans tout ce fatras et adopte une attitude responsable? Etes-vous étonnés en parcourant les renseignements que nous avons glanés au hasard, mais dans des revues sérieuses, au cours de ces 4 dernières années, qu'une frange toujours plus grande de la population perde la foi dans la science et les scientifiques pour se tourner vers n'importe quel charlatan?

Quant à nous, qui n'avons pour science que notre bonne volonté et qui, je le répète, ne professons aucune idéologie, nous n'avons aucune raison d'attacher plus de crédit aux travaux des professeurs de Harvard ou de Michigan qu'à ceux de Zürich ou de Munich, vous imaginez-vous notre perplexité lorsque nous devons donner à nos lecteurs les conseils qu'ils attendent et qu'ils nous demandent? Depuis des années, nous leur répétons que, chaque fois qu'ils le peuvent, ils doivent éviter d'acheter un produit présenté en bombe aérosol et donner la préférence à d'autres conditionnements. Nous tenons à la disposition de ceux qui le désirent une liste des produits de remplacement que l'on trouve sur le marché suisse.

Mais à notre époque où les manichéens parlent haut, où l'on veut que les choses soient toutes noires ou toutes blanches, une telle attitude ne satisfait personne. Ni l'Association suisse des fabricants d'aérosols qui, a plusieurs reprises nous a reproché de mettre en péril, bien à la légère, les 2000 places qu'elle offre sur le marché suisse de l'emploi, ni les écologistes qui attendent une attitude plus ferme et voudraient que nous demandions aux consommateurs de boycotter les sprays et aux autorités de calquer leur position sur celle des USA et de la Suède, ni nous-mêmes car si les fluorocarbones attaquent la couche d'ozone, on ne peut attendre des années pour prendre une décision. Pour les consommateurs, le dilemne reste entier. Nous pensons que la décision politique adéquate - interdiction partielle ou totale des sprays, utilisation d'un propulseur sans problème - doit être provoquée par les scientifiques. Nous sommes prêtes à les appuyer par tous les moyens à notre disposition. Eux seuls ont suffisamment de crédit pour qu'on n'ose pas opposer à leur demande la thèse contradictoire d'un autre groupe de savants.

Sortir des laboratoires pour dénoncer les dangers et exiger des mesures ou, au contraire, rassurer le public contre de fausses alertes, devient pour les scientifiques, principalement ceux des Instituts de nos hautes écoles, une impérieuse nécessité.

Adresse de l'auteur:

Michèle Sandrin
Présidente Fédération romande
des consommatrices
22, Chemin des Minoux
CH-2900 Porrentruy

Diskussionsbeitrag

Hans Kübler

Im täglichen Leben nimmt man das Wort Problem gerne in den Mund, um sich nicht den Vorwurf machen zu lassen, eine Sache zu leicht zu nehmen, um sich gegen alle Möglichkeiten abzusichern und vielleicht auch, um eine gewisse Unkenntnis zu überdecken. Dabei muss man sich gerade von der wissenschaftlichen Seite aus gesehen oft wundern, wie eine Frage, hervorgerufen durch eine Hypothese, zu einem in aller Mund diskutierten Problem gemacht wird. Ich finde, dass man dabei mit den Begriffen und Anschuldigungen sehr leichtfertig umgeht. Heute setzt man Chemie = Gift = umweltfeindlich und übersieht, dass chemische Medikamente, Schädlingsbekämpfungsmittel und viele andere chemischen Stoffe der Existenz des Menschen und der Vollbeschäftigung dienen.

Beim 5. schweizerischen Treffen für Chemie im September in Basel wies Prof. Ch. Tamm darauf hin, dass die Chemie in den letzten Jahren in das Schussfeld der öffentlichen Kritik geraten sei. Diese erweise sich jedoch meist als ungerecht; denn es sei oft so, dass die Kritiker das, was Gegenstand der Kritik ist, weder genau kennen noch verstehen. Sie beziehen ihre Informationen aus zweiter oder dritter Hand, ihre Motive sind deshalb vorwiegend emotioneller Natur.

Die Aerosolpackung ist neben angewandter Physik auch angewandte Chemie und für diese Verpackung trifft daher das eben Gesagte im besonderen Masse zu.

Prof. Warnecke, Präsident der European Package Federation, hat schon anlässlich der SWISSPACK 1972 auf die Kontroverse Umweltschutz-Industrialisierung aufmerksam gemacht. Er sagte folgendes: «Wäre in den letzten 200 Jahren in unseren Ländern das, was man heute Umweltschutz nennt, so kompromisslos betrieben worden wie es jetzt von extremen Rufern nach Schutz unserer Umwelt gefordert wird, dann wären wir alle kleine Völker von Hirten und Landwirten geblieben. Würden wir andererseits die mit der massiven Zusammenballung von Menschen auf kleinem Lebensraum und mit dem zivilisatorischen Fortschritt eingetretenen Verschmutzung und Vergiftung der Luft, unseres Wassers und unseres Bodens weiterhin mit derselben Gleichgültigkeit hinnehmen, wie es allzulange geschehen ist, dann würden unsere Länder in keineswegs allzuferner Zeit zu einer nicht mehr bewohnbaren Region unserer Erde werden. Mit diesen Gegensätzen müssen wir fertig werden.»

Wenn nun die amerikanischen Forscher Rowland und Molina 1974 die Hypothese aufstellten, dass die Fluorkohlenwasserstoffe zum Abbau des Ozons führen, so hat die Aerosolindustrie diese Frage von vornherein nicht leicht genommen. Sie hat sich sofort mit Alternativ-Lösungen und Treibmitteln beschäftigt und zwar deshalb, weil der Verbraucher die Aerosolpackung wegen ihrer Vorteile besonders bei der Applikation bevorzugt. Weltweit gesehen wurden 1977 etwa ebensoviele Aerosolpackungen verbraucht wie das Jahr zuvor. Dann hat die Föderation Europäischer Aerosolverbände, die Dachorganisation von 15 nationalen Aerosolassoziationen in Europa, spontan erklärt, dass die Industrie die FKWs nicht mehr benutzen wird, wenn die Ozonzerstörungstheorie stimmt. Doch gerade hier bestehen berechtigte Zweifel, wie ich später ausführen werde.

Wenn nun vom Dilemma beim Verbraucher wegen der Verwendung von Aerosolpackungen gesprochen wird, so muss sich die Aerosolindustrie gegen eine solche Verallgemeinerung zur Wehr setzen. Zur Debatte steht nicht die Sprühdose, sondern eine Gruppe der verwendeten Treibmittel, die Fluorkohlenwasserstoffe. Das hat auch Mr. Rowland, der Urheber der Ozongefährdungstheorie, anlässlich des Symposiums des Gottlieb-

Duttweiler-Institutes am 17. und 18. Februar 1977 in Rüschlikon eindeutig bestätigt.
Die Aerosolhersteller und vor allem die FKW-Produzenten haben eine Unmenge Geld dafür ausgegeben, um bei wissenschaftlichen Instituten in der gesamten westlichen Welt die FKW/Ozon-Theorie klären zu lassen. Es kann daher dieser Industrie nicht vorgeworfen werden, sie würde die Sache zu leicht nehmen.
Lassen Sie mich auch das Positive an dieser Theorie erwähnen. Jetzt endlich hat man die Möglichkeit, sich mit den Vorgängen in der Stratosphäre eingehend zu befassen, die bisher nicht bekannt waren, und ich glaube, dass es den Menschen sehr nützlich sein wird, auch darüber etwas zu erfahren, was in unmittelbarer Umgebung unserer Erde passiert. Um nun diese Forschungen voranzutreiben, war es notwendig, neue und präzise Messmethoden zu finden und auszuarbeiten. Bereits heute liegen Messergebnisse vor und es gilt nun, diese richtig auszuwerten, zumal man inzwischen feststellen musste, dass die Vorgänge viel komplexer sind, als ursprünglich angenommen wurde.
Herr Prof. Dütsch hat uns die Entstehung und Bedeutung der Ozonschicht eingehend geschildert und auch in seinen Publikationen dargestellt.
Die Ergebnisse der letzten Messungen, welche für die Beurteilung der FKW/Ozon-Hypothese von Bedeutung sind, wurden in den FRIGEN-Informationen Stand Oktober 1978 wie folgt zusammengefasst. Dabei werden besonders jene Reaktionen und chemischen Stoffe behandelt, welche für die Modellversuche von Rowland und Molina zum Teil zu Grunde lagen:
1. Es besteht eine starke Diskrepanz zwischen den berechneten und tatsächlich gemessenen ClO-Konzentrationen, welche die bisherigen Modellrechnungen in Zweifel setzen müssen. Selbst wenn alles in der Stratosphäre vorhandene Chlor als ClO, dem Abbauprodukt aus Chlor und Ozon, vorliegen würde, könnte das nicht zum Aufbau der tatsächlich gemessenen ClO-Konzentration von 7 ppbv (part per Billion of volume = 1 Teil pro 10^9 Volumenteile) ausreichen. Die Modellrechnungen ergaben eine Konzentration von 2 ppbv.
2. Die Anwesenheit von Chlornitrat ($ClONO_2$) in der Stratosphäre wurde im Infrarotspektrum gefunden. Es bildet sich aus ClO und NO_2, d.h. aus 2 ozonabbauend wirkenden Molekülen wird ein inaktives gebildet, wodurch der vorausgesagte theoretische Ozonabbau verringert wird.
3. Die Bildung von HOCl, das aus HO_2 und ClO entsteht, erfolgt 10mal schneller als früher angenommen, auch das muss bei den Modellrechnungen berücksichtigt werden.
4. Zwangsläufig steigende Konzentrationen von CO_2 und anderen Spurenbestandteilen in der Atmosphäre führen zu vermehrter Ozonbildung. Im Juni 1978 wurde in Toronto bei der Tagung der Meteorologischen Welt-Organisation berichtet, dass die anthropogenen Stickoxide und Kohlenmonoxide letztlich in der Stratosphäre Ozon produzieren und somit einem etwaigen FKW-bedingten Ozonabbau entgegenwirken. Die ständig steigende CO_2-Konzentration in unserer Atmosphäre verändert die Strahlungsbilanz kontinuierlich und führt zur Abkühlung der Stratosphäre. Diese hat wiederum eine erhöhte Ozon-Produktion zur Folge. Bevor aber eine saubere und wissenschaftlich einwandfreie Beurteilung der FKW/Ozon-Theorie möglich ist, muss ein geschlossenes System erarbeitet werden, das alle Aspekte der CO_2-Erhöhung erklärt.
5. Eine anhaltende Ozonzunahme wurde von mehreren Autoren durch Messergebnisse bestätigt. Messungen der über die ganze Erde verteilten Wetterstationen zeigen, dass die Ozonmenge über der nördlichen Hemisphäre mit den anthropogenen Quellen zwischen 1962 und 1973 um 8% zugenommen hat. Ein Referent stellte daher bei der meteorologischen Welt-Organisations-Tagung in Toronto ironisch fest, dass entweder die vorhandenen Ozon-Messdaten «überraschend unrepräsentativ sind» oder dass die FKW/Ozon-Theorie «nicht genügend präzis ist».
6. Das Frühwarnsystem und der Ozontrend verstärken die Zweifel an der FKW/Ozon-Theorie. Wegen der beträchtlichen täglichen, jahreszeitlichen und in mehrjährigem Zyklus stattfindenden Ozonschwankungen, die sich gegenseitig überlagern, ist es schwierig, die natürlichen von den anthropogenen Effekten zu trennen. Amerikanische Wissenschafter haben deshalb ein sogenanntes Frühwarnsystem entwickelt, das eine solche Trennung zulässt und bei welchem alle statistischen Angaben verwertet wurden. Nach diesem

System müsste ein Ozonabbau von 20% in 100 Jahren, wie zuerst angenommen, heute schon erkennbar sein, was nicht der Fall ist. Bis 1982 müsste man eine Ozonabnahme von 10% und 1990 eine solche von 15% erkennen. Ein Autor, der Ozondaten gesammelt und ausgewertet hat, kommt zu folgendem Schluss: «Auf Grund der durchgeführen Ozon-Trend-Analysen ist die Voraussage eines 20%igen Ozonabbaus mit Sicherheit falsch, jener von 7% (genannt 1976 im Bericht der National Academy of Science (NAS)) ist vollkommen unwahrscheinlich. Ein Abbau von 2% kann heute weder bestätigt noch ausgeschlossen werden.»

Schlussfolgerungen

Die Bemühungen um die Aufklärung der FKW/Ozon-Hypothese werden unvermindert fortgesetzt. Jedes gewonnene Ergebnis wirft jedoch neue Fragen auf. Man muss daher einen 5jährigen Zeitraum zugestehen, bis die wahren Zusammenhänge aufgeklärt sind, und man sieht keinen Grund, voreilige Massnahmen zu ergreifen. Eine Studiengruppe der britischen Royal Society kommt in ihrem Bericht vom Juni 1978 zum gleichen Ergebnis.
Wenn die maximale Verringerung der Ozonkonzentration von ursprünglich angenommenen 20% in 100 Jahren tatsächlich eintreten sollte, so würde das eine Abnahme von 0,2% pro Jahr oder von 1% in 5 Jahren bedeuten. Das bedeutet, dass 1% Abnahme der Ozonschicht dem natürlichen Nord-Süd-Gefälle der Ozonkonzentration von ungefähr 180 km entspricht, dem jederman unterzogen ist, der seinen Wohnsitz von Manchester nach Birmingham oder von Frankfurt a.M. nach Stuttgart verlegt. Soweit der zusammenfassende Bericht über die heutige Situation.
Das in den USA und Schweden ausgesprochene Verbot der Verwendung von FKWs als Aerosoltreibmittel war voreilig, basierte nicht auf wissenschaftlichen Erkenntnissen und erfolgte ausschliesslich aus politischen Erwägungen. In der Stratosphäre sind an die 100 chemische Reaktionen möglich, wie viele stattfinden, muss noch geprüft werden, auf jeden Fall werden sie sich gegenseitig beeinflussen. Es ist daher sinnlos, einen Ausschnitt aus dem stratosphärischen Geschehen herauszunehmen, für sich allein zu betrachten und daraus Schlüsse zu ziehen und Verordnungen zu erlassen, wie es bei den FKWs geschehen ist. Man darf nicht übersehen, dass ein grosser Teil der in der Stratosphäre gefundenen Mengen an Spurengasen nicht anthropogen sind. Das trifft zu beim Methylchlorid, produziert durch kleine Lebewesen in den Meeren und den aus den Vulkanen ausgestossenen ungeheuren Mengen an Chlorverbindungen.
Die bisherigen Resultate aus den Messungen der Vorgänge in der Stratosphäre zeigen uns, dass unser Wissen mangelhaft ist. Um diese vorhandene Lücke auszufüllen, sind noch weitere wissenschaftliche Forschungen notwendig und diese werden noch viel Zeit beanspruchen. Wenn nun die Ozonmenge zwischen 1962 und 1973 um 8% in der nördlichen Hemisphäre zugenommen hat, erhebt sich die Frage, ob nicht die Ozonvernichtungs-Theorie durch die FKW-Treibmittel zumindest stark angezweifelt werden muss. Selbst wenn zu irgend einer Zeit durch Messungen wieder eine Abnahme der Ozonschicht festgestellt würde, müsste man fragen, ob diese Abnahme beweisschlüssig auf anthropogene Einflüsse zurückzuführen ist.
Für den Verbraucher dürfte es von Interesse sein, dass ein Vorwurf, die FKW-Aerosoltreibmittel würden zur Umweltverschmutzung beitragen und sogar die Ozonschicht teilweise zerstören, eine Hypothese ist, welche die Aerosolindustrie nicht teilen kann. Trotzdem ist sie bemüht, nicht nur Alternativ-Lösungen zu suchen, sie hat diese bereits gefunden und es sind schon viele Formulierungen für Aerosolprodukte auf andere Treibmittel umgestellt worden. Tatsächlich nimmt auch in den Ländern ohne gesetzliche Regelung des FKW-Verbrauchs die FKW-Produktion erheblich ab. Es ist nicht nur gelungen, andere Treibmittel einzusetzen, sondern auch andere Aerosol-Systeme.
Die Stratosphäre befindet sich über der gesamten Welt, ihre Erforschung wird international vorangetrieben. Die wissenschaftlichen Resultate werden ergeben, was dann gesetzlich zu regeln ist, und zwar weltweit; denn was hat eine FKW-Anordnung für einen Sinn, wenn sie nicht notwendig ist und wenn sie vor allem nicht weltweit erfolgt?
Im Dezember wird vom United Nations Environment Programme in Bonn eine interna-

tionale Sitzung abgehalten, die letzte fand im März 1977 in Washington statt. Dabei wird der Weltaktionsplan für den Umweltschutz diskutiert. Ebenfalls im Dezember findet in München ein Regierungstreffen statt, wie es im April 1977 in Washington von der Environmental Protection Agency (EPA) veranstaltet wurde. Es werden Vertreter aus 16 Ländern zugegen sein, um den Fortschritt und die wissenschaftliche Situation bezüglich der FKW/Ozon-Theorie zu behandeln.
Die Industrie wird nicht eingeladen, diese soll nach den Tagungen national von den Regierungsteilnehmern informiert werden. Man wird das Ergebnis dieser Sitzungen abwarten müssen, um sich über die FKW-Situation Klarheit verschaffen zu können.
Ich habe mich bemüht, Ihnen einen kurzen Überblick zu geben über das Neue in der Aerosolindustrie. Ich meine, man sollte in jeder Situation das Für und Wider objektiv gegeneinander abwägen und übertriebene Forderungen mässigen. Eine Überforderung, wie die derzeitige Gesetzesflut sie zwangsläufig mit sich bringt, hat auf längere Sicht nur Nachteile und kann zum Bumerang werden. Auch die Forderungen nach einem berechtigten Umweltschutz sollten den tatsächlichen Gegebenheiten entsprechen, bei denen Fehlinformationen und Halbwahrheiten nicht berücksichtigt werden dürfen.

Anschrift des Verfassers:

Dr. Hans Kübler
GIVAUDAN SA
CH-1214 Vernier-Genève

Das CO_2-Problem

Hans Oeschger und Ulrich Siegenthaler

Einleitung

Bei der Verbrennung fossiler Brennstoffe – Kohle, Erdöl, Erdgas – entsteht als Hauptprodukt Kohlendioxyd (CO_2). Als Folge der fossilen Energieproduktion ist die atmosphärische CO_2-Konzentration messbar angestiegen und steigt weiter an (Abb. 1).

Das CO_2-Problem ist seit langem bekannt. 1957 schrieben die amerikanischen Forscher R. Revelle und H. Suess (1957), die Menschheit führe ein gewaltiges geophysikalisches Experiment durch. Innerhalb weniger Jahrhunderte werde der während hunderten von Millionen Jahren in den Sedimenten gespeicherte organische Kohlenstoff in Atmosphäre und Ozean zurückgeführt. Dieses Experiment könne, falls dokumentiert, tiefe Einsicht in die Prozesse gewähren, die Wetter und Klima bestimmen. Damals stellte dies noch eine eher distanzierte Haltung dar; die Frage nach den Auswirkungen einer Klimaexkursion auf die Gesellschaft wurde noch nicht gestellt.

In den letzten Jahren sind in einer grossen Zahl von wissenschaftlichen Arbeiten Aspekte des CO_2-Problems behandelt und an mehreren Symposien und Workshops diskutiert worden. In vermehrtem Mass nehmen auch diejenigen, die sich mit der langfristigen zukünftigen Energieversorgung auseinandersetzen, davon Kenntnis, dass die Nutzung von Fossilenergie Probleme mit sich bringt.

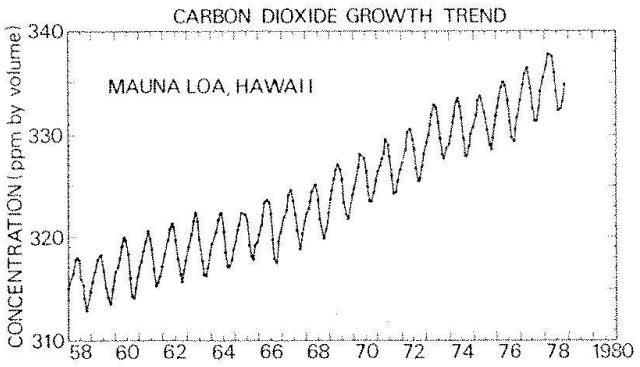


Abb. 1. Verlauf der atmosphärischen CO_2-Konzentration, gemessen in Mauna Loa, Hawaii (Keeling und Bacastow 1977). Die periodischen Variationen sind eine Folge des Pflanzenwachstums im Sommer und -zerfalls im Winter, wobei CO_2 gebunden resp. freigesetzt wird.

Das CO_2-Problem

Während man noch vor zwei Jahren annahm, dass der vorindustrielle CO_2-Gehalt der Atmosphäre etwa zwischen 290 und 295 ppm (parts per million = Millionstel) gelegen habe, schliesst man heute Werte, die deutlich unter 290 ppm liegen, nicht aus, da neben den fossilen Brennstoffen auch die Abholzung von Wäldern zum CO_2-Anstieg beigetragen haben dürfte. Bliebe die gesamte fossile CO_2-Produktion von 1959 bis 1973 in der Atmosphäre, so machte dies 24.4 ppm aus. Der beobachtete Anstieg beträgt jedoch nur 13.8 ppm (Keeling und Bacastow 1977). Während dieser Periode ist also etwa 56% des produzierten CO_2 in der Atmosphäre zurückgeblieben. Der Anteil des total in die Atmosphäre injizierten CO_2, der zurückbleibt, ist geringer, je nachdem wie gross der CO_2-Beitrag als Folge der Rodungen angesetzt wird. Dies ist schwierig abzuschätzen; die Werte in der Literatur streuen stark. Unter Berücksichtigung aller verfügbaren Informationen kann man mit einiger Sicherheit sagen, dass bei der gegenwärtigen Produktion rund die Hälfte des total produzierten CO_2 in der Atmosphäre bleibt.

Der CO_2-Anstieg führt zu einer Veränderung der Strahlungsbilanz sowohl an der Erdoberfläche als auch in der Atmosphäre. Das einfallende, kurzwellige Sonnenlicht wird kaum beeinflusst, jedoch absorbiert das zusätzliche CO_2 in höherem Mass die von der Erdoberfläche emittierte langwellige Wärmestrahlung (Treibhauseffekt). Ein

Strahlungsgleichgewicht ist bei erhöhtem CO_2-Pegel nur dann realisiert, wenn die Erdoberfläche und die unteren Schichten der Erdatmosphäre eine höhere Temperatur annehmen. Diese indirekte Aufheizung der Erdatmosphäre ist weit stärker als die direkte, die durch die Umwandlung der genutzten Energien in Wärme zustande kommt.

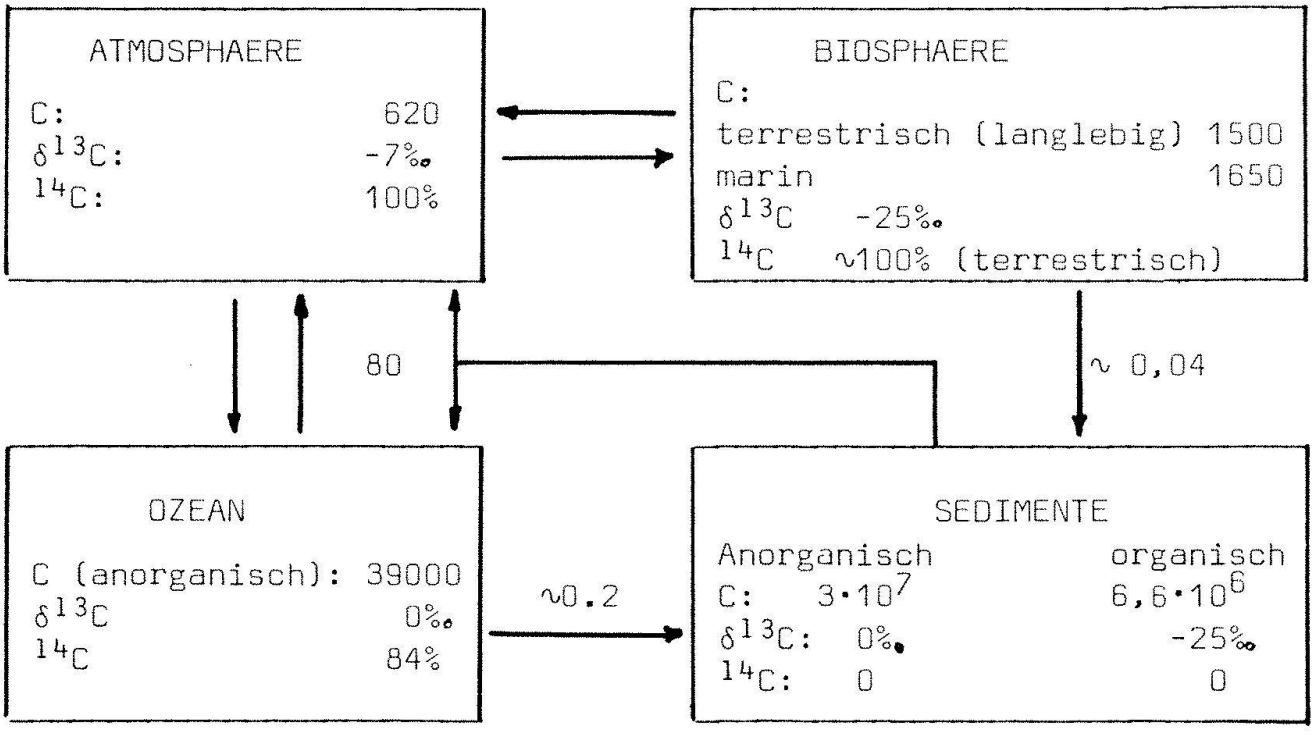
Die Reserven an Kohle, Erdöl und Erdgas entsprechen rund dem zehnfachen atmosphärischen CO_2-Gehalt. Dürfen sie uneingeschränkt genutzt werden, ohne dass sich Klimaveränderungen einstellen, die sich ungünstig auf die Gesellschaft auswirken?

Um diese Frage zu beantworten, müssen wir 1. den Kohlenstoffkreislauf genügend genau verstehen, um aufgrund von Energieszenarios die zukünftigen atmosphärischen CO_2-Gehalte voraussagen zu können, 2. die Klimamechanismen genügend genau kennen, um Prognosen darüber aufstellen zu können, wie sich eine angenommene CO_2-Erhöhung global und regional auf das Klima auswirkt, 3. die Auswirkungen evaluieren, welche die Klimaveränderungen auf den Menschen und seine ökologische und soziale Umwelt haben könnten.

Der CO_2-Kreislauf

Das CO_2 der Atmosphäre befindet sich im Austausch mit dem anorganischen Kohlenstoff im Ozean und mit der terrestrischen und marinen Biosphäre (Abb. 2). Kaum ins Gewicht fallend, da sehr langsam, ist der Austausch mit den Sedimenten. Nutzung von Fossilenergie ist eine schnelle Rückführung eines Teils des organischen Kohlenstoffs der Sedimente in die Atmosphäre. Die Grösse der CO_2-Reservoirs Atmosphäre und Ozean ist gut bekannt, schwieriger ist die Abschätzung der biosphärischen Reservoirs. Über die Dynamik des Austausches zwischen Atmosphäre und Ozean besitzt man Kenntnisse aufgrund von ^{14}C-Messungen an Proben aus Atmosphäre, Ozeanoberfläche und

Abb. 2. Der CO_2-Kreislauf. Die Kohlenstoffmengen in den Reservoirs sind ausgedrückt in 10^{15}g C; die Flüsse in 10^{15}g C pro Jahr. Für die Isotopenverhältnisse sind Mittelwerte angegeben. Die ^{14}C-Konzentrationen sind korrigiert für Isotopenfraktionierung. Nur ein Bruchteil des organischen Kohlenstoffs in den Sedimenten ist als Brennstoff ausbeutbar, der Grossteil liegt fein verteilt vor.



Tiefsee. Das Kohlenstoff-Isotop ^{14}C wird durch die kosmische Strahlung in der Atmosphäre erzeugt. In den Ozeanen werden niedrigere ^{14}C-Konzentrationen als in der Atmosphäre gemessen wegen des radioaktiven Zerfalles in diesen Reservoirs. Das so bestimmte Alter des Tiefenwassers des Atlantischen Ozeans beträgt 500, jenes des Pazifischen Ozeans 1500 Jahre. Diese Daten dienen zur Simulation des CO_2-Kreislaufs.

Die Nutzung von fossilen Brennstoffen hat eine Störung des natürlichen Kreislaufs zur Folge. Atmosphärische Messungen zeigen, dass der totale CO_2-Gehalt zunimmt, das $^{14}C/^{12}C$-Verhältnis vor den Kernwaffentests abnahm, da der fossile Kohlenstoff kein ^{14}C mehr enthält, und das Verhältnis der stabilen Kohlenstoffisotope $^{13}C/^{12}C$ in der Atmosphäre abnimmt, da es im fossilen Kohlenstoff niedriger als in atmosphärischem CO_2 ist.

Die erarbeiteten Modelle gestatten es, diese Störungen sowie den ^{14}C-Anstieg als Folge der ^{14}C-Produktion bei Kernwaffentests befriedigend zu simulieren (Oeschger et al. 1975). Es scheint daher gerechtfertigt, darauf zu vertrauen, dass wir mit ihrer Hilfe auch den zukünftigen Anstieg für verschiedene Szenarien berechnen können. Die Reaktion der Biosphäre auf einen erhöhten CO_2-Pegel ist allerdings schwieriger abzuschätzen.

Prognosen

Vorerst interessiert uns, mit welcher Geschwindigkeit das überschüssige CO_2, das sich heute in der Atmosphäre befindet, nach einem CO_2-Produktionsstopp wieder verschwinden würde. Abb. 3 zeigt, dass die Modellrechnungen einen relativ raschen Abfall in den ersten Jahrzehnten ergeben. Dieser würde sich jedoch rasch verringern und in vielen Jahrhunderten würde schliesslich ein Endwert erreicht, der etwa einem Viertel des heutigen Überschusses entspricht. Eine weitere Reduktion würde sich über grosse Zeiträume durch Auflösung von Ozeansedimenten ergeben.

Als obere Grenze für die CO_2-Produktion kann angenommen werden, dass die Vorräte an fossilen Brennstoffen im wesentlichen in den nächsten 150 Jahren verbraucht werden (Abb. 4) (Siegenthaler und Oeschger 1978). Die Produktionsrate würde gemäss dieser Annahme ihr Maximum, etwa das 18fache des heutigen Wertes, um das Jahr 2060 erreichen. Das Modell ergibt, dass die CO_2-Konzentration im Jahr 2020 den doppelten, um 2100 sogar den sieben- bis neunfachen Wert erreichen würde. Bei aller Vorsicht, die gegenüber derartigen Abschätzungen angebracht ist, wird doch die Grössenordnung der Problematik sichtbar.

Interessant ist die Frage, welchen Verlauf die CO_2-Produktion nehmen müsste, damit der vorindustrielle CO_2-Gehalt um höchstens 50% übertroffen wird. Abb. 5 zeigt, dass in diesem Fall die jährliche Produktion bis zum Jahr 2000 noch um etwa einen Faktor 1.5 steigen könnte (Siegenthaler und Oeschger 1978). Im Jahr 2070 dürfte sie nur noch soviel betragen wie heute, im Jahr 2100 sogar nur noch halb so viel. Dieses Szenarium würde also schon in wenigen Jahrzehnten eine massive Ablösung der fossilen Brennstoffe durch andere Energieformen bedingen.

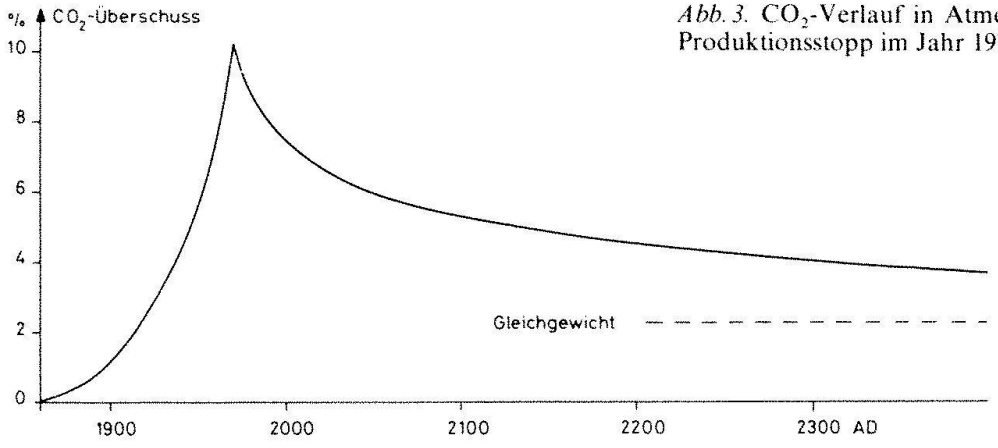


Abb. 3. CO_2-Verlauf in Atmosphäre für hypothetischen Produktionsstopp im Jahr 1970.

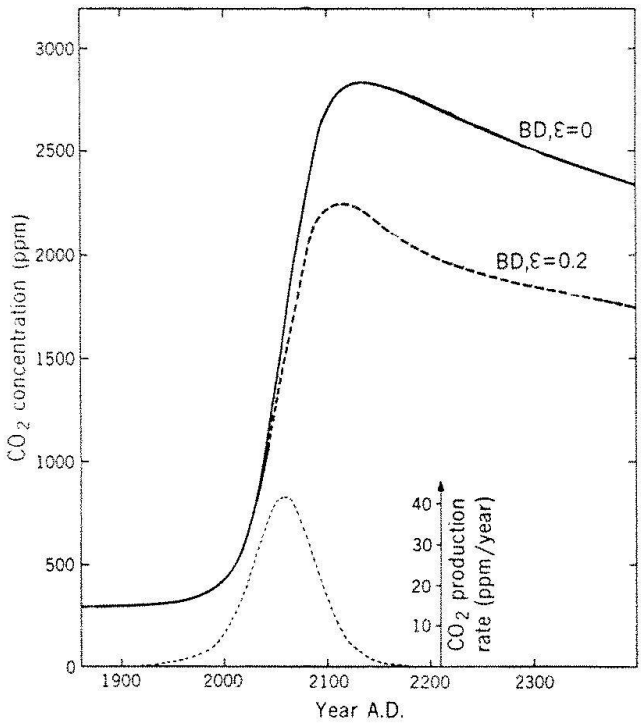


Abb. 4. Modellmässig berechneter Verlauf der atmosphärischen CO_2-Konzentration, wenn alle ausbeutbaren fossilen Brennstoffe verbrannt werden; die angenommene CO_2-Produktionsrate wird durch die unterste Kurve wiedergegeben. Die zwei Konzentrationskurven entsprechen verschiedenen Modellannahmen, einmal mit einer konstanten Biosphärengrösse ($\varepsilon = 0$), einmal mit einer wachsenden Biosphäre ($\varepsilon = 0{,}2$). (Siegenthaler und Oeschger 1978)

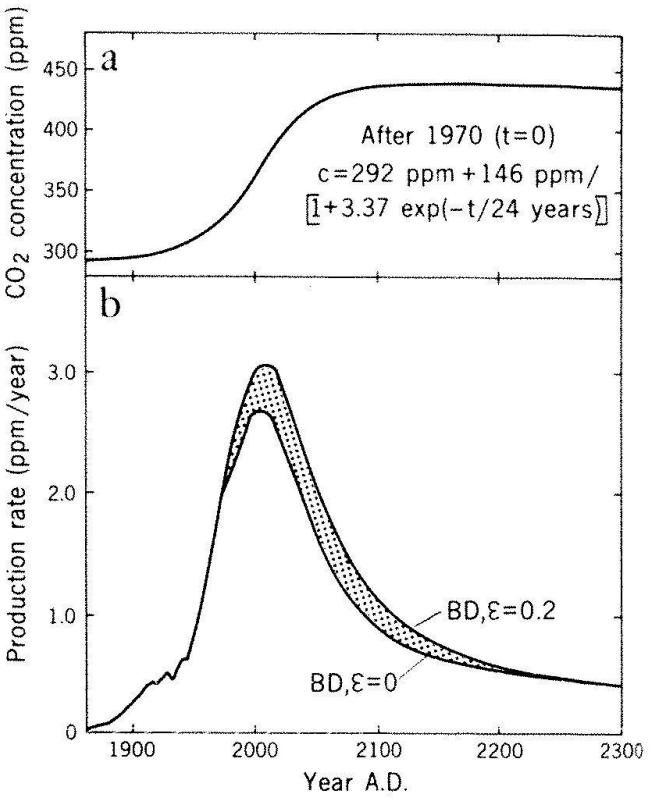


Abb. 5. Oberer Teil: Atmosphärischer vorgeschriebener CO_2-Konzentrationsverlauf. Logistische Annäherung an 50%-igen Überschuss. Unterer Teil: Zugehöriger modellmässiger Produktionsverlauf (konstante Biosphärengrösse ($\varepsilon = 0$); mit Biosphärenwachstum ($\varepsilon = 0{,}2$). (Siegenthaler und Oeschger 1978)

Schätzungen des zukünftigen Energieverbrauchs ergeben, dass in den nächsten Jahrzehnten mit einem globalen Wachstum des Fossilenergie-Umsatzes von mehreren Prozent pro Jahr gerechnet werden muss (Rotty 1977). Zwar schwächt sich die Wachstumsrate in den westlichen Ländern ab, doch ist der Nachholbedarf in den planwirtschaftlichen und insbesondere auch in den Entwicklungsländern gross. Das 50%-Szenario (Abb. 5) wird deshalb kaum eingehalten werden und der CO_2-Anstieg vermutlich wesentlich grösser sein.

Die Auswirkungen auf das Klima

Die Auswirkung des CO_2-Anstiegs auf das Klima wird mit Hilfe einer ganzen Reihe von einfachen bis sehr komplizierten Modellen, die den physikalischen Details, so weit es die heutigen Computerkapazitäten gestatten, Rechnung tragen, simuliert. Damit wird untersucht, wie sich Temperatur und Luftfeuchtigkeit bei einer CO_2-Verdopplung verändern würden. Kurz zusammengefasst ergeben sich die folgenden Resultate:

- Erwarteter Temperaturanstieg bei einer Verdopplung des CO_2-Gehaltes in der Atmosphäre 2–3 °C, an den Polen 6–10 °C. Jede weitere Verdopplung bringt nochmals dieselbe Erwärmung (Manabe und Wetherald 1975; Schneider 1975).
- Der modellmässige CO_2-Effekt beträgt bis heute $\sim 0.3°$. Er liegt noch im Bereich der natürlichen Klimaschwankungen und ist deshalb noch nicht nachweisbar. Die Erwärmung wird aber vor der Jahrtausendwende feststellbar sein (Flohn 1978).
- Die Spurengase Stickoxydul, Methan und Freone tragen zum Treibhauseffekt bei und können je nach zukünftiger Produktion den CO_2-Effekt um bis 50% und mehr erhöhen (Wang et a. 1976).
- Eine Erwärmung um 0,5 °C wäre wahrnehmbar, eine solche um 1 °C entspricht der mittelalterlichen Warmzeit; plus 2–2,5 °C entsprechen den Bedingungen während des

letzten Interglazials und plus 4 °C kann wohl zu einem eisfreien arktischen Ozean führen (Flohn 1978).

Auswirkungen auf die Gesellschaft

Die Auswirkungen des CO_2-Anstiegs auf Temperatur, Niederschläge und atmosphärische Zirkulation werden vermutlich zu einer Verschiebung der Landwirtschaftszonen in Richtung der Pole führen. Dabei sollten die Auswirkungen auf die tropische Landwirtschaft relativ gering sein; man fürchtet jedoch, dass in mittleren Breiten häufiger Dürreperioden auftreten werden (Bach 1978). Schwierig ist es, die Auswirkungen auf die polaren Eisschilder abzuschätzen. Mit dem Ansteigen der Nullgradgrenze wird das Eis stärker abschmelzen, und mit der Zeit ist ein Anstieg des Meeresspiegels zu befürchten. Grösse und Geschwindigkeit eines Anstieges sind noch schlecht untersucht, doch am Effekt selber ist kaum zu zweifeln. Einen Hinweis liefert die Tatsache, dass während der letzten Zwischeneiszeit vor 100000 Jahren die Temperatur etwa 2 °C wärmer und der Meeresspiegel 5–6 m höher als heute waren.
Natürlich stellt man sich auch die Frage, ob das anfallende CO_2 ausserhalb der Atmosphäre gelagert werden könnte. Der CO_2-Anstieg liesse sich vermindern, indem man z.B. das CO_2 in Tiefenwasser des Ozeans (etwa bei Gibraltar) ableiten würde (Marchetti 1977). In Anbetracht der Tatsache, dass pro 1 kg verbrannte Kohle 3,6 kg gasförmiges CO_2 anfällt, handelt es sich allerdings um ein gigantisches Projekt. Eine andere Möglichkeit wäre das Recycling von CO_2 via Photosynthese oder künstliche photochemische Sonnenenergienutzung. Auch könnte aus CO_2 und Wasser, mit Hilfe von Kernenergie oder Sonnenenergie, Methanol als neuer Energieträger synthetisiert werden. Alle diese Projekte setzen jedoch noch riesige Entwicklungs- und Aufbauarbeiten voraus und scheinen teilweise kaum realisierbar.

CO_2 und Energiestrategie

Das CO_2-Problem war Gegenstand mehrerer internationaler Tagungen, wobei die Beteiligten zu folgenden Schlüssen kamen:

Ein fortgesetzter CO_2-Anstieg führt mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit zu deutlichen Klimaänderungen auf der ganzen Erde. Die Energieplanung darf sich deshalb nicht weiter auf die reichlich vorhandene, billige Fossilenergie verlassen, sondern muss eine Umstellung auf andere Energiearten in Betracht ziehen. Diese Entscheidung muss in fünf bis zehn Jahren erfolgen, gestützt auf Angaben über den maximal zulässigen Fossilenergie-Verbrauch. Dazu müssen wir den Kohlenstoffkreislauf kennen und die Auswirkungen eines CO_2-Anstiegs auf Klima und Gesellschaft abschätzen können. Noch sind die Aussagen zu unsicher, um konkrete Massnahmen zur Einschränkung des Verbrauchs fossiler Brennstoffe zu fordern. Andererseits wäre es falsch, hauptsächlich auf Kohlenutzung zu setzen. In Anbetracht der Bedeutung des Problems ist es unumgänglich, die Umwelteinflüsse der steigenden Energienutzung gründlicher zu untersuchen.
Man kann sich fragen, ob sich das heutige Bild in den nächsten Jahren grundsätzlich ändern kann. Es scheint jedoch unwahrscheinlich, dass wesentliche Aspekte des CO_2-Kreislaufes übersehen wurden und dass der heute vorausgesagte Anstieg stark überschätzt ist. Anfängliche Differenzen zwischen verschiedenen Abschätzungen der Auswirkungen auf die Temperatur sind in den letzten Jahren weitgehend beseitigt worden. So bleibt nur die Hoffnung, dass sich die erwarteten Klimaveränderungen in gewissen Gegenden als günstig, in andern als tolerabel erweisen. Man muss sich jedenfalls bewusst sein, dass die Menschheit durch die unverminderte Nutzung fossiler Brennstoffe das Risiko eingeht, das Klima der ganzen Erde zu verändern. Die Frage, ob man ein solches Wagnis eingehen kann, stellt sich nicht nur den Wissenschaftern, sondern allen, die sich mit der Zukunft der Menschheit auseinandersetzen.

Literatur

Anderson N.R. und Malakoff A., hg. 197: The Fate of Fossil Fuel CO_2 in the Oceans, Proc. of a Symposium.

Bach W. 1978: The Potential Consequences of Increasing Co_2 Levels in the Atmosphere in: Carbon Dioxide, Climate and Society, Proc. of a IIASA Workshop, 141–167.

Flohn H. 1978: Estimates of a Combined Greenhouse Effect as Background for a Climate Scenario During Global Warming, in: Carbon Dioxide, Climate and Society. Proc. of a IIASA Workshop, 227–237.

Keeling C.D. und Bacastow R.B., 1977: Impact of Industrial gases on Climate, in: Energy and Climate, Nat. Academy of Sciences, Washington D.C. 72–95.

Manabe S. und Wetherald R.T. 1975: The Effects of Doubling the CO_2 concentration on the Climate of a General Circulation Model. J. Atmos. Sci. 32, 3–15.

Marchetti C. 1977: On Geoengineering and the CO_2 Problem. Climatic Change 1, 59–68.

Oeschger H., Siegenthaler U., Schotterer U. und Gugelmann A. 1975: A box diffusion model to study the carbon dioxide exchange in nature. Tellus 27, 168–192.

Revelle, R. und Suess, H.E. 1957: Carbon dioxide exchange between atmosphere and ocean, and the question of an increase of atmospheric CO_2 during the past decades. Tellus 9, 18.

Rotty, R.M. 1977: Global Carbon Dioxide Production from Fossil Fuels and Cement, A.D. 1950 – A.D. 2000, in: The Fate of Fossil Fuel CO_2 in the Oceans, Proc. of a Symposium, 167–182.

Schneider S. 1975: On the Carbon Dioxide-Climate Confusion. J. Atmos. Sci. 32, 2060–2066.

Siegenthaler U. und Oeschger H. 1978: Predicting Future Atmospheric Carbon Dioxide Levels. Science 199, 388–395.

Stumm W., Hg. 1977: Global Chemical Cycles and their Alterations by Man, Berlin 1977.

Wang W.C., Yung Y.L., Lacis A.A., Mo T. und Hansen J.E. 1976: Greenhouse Effect due to Man-Made Perturbations of Trace Gases. Science 194, 685–690.

Williams J., Hg. 1978: Carbon Dioxide, Climate and Society, Proc. of a IIASA Workshop.

Anschrift der Verfasser:

Prof. Dr. Hans Oeschger
Dr. Ulrich Siegenthaler
Physikalisches Institut
der Universität Bern
Sidlerstrasse 5
CH-3012 Bern

La société face au problème du CO_2

André Junod

Introduction

A l'échelle du globe, les activités énergétiques de l'homme n'ont pas causé jusqu'ici d'effet notable sur le climat. Cependant, l'accroissement de certaines charges résultant de ces activités énergétiques pourrait entraîner à la longue des modifications indésirables des conditions d'environnement. Lorsque ces modifications sont de plus irréversibles, à l'échelle humaine, elles peuvent apparaître comme inacceptables par la société. Typique à cet égard est le cas du gaz carbonique (CO_2), déchet principal de la combustion des substances carbonées, de celle en particulier de ces agents énergétiques non renouvelables que sont les combustibles fossiles: pétrole, charbon et gaz naturel. L'accroissement continuel, depuis l'avènement de l'ère industrielle, de la teneur de l'air en gaz carbonique renforce l'effet de serre propre à ce constituant de l'atmosphère et pourrait bientôt provoquer, conjointement aux effets des rejets de chaleur et de certains polluants, des modifications sensibles du climat aux échelles globale et régionale.

Système climatique et changements de climat

Le climat de la terre a subi de nombreuses et importantes variations dans le passé, telles que les successions de glaciations et d'époques interglaciaires, bien avant que l'homme n'ait été en mesure d'exercer une influence sur le climat. Ces changements de climat, qui se produiront encore à l'avenir, doivent être dus à la coïncidence de diverses influences naturelles, tant extérieures (variation du rayonnement solaire p.ex.), qu'intérieures (couplage océan-atmosphère p.ex.). Il est dûment admis aujourd'hui, que le climat observé par l'homme dépend non seulement des phénomènes météorologiques mais du fonctionnement du système climatique complexe où interagissent les diverses composantes relatives à l'atmosphère, aux océans, aux glaces, aux terres émergées et à la biomasse (Fig. 1).

Les possibilités actuelles de prévision des changements climatiques naturels à plus ou moins long terme sont minimes et ne permettent guère, pour le moment, de fournir à la société les informations dont elle aurait besoin. En revanche, notre capacité d'évaluer la réponse du système climatique à des influences extérieures déterminables est d'ores et déjà sensiblement plus grande et va en s'améliorant. Cela s'applique notamment aux influences découlant des activités humaines. Pour expliquer cette différence de capacité prévisionnelle, il faut savoir que les modèles climatiques actuels peuvent simuler avec un certain réalisme l'état du climat en équilibre à long terme, en se référant aux conditions limites réelles. Si ces conditions limites (p. ex l'émission anthropogénique de CO_2) changent très lentement par rapport au temps de réponse du système climatique, alors il est possible de calculer avec une approximation acceptable un état futur du climat.

Un scénario de modification climatique due au CO_2

C'est précisément ce qui a été fait pour mettre en évidence l'influence sur le climat global d'une augmentation continue de l'émission dans l'atmosphère du CO_2 selon le scénario suivant: La consommation globale d'énergie, et particulièrement celle des combustibles fossiles, continue de croître au cours des prochaines décennies selon le rythme actuel d'environ 5% par an, puis tend progressivement à se stabiliser pour plafonner vers la fin du siècle prochain. Dans cette

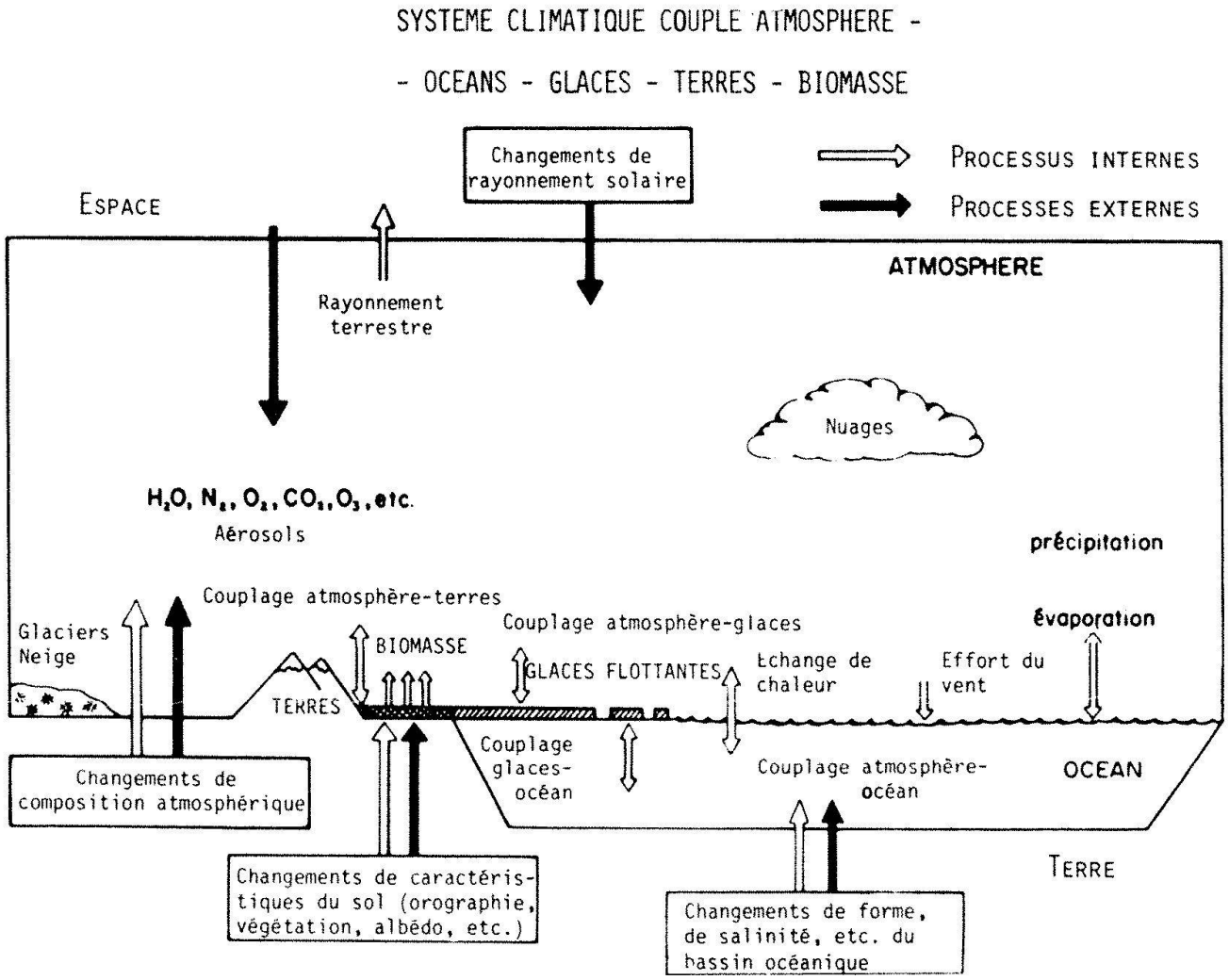


Fig. 1. Représentation schématique des composantes agissant les unes sur les autres au sein du système climatique couplé atmosphère - océans - glaces - terres - biomasse.

hypothèse, la teneur de l'air en gaz carbonique aura augmenté de 25% en l'an 2000 et de 100% en l'an 2050 par rapport à la valeur actuelle. L'étude des différents processus qui, à côté de l'émission de CO_2, peuvent avoir une influence sur le climat conduit aux conclusions suivantes (Kellogg, 1977): L'augmentation de la teneur de l'air en CO_2 est le facteur prédominant dans l'élévation de la température moyenne en surface, indicateur retenu pour représenter la modification climatique globale. D'autres facteurs, tels que les rejets de chaleur ou les émissions de chlorofluorométhanes, agissent dans le même sens, tandis que l'émission de particules irait en sens contraire, mais en proportions moindres. Le tableau ci-après exprime, dans l'hypothèse de travail adoptée, la «meilleure estimation» de l'influence exercée par l'homme sur la température moyenne à la surface de la terre, avec un facteur d'incertitude de l'ordre de 2.

La figure 2 montre l'allure de cette élévation de température moyenne pour l'hémisphère nord. On relèvera que, compte tenu des fluctuations naturelles de température au cours du (et des) siècle(s) précédent(s), le réchauffement escompté en l'an 2000 correspondrait à un état climatique plus chaud, en moyenne, qu'à aucun moment du millénaire écoulé. Il faudrait s'attendre à ce que les hausses de température dans les régions de latitude élevée soient de 3-5 fois plus fortes que les élévations moyennes indiquées plus haut. D'autre part, les variations climatiques ainsi dues aux activités humaines seraient beaucoup plus rapides (de l'ordre de 50 fois) que les changements naturels à long terme, tels que ceux qui interviennent lors du pas-

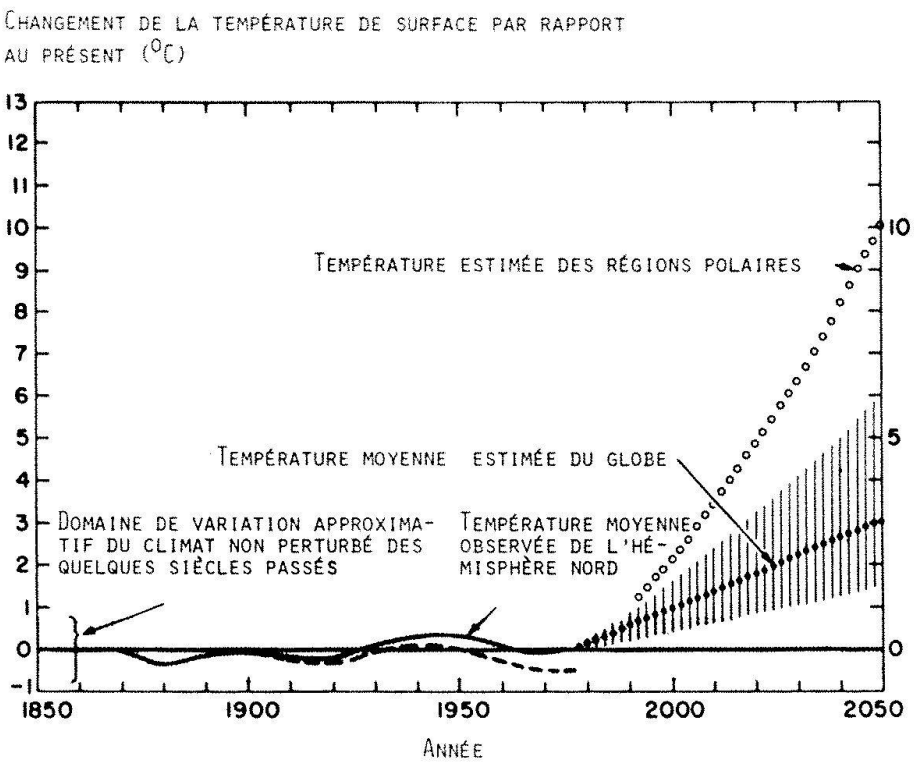


Fig. 2. Graphique de la température moyenne de surface de l'hémisphère nord, telle qu'elle a été observée (trait plein), qu'elle aurait été sans apport de gaz carbonique (traitillé), et telle qu'elle devrait évoluer si cet apport continue d'augmenter (pointillés).

	Actuellement	An 2000	An 2050
Variation absolue (°C)	+0,5	+1,2	+4
Taux de variation (°C/décennie)	+0,15	+0,5	+0,7

sage d'une période interglaciaire (comme celle que nous vivons actuellement) à une période glaciaire. Il faut noter aussi qu'une intervention humaine, même aussi radicale qu'un arrêt de l'utilisation des combustibles fossiles, n'aurait que peu d'effet une fois que les modifications climatiques évoquées se seraient produites, car le retour aux conditions antérieures nécessiterait des siècles et peut-être des millénaires à cause de la grande constante de temps du système océan-atmosphère stockant le gaz carbonique.

Impact sur la société

Exprimées seulement en élévations de la température moyenne, les modifications climatiques dues à l'augmentation du CO_2 atmosphérique ne sont pas susceptibles d'être traduites en impact sur la société. Les conséquences détaillées de ces élévations de température sur la nébulosité, les précipitations, les vents et d'autre éléments climatiques sont encore très difficiles à préciser à l'aide des modèles existants. Il apparaît cependant que des différences notables des atteintes au climat se feraient sentir selon les régions, certaines d'entre elles pouvant subir un refroidissement. Il est donc exclu de pouvoir considérer un impact moyen sur la société; il faut au contraire prendre en compte des impacts diversifiés, tant dans leur nature et leur ampleur que dans leurs répartitions spatiale et temporelle.

Sans prétendre en donner une liste exhaustive, on relèvera les altérations des facteurs suivants de la vie économique et sociale: Production alimentaire; production de fibres végétales; besoins énergétiques, notamment pour l'habitat; ressources en eau; loisirs et récréation; utilisation du sol pouvant aller, dans les régions côtières, jusqu'à une perte nette de sol disponible du fait de l'élévation du niveau des mers résultant de la fonte partielle des glaces polaires; mode de vie lié à l'accoutumance aux conditions climatiques antérieures.

L'ensemble de ces facteurs conditionne non seulement les activités économiques mais également ce qu'il est convenu d'appeler la qualité de la vie.

Jusqu'ici, il s'est agi de mettre en évidence les altérations possibles des facteurs socio-éco-

nomiques, dues à des modifications climatiques, et non de les qualifier, que ce soit de négatives ou de positives. Pour tenter de fonder une telle qualification, il faut examiner les réactions de la société confrontée aux impacts dus aux modifications climatiques. Il apparaît immédiatement, à cet égard, que la notion abstraite et générale de société est inadéquate et qu'il est essentiel de distinguer les différents types de sociétés, plus ou moins développées, plus ou moins industrialisées, plus ou moins aptes à encaisser sans dommage irréparable les atteintes à leur environnement climatique. Il est non moins important de considérer l'aspect évolutif des différents types de sociétés - en stagnation, ou en mutation plus ou moins rapide. Enfin, on ne saurait oublier qu'une société (à l'échelle nationale, par ex.) ne peut être considérée isolément, mais doit être vue en fonction de ses relations, de ses interactions avec les sociétés du reste du monde, compte tenu du découpage géopolitique. Pour essayer d'aborder rationnellement une problématique aussi complexe, on fera appel à un schéma volontairement simplifié des interrelations entre modifications climatiques et société, en gardant à l'esprit la diversité essentielle de cette société (Fig. 3).

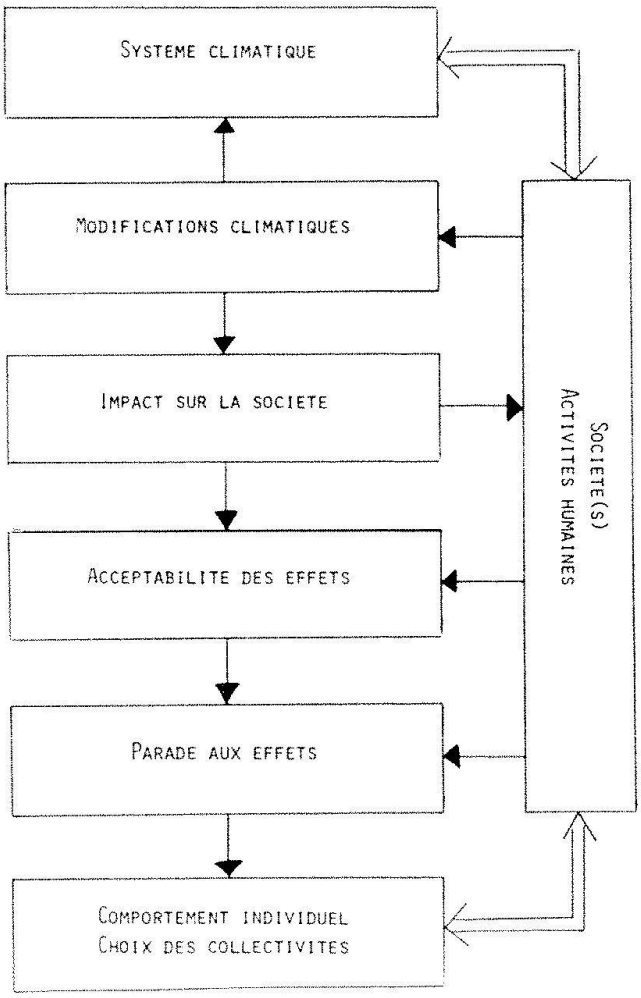


Fig. 3. Représentation schématique des interrelations entre la société et les modifications climatiques qu'elle provoque.

Acceptabilité des effets – Parades

Bien que les critères d'acceptabilité des effets socio-économiques de modifications climatiques ne soient pas uniques, ni constants, à cause du caractère diversifié et évolutif de la société, il est proposé de retenir les types suivants qui ne s'excluent pas:

Exigence du moindre écart à la normale
La «normale» se réfère aux conditions passées, telles qu'elles se dégagent de statistiques portant sur des périodes de 10 ans ou de plusieurs décennies, aux échelles régionale, nationale ou plus grande encore. Faute de pouvoir établir une correspondance unique entre les modifications climatiques et les effets sur les diverses branches économiques (agriculture, tourisme, p. ex.), on appliquera ce critère de façon primaire à un choix d'éléments climatiques, tels que les précipitations, la température, la nébulosité, en examinant si les écarts constatés restent occasionnels et n'influent pas de manière significative sur les répartitions simples ou couplées des éléments choisis.

Admission d'effets limités
Il s'agit ici d'une limitation des effets indésirables, ou dévalorisations, subis par certaines branches de l'activité économique, sachant que d'autres branches pourraient bénéficier d'effets positifs, de revalorisations. En guise d'illustration, mentionnons le cas d'une augmentation des précipitations, qui aurait un effet positif sur les ressources en eau et certaines cultures, un effet négatif sur d'autres cultures et sur le tourisme. L'essentiel, dans le critère considéré ici, est qu'un effet strictement limité est admis dans chacune des branches économiques sensibles, quelles que soient les compensations pouvant intervenir par ailleurs.

Compatibilité sociale des effets

Alors que les deux critères précédents s'adressent spécifiquement aux répercussions économiques de modifications climatiques, ce troisième critère met en jeu les avis exprimés par les différents groupes sociaux. Il n'est pas donné ici de définition stricte d'un groupe social car il suffit, pour les besoins de l'exposé, de noter que le lien réunissant de tels groupes sociaux n'est pas d'ordre étroitement économique (de branche, p. ex.), mais fait intervenir d'autres facteurs, relatifs à la culture, à la région, à l'organisation communautaire, à l'attitude envers la nature, etc. Le critère de compatibilité sociale exprime alors que, dûment informés des différents effets des modifications climatiques, les groupes sociaux dans leur ensemble acceptent ces effets. Ce critère s'avèrera peut-être moins extraordinairement sévère qu'il n'y paraît si l'on ne reconnait la qualité de groupes sociaux qu'aux ensembles d'une certaine taille, de représentativité prouvée, à l'exclusion de «groupuscules» aléatoires.

Au cas où l'un ou l'autre des critères d'acceptabilité ci-dessus n'est pas satisfait, la question se pose d'une parade aux effets non admis. Deux types de parades, ou contremesures, sont à considérer:

Les parades symptomatiques, qui visent à atténuer les effets, sans s'attaquer aux causes; on peut citer comme exemples les échanges et compensations économiques, susceptibles de réduire des disparités interrégionales, le réaménagement du territoire en fonction des modifications climatiques intervenues, enfin des mesures touchant la gestion des eaux, l'irrigation notamment.

Les parades préventives, qui s'attachent à éliminer les causes des modifications climatiques (et dès lors de leurs effets), en remontant aussi près que possible de la source; parmi les moyens envisagés pour stabiliser, voire réduire à la longue la teneur de l'air en CO_2, on peut citer l'augmentation de la biomasse, végétale notamment, l'injection de gaz carbonique dans les profondeurs océaniques, mais surtout la limitation, puis la réduction de la consommation des combustibles fossiles.

Chacune des parades envisagées doit faire l'objet d'études approfondies, permettant d'une part de déterminer l'efficacité de la mesure en fonction de la durée, et d'autre part d'évaluer le rapport entre coût et avantages, d'un point de vue économique, sans négliger les implications sociales et politiques.

Conséquences pour la société

Placée en face des différents aspects des modifications climatiques dues à l'augmentation du CO_2 atmosphérique, tels que nous les avons passés en revue, la société réagira de façon plus ou moins adéquate suivant l'accent mis sur les considérations à moyen et long termes (périodes 2000–2050, puis au-delà), par opposition au court terme (jusqu'à l'an 2000). Adéquate serait une réaction qui permette de garder sous contrôle les modifications climatiques dues au CO_2 ou, en d'autres termes, d'adapter les parades éventuelles à l'évolution prévisible des conditions climatiques.

A l'heure actuelle, force est de constater que les conditions nécessaires à un développement favorable de cette maîtrise des modifications climatiques ne sont pas réunies. Des améliorations importantes s'imposent, tant en ce qui concerne la prise de conscience et le comportement individuels que l'élaboration des bases décisionnelles et les choix des collectivités. Un programme susceptible d'améliorer la situation devrait comprendre les éléments suivants:

Dans le domaine scientifique: Promouvoir activement l'amélioration des connaissances, tant théoriques (modèles) qu'empiriques (surveillance mondiale de l'atmosphère, de l'océan, etc.) du système climatique, de sa sensibilité aux atteintes externes et des effets socio-économiques de ses modifications.

Mass media: Propager de manière correctement fondée et objective les éléments essentiels des connaissances acquises sur le sujet; éviter le procédé «en cascade» dénaturant l'information originale; prendre ses sources de préférence auprès d'organisations scientifiques représentatives plutôt qu'auprès de tel ou tel expert particulier.

Public, individus: Grâce à une information améliorée, prendre conscience de façon réaliste des problèmes climatiques, en saisissant le rôle du long terme par rapport au court terme.

Industrie et services: Miser de façon accrue

sur le développement des produits et techniques aptes à maîtriser les problèmes climatiques, notamment en matière de parades.
Collectivités et instances politiques: Veiller activement à se procurer les bases décisionnelles les plus fiables sur le sujet (importance des sources), adopter des stratégies optimales, en matière d'options énergétiques notamment, respectant les critères de flexibilité (évitant les impasses) et de reconnaissance des contraintes temporelles (long terme / court terme), insérer à une place appropriée de la politique générale, soit à un niveau élevé, les considérations sur les modifications climatiques et leurs conséquences socio-économiques.

Référence

Kellogg W.W. 1977: Effects of human activities on global climate, WMO-No.486, Geneva.

Adresse de l'auteur:

Dr. André Junod
Institut suisse de météorologie
CH-1530 Payerne

Diskussionsbeitrag

Ernst W. Nagelstein

Die Berichterstattung über Umweltprobleme und die Beurteilung ihrer Grössenordnung stösst sowohl bei den wissenschaftlichen Gremien als auch bei den Massenmedien und politisch Interessierten zunehmend auf Schwierigkeiten. Diese entstehen besonders dadurch, dass eindeutige und vor allem quantitative Aussagen über die Gefährdung der Umwelt - individuell aufgegliedert - bis heute nur in wenigen Fällen gemacht werden können. Diese Feststellung gilt im besonderen für langfristige, in vielen Fällen aber auch für mittelfristige Aus- und Voraussagen.

Erschwerend kommt hinzu, dass die Gefahr häufig nicht auf einen, sondern auf gleichzeitig mehrere Schadstoffe zurückgeführt werden muss, die sich sehr oft gegenseitig beeinflussen. Es ist deshalb nicht verwunderlich, dass die Mehrzahl der Arbeiten über Umweltschadstoffe nur einen einzelnen Stoff behandeln.

Es ist das besondere Verdienst von Herrn Professor Mislin, für dieses Symposium vier grundverschiedene, aber in ihrer Wirkung gesamthaft zu betrachtende Umweltgefährder ausgewählt zu haben. Nur auf diese Weise kann man das Verhältnisprinzip als Ausgangspunkt und Leitgedanken für Forscher und Gesetzgeber anwenden und so eine ausgeglichene, das heisst der Gefährlichkeit der Schadstoffe bzw. den schädlichen Einflüssen qualitativ und quantitativ angepasste Strategie aufstellen.

Da die totale Ausschaltung der die Umwelt bedrohenden Gefahren schon aus dem einfachen Grunde begrenzt ist, dass es sowohl natürliche, vom Menschen unkontrollierbare, als auch durch menschliche Aktivitäten hervorgerufene, zum Teil kontrollierbare Gefahren gibt, und da auch die zu deren Behebung zur Verfügung stehenden Mittel begrenzt sind, muss dem Verhältnisprinzip ein entscheidender Platz in der Planung und Durchführung umweltschützender Massnahmen eingeräumt werden.

Anders als die meisten Schadstoffe, wie zum Beispiel die Schwefeloxide, die Stäube, das NO_x, viele Metalle und Metalloxide (Hg, Cd, Pb usw.), nimmt das CO_2 (Kohlendioxid) in der Liste der gefährlichen Stoffe einen besonderen Platz ein: Auf der einen Seite ist CO_2 eine lebenswichtige, aufbauende Komponente der Atmosphäre, auf der anderen Seite werden CO_2-Konzentrationsschwankungen in der Luft mit eventuellen, auch katastrophalen Klimaänderungen in Verbindung gebracht.

Man muss hier unterscheiden zwischen langfristigen, globalen Zusammenhängen und kurzfristigen, meist örtlich begrenzten Auswirkungen: Während zum Beispiel Beobachtungen über Klimaänderungen in Verbindung mit einer CO_2-Konzentrationszunahme in der Luft bis in die vierziger Jahre hinein auf eine Temperaturerhöhung schliessen liessen, hat sich seitdem global - trotz markanter CO_2-Erhöhung - die Temperatur gesenkt.

Eines steht jedoch fest: Die örtlich begrenzte CO_2-Zunahme, zum Beispiel über Großstädten und Industriezentren kann unter ungünstigen atmosphärischen Bedingungen - wie sie Anfang Januar 1979 im Ruhrgebiet vorlagen - als zusätzlicher Wärmestaufaktor zu einer Art lokalem Treibhauseffekt führen. Eine solche, durch den Menschen verursachte Gefahr muss und kann, zumindest grossenteils, auch durch den Menschen ausgeschaltet werden.

Ganz anders liegen die Dinge, wenn man langfristige, globale Zusammenhänge betrachtet. Hier prallen allerdings die Meinungen der Forscher aufeinander. Präzise Antworten auf die vielen aufgeworfenen Fragen würden sicherlich für die Zukunft der leben-

den Welt entscheidende Möglichkeiten eröffnen: Ein langfristig in Gang gesetzter Mechanismus kann auch nur langfristig – wenn überhaupt – korrigiert werden.

Zur Feststellung des Standes von Forschung und Wissen auf diesem speziellen Gebiete hat deshalb das Internationale Institut für angewandte Systemanalyse (IIASA) in Laxenburg bei Wien, mit Unterstützung des UNEP (United Nations Environment Program), der WMO (World Meteorological Organization) und des SCOPE (Scientific Committee on Problems of the Environment), eine Arbeitstagung vom 21. bis zum 24. Februar 1978 veranstaltet, zu dem annähernd 100 Experten erschienen. Die Herren Oeschger und Junod haben bei dieser Tagung ihre wichtigen und interessanten Beiträge zum CO_2-Problem vorgetragen und zur Diskussion gestellt. Ein Consensus über so manche strittige Frage konnte allerdings nicht immer erreicht werden.

In allen Vorträgen und Diskussionen kam hier die Forderung der Teilnehmer nach umfangreichen, kurz-, mittel- und besonders langfristigen Messprogrammen zum Ausdruck. Denn die gegensätzlichen Ansichten der Forscher müssen grösstenteils auf das Fehlen präziser und umfassender Messdaten zurückgeführt werden. In klarer Erkenntnis dieser Tatsache haben die Vereinigten Staaten von Nordamerika kürzlich das Forschungsbudget auf dem CO_2-Gebiet auf 25 Millionen US-Dollar heraufgesetzt. Es ist zu hoffen, dass auch in Europa die CO_2-Forschung massiv aktiviert wird, damit zumindest weitreichende, vom Menschen verursachte Schäden besser erkannt und damit rechtzeitig verhütet werden könnten.

Anschrift des Verfassers:

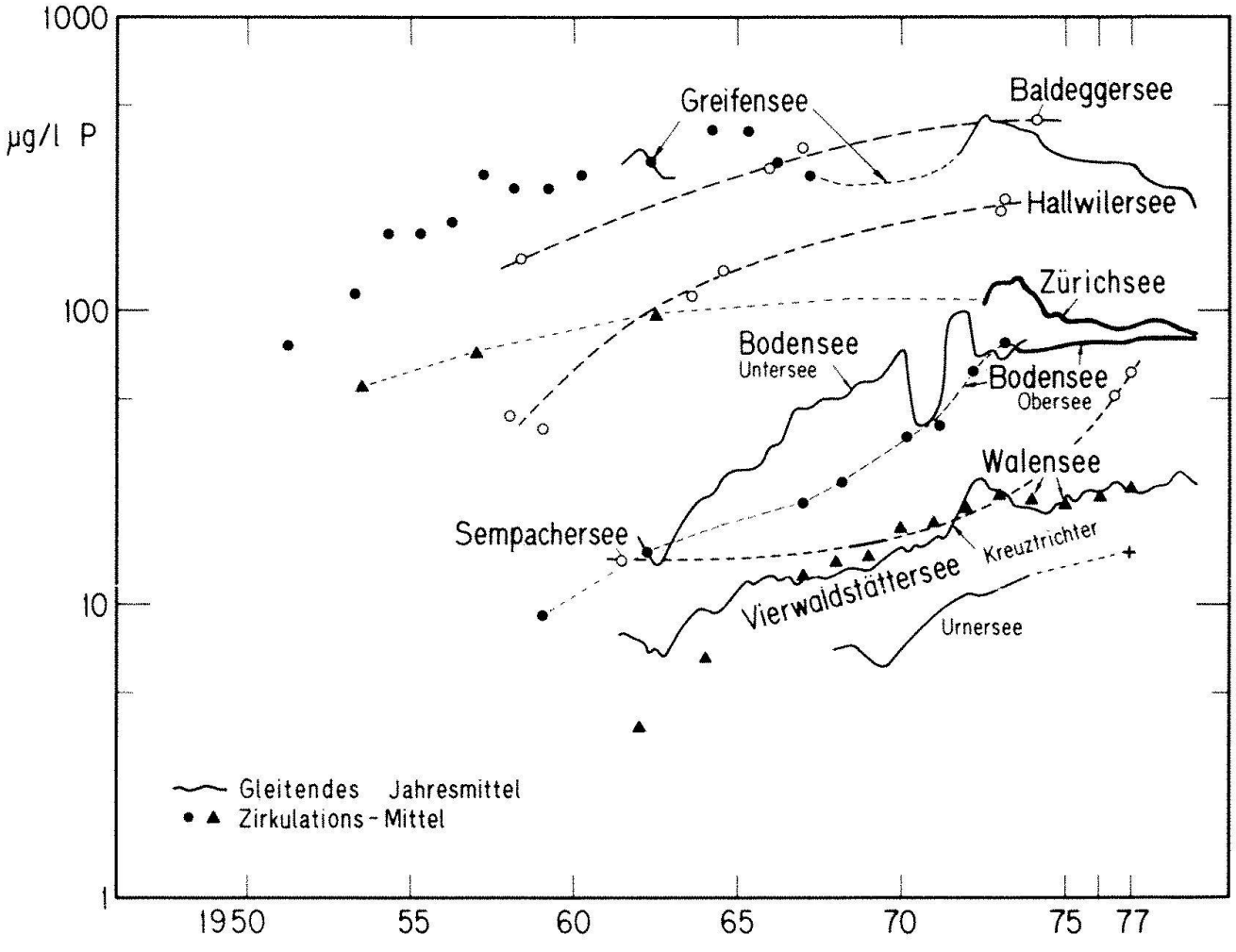
Dr.-Ing. Ernst W. Nagelstein
St. Johanns-Vorstadt 14
CH-4056 Basel

Der Anteil der Waschmittel-Phosphate bei der Eutrophierung der Seen

Heinz Ambühl

In den vergangenen 3 Jahrzehnten hat sich der Zustand der meisten Seen der Schweiz stark verschlechtert. Die wichtigste und heute nicht mehr bestrittene Ursache ist die zu hohe Belastung der Seen mit Phosphat. Im unbeeinflussten, ursprünglichen Ökosystem steuert Phosphat als der essentielle Pflanzennährstoff, der zuerst aufgebraucht wird, den gesamten Stoffumsatz, die Biomassesynthese und damit auch die Belastung mit eigenen Produkten. Eine steigende derartige Belastung wird im gesamten als Eutrophierung bezeichnet. Dass die Phosphorbelastung der Seen seit dem 2. Weltkrieg tatsächlich gewaltig angestiegen ist, wird durch die einschlägigen Statistiken und durch Messungen der Phosphorfracht einiger Seezuflüsse (z. B. Schussen, Argen, Alpenrhein) belegt, dann aber auch durch eine grosse Zahl gründlicher Analysen der Seen (Abb. 1).

Abb. 1. Der mittlere Phosphat-Gehalt einiger Seen im Laufe der Zeit. Ausgezogene Linien: Aus monatlichen Erhebungen berechnetes sog. gleitendes Jahresmittel. Einzelwerte: Natürlicher Mittelwert der Frühjahrszirkulation. Der verwendete logarithmische Maßstab bringt die Veränderungen bei hohen Gehalten schwach zum Ausdruck.



Eines der Endglieder der komplexen biochemischen Reaktionskette in den Seen ist der Sauerstoff. Der See kann sich während der jährlich stattfindenden Durchmischung im Frühjahr an Sauerstoff sättigen (in tiefen Seen ist auch diese Möglichkeit eingeschränkt); der so geschaffene Vorrat muss für mindestens ein Jahr ausreichen, um den Bedarf der Tiere und vor allem der Abbauorganismen zu befriedigen. Bei hoher (phosphorbedingter) Algenproduktion steigt der Abbau gleichermassen an und mit ihm der Sauerstoffbedarf. Sauerstoffgehalte von Null und zum Teil hohe Sauerstoffbedarfswerte in den tieferen Wasserschichten sind bei allen kleineren Seen die Regel; sie dokumentieren den heutigen Seezustand und - zusammen mit dem stetig ansteigenden Phosphorgehalt - die Richtung der gegenwärtigen Entwicklung. Demgegenüber ist zu beachten, welche Anforderungen in der Verordnung über Abwassereinleitungen gestellt werden: «Der Sauerstoffgehalt soll, unter dem Vorbehalt ungünstiger natürlicher Verhältnisse, zu keiner Zeit und in keiner Tiefe weniger als 4 mg/l O_2 betragen», was 30–40% der möglichen Sättigung bedeutet.

Die Herkunft des Phosphors

Der in die Seen fliessende Phosphor stammt a) aus der Boden- und Gesteinsverwitterung, b) aus irgendwelchen nicht beeinflussbaren fernen Quellen und gelangt via Atmosphärentransport in die Seen, c) aus der Erosion des gedüngten Bodens: Gedüngter Boden ist mit Phosphat angereichert. Liegt er brach, so erodiert er je nach Gefälle mehr oder weniger stark, d) aus Siedlungsabwässern. Rund 1,5 g P werden täglich von jedem Einwohner ausgeschieden, rund 2,7 g verbraucht jeder Einwohner täglich in Form von Waschmitteln.
Infolge der verschiedenen Strukturen der Einzugsgebiete ist der Anteil der einzelnen Quellen an der Gesamtbelastung von See zu See verschieden.

Möglichkeiten, den Phosphoreintrag auf das vom See bewältigbare Mass zu senken

Boden- und Gesteinsverwitterung sowie der atmosphärische Anteil sind praktisch nicht veränderbar. Der Anteil der Bodenerosion kann durch Vermeiden von Brache herabgesetzt werden, ferner durch Vermeiden von Vorratsdüngung und von Flüssigdüngung auf den gefrorenen Boden. Die heute weit verbreitete Maiskultur z.B. fördert solche Bestrebungen leider nicht, da der Boden unter dem hochstehenden Blätterdach der Maispflanzen offen bleibt. In einem grösseren Ausmass manipulierbar ist nur der Phosphorgehalt des Abwassers. Prinzipiell bieten sich zwei Alternativen an: Beseitigen des P durch Abwasserreinigung, oder vermeiden, dass P überhaupt ins Abwasser gelangt.
Im gesamten Einzugsgebiet der Seen verlangt das Bundesrecht in den Kläranlagen die Phosphor-Elimination. Die P-Konzentration im Abfluss im 24-Stunden-Mittel darf dabei 1 mg/l nicht übersteigen. In 43% aller Kläranlagen in den Einzugsgebieten der Seen ist diese Eliminationsstufe im Betrieb. In 38% ist sie im Bau oder mittlerweile in Betrieb genommen, im Rest projektiert. Wie nun aber die Entwicklung der Seen deutlich genug erkennen lässt, genügt diese Reinigung für die heutige Abwasserkomposition nicht. Und hier wird denn auch der Konflikt offenbar: Einerseits besteht eine eindeutige, folgenschwere Belastung der Gewässer durch den massenhaften Verbrauch eines düngenden Stoffes, anderseits muss dieser Stoff von den Gewässern ferngehalten werden. Der Konflikt wäre leicht zu lösen, wenn diese Fernhaltung so einfach zu realisieren wäre, wie oft propagiert wird.
Wir behandeln im folgenden nur die beiden radikalsten technischen Möglichkeiten der Posphor-Entlastung, nämlich a) die weitergehende Phosphorelimination und b) den vollständigen Phosphorbann oder -ersatz in den Waschmitteln.

Weitergehende Abwasserreinigung

Mit einer zusätzlichen Fällung oder Flokkung und nachfolgender Filtration kann die P-Konzentration des gereinigten Abwassers auf 0,2 mg P/l oder weniger gesenkt werden. Die in vielen Kläranlagen schon vorhandene Fällung (3. Stufe) ist dafür eine technische Voraussetzung. Dieses Verfahren sieht bestechend aus, leidet aber an gewissen Mängeln: Es steht erst im Versuchsstadium; ein rascher Einsatz ist also nicht zu erwarten. Es ist nur

in Anlagen mit einer gewissen Mindestgrösse (ca. >10000 Einwohner-Gleichwerte) zuverlässig einsetzbar.
Gegenwärtig stehen in den Einzugsgebieten der Seen 73 Kläranlagen mit einer Ausbaugrösse von >10000 EGIW, umfassend rund 2,9 Mio EGIW, im Bau oder Betrieb, gegenüber 145 Kläranlagen von <10000 EGIW und total 460000 EGIW. Nach Fertigstellung aller Kläranlagen werden in den Einzugsgebieten der Seen 3,5 Mio Einwohner-Gleichwerte (=84,4%) in Anlagen von >10000, sowie 0,65 Mio (=15,6%) in Anlagen von <10000 Gleichwerten erfasst sein. Die Anlagen der kleineren Kategorie müssten mit Kanälen zu grösseren Regionen zusammengefasst werden, was dem gegenwärtigen und auch nicht aus der Luft gegriffenen Baukonzept eigentlich widerspricht. Ein erster derartiger Fall (Einzugsgebiet Greifensee) führte bei den betroffenen Gemeinden trotz grundsätzlichem Verständnis und einem verlockenden Subventionsangebot zu Opposition.
Durch die Regen- und Hochwasserentlastungen gelangt ein substantieller Teil der Phosphorfracht ins Gewässer. Zwar wurden bis heute schon viele Regenrückhaltebecken gebaut; der Bedarf ist aber immer noch grösser als das schon Vorhandene, so dass doch damit zu rechnen ist, dass rund 5% der Phosphorfracht im unbehandelten Abwasser ins Gewässer gelangt. Dieser Anteil liegt aber in der gleichen Grössenordnung oder sogar höher als der von der Kläranlage nicht eliminierte und schliesslich ins Gewässer abgegebene Phosphor! Das oft ins Treffen geführte System der Ringkanalisation besitzt dieselben technischen Nachteile und erfordert zudem günstige topographische Verhältnisse. Es wurde oder wird nur in wenigen Fällen realisiert (Hallwilersee, unterer Thunersee, unterer Zürichsee, Zugersee, Sempachersee z.T.), weshalb wir es nicht in unsere Vergleiche einbeziehen.
Die Zeitspanne, bis die weitergehende Abwasserreinigung ausgereift und umfassend realisiert ist, kann nicht abgeschätzt werden; sie wird jedenfalls lange sein.

Phosphorfreie Waschmittel
Das bewährte Prinzip, eine Umweltbelastung gar nicht erst entstehen zu lassen, bedeutet, auf unsere Konfliktsituation angewandt, dass alle möglichen P-haltigen Abwasserkomponenten zu vermeiden sind. Im wesentlichen heisst das, dass der P-Anteil der Waschmittel durch andere nicht düngende Stoffe mit ähnlichen waschtechnischen Eigenschaften zu ersetzen ist oder dass auf diese verzichtet wird. Auch hier stellen sich aber ernsthafte Probleme: Derartige Ersatzstoffe existieren zwar in bemerkenswerter Zahl, sie sind aber nicht wirksam genug oder nicht biologisch degradierbar oder in irgendeiner Weise ökologisch fragwürdig, z.B. wegen der Bildung von Schwermetallkomplexen, oder zu teuer. Die Frage, ob ein geeigneter Ersatzstoff mit einer weiterentwickelten Herstellungstechnologie volkswirtschaftlich billiger oder teurer sein wird als die 4stufige Reinigung, kann heute nicht beantwortet werden. Für die 4stufige Reinigung ist immerhin mit 20–50 Franken pro Einwohner und Jahr zu rechnen.
Bei vollständigem Wegfall des Waschmittel-P würde der im Siedlungsabwasser verbleibende fäkale P-Anteil in den heute bestehenden, mit einfacher (sog. Simultan-)Fällung ausgerüsteten Kläranlagen ungefähr den gleichen P-Gehalt im Abfluss liefern wie eine 4stufige Kläranlage mit heutigem Abwasser, weil der dannzumal verbleibende P-Gehalt (rund ⅓ des heutigen Wertes) dem stöchiometrischen P-Anteil von Organismensubstanz erheblich ähnlicher ist und mit dem biologischen Prozess anteilmässig vollständiger entfernt wird, so dass der 3. Schritt, nämlich die Fällung, ihre Aufgabe entsprechend besser bewältigen kann. Kommt dazu, dass alle mit der Kläranlage nicht erfassten Frachten (diffuse Abwassereinleitung in Gewässer, Hochwasserentlastung) a priori auf einen Drittel herabgesetzt würden. Ferner würde der nicht unproblematische Zusammenschluss bestehender kleiner Kläranlagen entfallen – im gesamten ein maximal möglicher Nutzeffekt.
Diesem Optimismus steht jedoch entgegen, dass eine derartige Massnahme wohl nur unter dem Zwang gesetzlicher Vorschriften durchführbar wäre, was – bestenfalls – längere Zeit beanspruchte. Zudem ist die Frage offen, wieviel Zeit zur vollständigen Entwicklung eines neuen Chemikals (inklusive Grossfabrikation und Anwendung) benötigt würde: Auch diese Schwierigkeiten dürfen nicht unterschätzt werden.

Wie wirksam sind diese Massnahmen für die Seen?

Wie gross die Belastung einiger Seen mit Phosphor in den letzten Jahren war, und wie sie sich auf die einzelnen Quellen aufschlüsselt, ist in Tabelle 1 zusammengestellt.
Interessant ist die Aussage der letzten Kolonne; hier ist zusammengestellt, wie gross der Phosphoreintrag (unter heutigen hydraulischen Verhältnissen) bei vollständigem Wegfall des Detergentien-Phosphors wäre.

Tab. 1. Jährliche Belastung mit Phosphor in t P/Jahr; heutiger Zustand. Kolonne rechts aussen: Belastung bei vollständigem Wegfall des Waschmittel-P und mit Simultan-Fällung. *) = Analytische Messungen. Übrige statistisch ermittelt.

		Abwasser	Boden	via Luft	Total	Total ohne Waschmittel-P/Jahr
*Alpnachersee	1975	12,7	2,0	0,3	15,0	4,85
*Greifensee	1977	21,8	2,8	0,3	24,9	14,3
*Bodensee	1972	981	359	100	1440	590
*Untersee	1972	304	123	33	460	180
*Sempachersee	1977	7,2	6,3	1,2	14,7	8,0
Neuenburgersee		146	27	15	188	77
Murtensee		49,0	15,7	1,3	66,0	31
Pfäffikersee		6,4	0,8	0,2	7,4	2,3
Zürichsee		185	26	7	218	69
Walensee		43,5	25	1,5	70	30

Diese Zahlen lassen sich leichter abschätzen als entsprechende Werte für den Effekt einer 4. Reinigungsstufe; sicher liegen jene Werte aber in der gleichen Grössenordnung, so dass sich eine Gegenüberstellung erübrigt. Jedenfalls ist die Differenz zwischen der gegenwärtigen und der waschmittelphosphorfreien P-Belastung beträchtlich. Nun geben diese Zahlen zwar eine wertvolle Information über die Leistungsfähigkeit des Verfahrens, sagen aber nichts darüber aus, ob die Seen dadurch genügend entlastet würden.
Die Belastbarkeit von Seen lässt sich berechnen; dabei spielt die Morphologie, d. h. das Oberflächen-Volumen-Verhältnis, eine grosse Rolle, ferner die theoretische Aufenthalts- oder Füllzeit. Es ist leicht einzusehen, dass ein See um so belastbarer ist, je rascher er sein Wasser erneuert. In Tabelle 2 sind die Aufenthaltszeiten τ_w zusammengestellt, die von jedem See tolerierte bzw. ohne Schaden ertragene Belastung in Tonnen P/Jahr und in g P/m² Seefläche und Jahr sowie unter relative Belastung die aktuelle und die waschmittelphosphorfreie Belastung in Einheiten der tolerablen Belastung (Berechnung nach R. A. Vollenweider 1976; andere Be-

Tab. 2. Tolerable und relative P-Belastung. Letztere ist angegeben für den aktuellen Zustand und bei vollständigem Wegfall des Detergentien-P, mit konsequent durchgeführter Simultan-Fällung (*). τ_w = Füll- bzw. Aufenthaltszeit der Seen in Jahren.

	τ_w Jahre	Tolerable P-Belastung		Relative P-Belastung	
		t/J	g/m²·J	eff.	ohne Waschmittel-P*
Alpnachersee	0,25	3,75	0,78	4,0	1,3
Greifensee	2,0	2,0	0,23	12,4	7,2
Bodensee	4,5	376	0,70	3,9	1,5
Untersee	0,03	156	7,8	2,9	1,2
Sempachersee	17	2,0	0,14	7,4	4,0
Neuenburgersee	7,4	69	0,32	2,8	1,1
Murtensee	1,2	10,3	0,38	6,3	3,0
Pfäffikersee	0,75	1,45	0,45	4,8	1,6
Zürichsee	1,4	47	0,70	3,5	1,5
Walensee	1,4	39	1,6	1,8	0,75

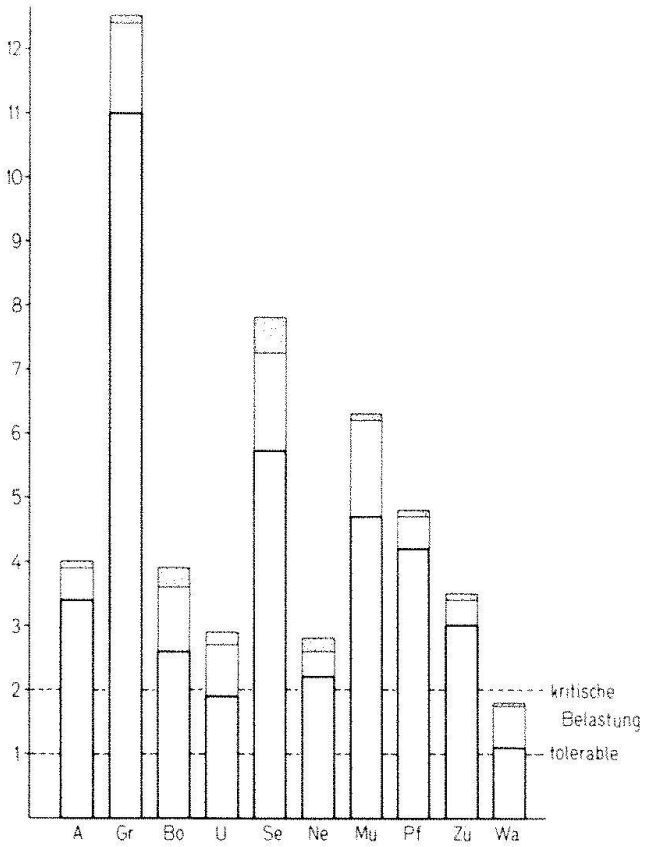


Abb. 2. Die relative Belastung der in Tabelle 1 und 2 aufgeführten Seen (Tolerable Belastung = 1), aufgeteilt auf die wichtigsten Phosphor-Quellen. Aktueller Zustand.

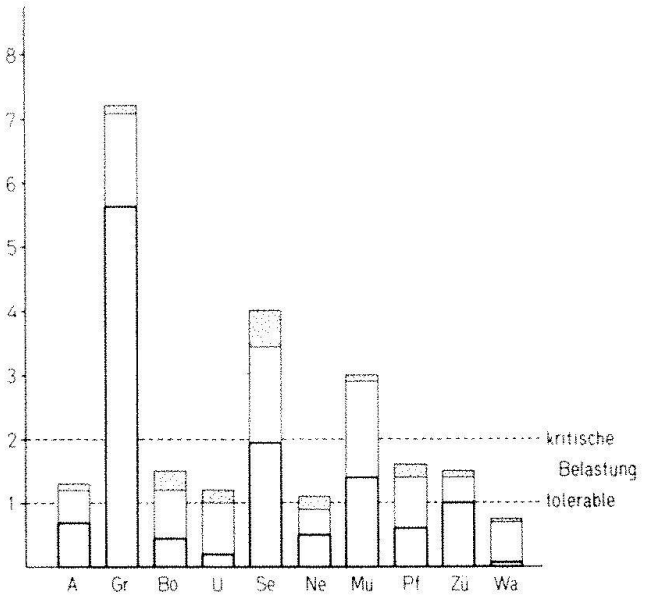


Abb. 3. Relative Belastung der Seen bei vollständigem Wegfall des Detergentien-Phosphors und mit konsequent eingeführter P-Fällung (Simultan-Fällung, 3. Stufe).

rechnungsmodelle ergeben ähnliche Werte). Einzuräumen ist, dass an die tolerable Belastung hier recht strenge Maßstäbe gesetzt werden.

In Abb. 2 ist die aktuelle Belastung in relativen Einheiten (Tolerable Last = 1) aufgezeichnet und aufgeschlüsselt: In allen Fällen überwiegt der Abwasseranteil, und die tolerable Phosphorlast ist auf der ganzen Linie weit überschritten. Abb. 3 zeigt die theoretische Situation bei vollständigem Wegfall des Detergentien-P. Während der Anteil der Bodenerosion unverändert geblieben ist, ist der Abwasseranteil gewaltig abgesunken, und in den meisten Fällen liegt die Phosphorlast nun auf einem Niveau, das grosse Hoffnungen für die Sanierung und Gesunderhaltung dieser Seen erlaubt.

Trotz diesem theoretisch-heiteren Ausblick ist die realistische Perspektive doch eher düster. Zwar lässt sich mit den skizzierten Massnahmen eine wirksame Entlastung durchaus erreichen, doch muss diese Entlastung rasch einsetzen und in absehbarer Zeit zu Ende geführt werden. Andernfalls werden die Seen ihre in Abb. 1 dargestellte Entwicklung fortsetzen. Eine Lösung der kleinen Schritte mag in der Politik ihre Berechtigung haben, nicht aber bei der Wiederherstellung eines akzeptablen und übrigens vom Gesetz geforderten Zustandes.

Wir haben es hier aus Platzgründen unterlassen, abgestufte Lösungsvarianten gegeneinander abzuwägen. Jene Lösung wird schliesslich die beste sein, welche die Seen nicht nur stärker, sondern auch rascher entlastet. Die Kostenfrage dürfte dabei angesichts der Schwere des Problems zweitrangig sein.

Anschrift des Verfassers:

Prof.-Dr. Heinz Ambühl
Eidg. Anstalt für Wasserversorgung,
Abwasserreinigung und Gewässerschutz an der E.T.H. Zürich
Überlandstrasse 133
CH-8600 Dübendorf

Diskussionsbeitrag:

Kurt Gehri

Dem Schutze der Gewässer kommt in einem hochentwickelten Lande wie der Schweiz eine primäre Bedeutung zu.
Dabei darf nicht vergessen werden, dass die modernen, d.h. phosphathaltigen Waschmittel in nicht unbeachtlichem Umfang an der Erreichung und Erhaltung unseres derzeitigen Wohlstandes oder unserer Lebensqualität, wie man heute sagt, beteiligt sind; dies indem sie einen hohen Stand an Hygiene ermöglicht haben und stets gewährleisten, was besonders wichtig ist im Kampf gegen ansteckende Krankheiten. Alsdann indem durch die Entwicklung der modernen Waschmaschinen, die erst dank der phosphathaltigen Waschmittel möglich wurde, insbesondere der Hausfrau eine schwere Arbeit abgenommen wurde, so dass diese nun über vermehrte Zeit für Familie, Beruf oder sich selbst verfügt.
Die Phosphate erfüllen im Waschprozess eine ganze Anzahl unerlässlicher Funktionen: Sie enthärten das Wasser. Sie verhindern die Ablagerung von Kalk und Schmutz auf Geweben und Waschmaschinen, eine Voraussetzung für hygienisches Waschen. Sie gewährleisten eine milde Waschlauge zur Gewebeschonung. Sie erhöhen die Wirkung der waschaktiven Substanzen wie Seife und synthetische Produkte.
Die Seifen- und Waschmittelfabrikanten sind sich ihres Beitrages an die Eutrophierung der Gewässer durchaus bewusst. Deshalb bemühen sie sich bereits seit Jahren – und zwar weltweit und unter Einsatz von beachtlichen finanziellen Mitteln – einen sowohl für den Menschen als auch für seine Umwelt bedenkenlosen Ersatzstoff für die Phosphate zu finden. Leider haben diese Bestrebungen bisher noch nicht zum erwünschten Ergebnis geführt, obwohl bereits gewisse Fortschritte erzielt wurden.
Für die schweizerische Seifen- und Waschmittelindustrie stellt die Inkraftsetzung der bundesrätlichen Waschmittelverordnung am 1. Juli 1977 den wichtigsten Schritt dar, wenn auch den ersten, auf dem Wege der langfristigen Lösung des Problems der Gewässerbelastung durch Phosphate. Diese Vorschriften, die sich weitgehend auf die nicht zustandegekommene, aber seit dem 1. April 1976 aufgrund einer Resolution von den Mitgliedsfirmen der USS trotzdem eingehaltene freiwillige Vereinbarung aus dem Jahre 1974 stützen, beruhen auf einer Dosierungsmaximierung je nach Härtebereich des Wassers. Die Kenntnis des prozentualen Phosphatinhalts der einzelnen Waschmittel ist deshalb von sekundärer Bedeutung. Sie verlangen, dass auf Verpackungen und Behältern für phosphathaltige Textilwaschmittel genaue Dosierungsvorschriften angebracht werden. Obwohl nicht so auffallend, wie es gewisse, mit den technischen Möglichkeiten nicht besonders vertraute Kreise gerne haben möchten, bringt diese Massnahme immerhin eine Reduktion von ca. 20 Prozent der 20000 Tonnen Waschmittelphosphate, welche jedes Jahr in unsere Abwässer gelangen, mit sich. Voraussetzung für das Gelingen der Operation ist allerdings, dass die Konsumentinnen die Wasserhärte in ihrem Haushalt kennen und die Dosierungsvorschriften einhalten.
Wie das Bundesamt für Umweltschutz (BUS), betrachten auch die schweizerischen Waschmittelhersteller die neue Verordnung als einen ersten Schritt. Dieser Standpunkt geht deutlich aus der Antwort des Bundesrates auf die kleine Anfrage von Ständerat Donzé vom 17. April 1978 hervor. Sobald für den Menschen wie für seine Umwelt tadellose Ersatzstoffe verfügbar sind, soll der Phosphatverbrauch weiter gezügelt werden. Erste Feldversuche mit einem solchen Substitut wurden bereits im Frühjahr 1977 in der Schweiz vorgenommen. Die als Natriumaluminiumsilikate bezeichneten Verbindungen – sie kommen auch als natürliche oder künst-

liche Zeolithe vor - werden unter verschiedenen Marken, z.B. Sasil, in den Handel gebracht. Die Eigenschaften dieser Stoffe werden den an die Waschmittel gestellten Anforderungen allerdings nicht völlig gerecht und ermöglichen deshalb nur einen teilweisen Ersatz der Phosphate. Auch Nitrilotriacetat (NTA) wird als Phosphatersatz weiterhin in Betracht gezogen.

In diesem Zusammenhang ist darauf hinzuweisen, dass die in die Gewässer gelangenden Phosphate aus verschiedenen Quellen stammen. Die Waschmittel liefern nur rund einen Drittel davon, - wenn ich mich so ausdrücken darf. Selbst eine drastische Reduktion der Waschmittelphosphate kann im besten Fall nur zu einer bescheidenen Verlangsamung der Eutrophierung führen. Bei einem vollständigen Ersatz der Waschmittelphosphate würde die Phosphatfracht aus den übrigen Quellen (Fäkalien, Düngung und Bodenerosion) immer noch rund zwei Drittel der Gesamtbelastung ausmachen. Demzufolge - und da liegt der Schwerpunkt meiner Ausführungen - kann beim derzeitigen Stand der wissenschaftlichen Erkenntnisse und der Technik die Eutrophierung nur durch die lückenlose Einführung der dritten Reinigungsstufe (d.h. der chemischen Fällung) in den Kläranlagen wirksam bekämpft werden. Damit würde nämlich die gesamte Phosphatfracht oder fast - man spricht von Ausscheidungsraten von bis über 90% - eliminiert. Gleichzeitig könnte noch eine ganze Reihe anderer Verunreinigungen, wie organische Stoffe, Bakterien, Schwermetalle, ausgeschieden werden.

Über die soeben erwähnten Punkte sollte man sich bei jeder Diskussion über den Zusammenhang zwischen Eutrophierung der Gewässer und Waschmittelphosphate im klaren sein.

Anschrift des Verfassers:

Dr. Kurt Gehri
Union der Seifen- und
Waschmittelfabrikanten der Schweiz
Breitingerstrasse 35
CH-8002 Zürich

Markus-Guggenheim-Gedächtnisvorlesung, Brig, 6. Oktober 1978

H. Schadewaldt (Düsseldorf)
Universitätsmodelle in ihrer Entwicklung 288

Universitätsmodelle in ihrer Entwicklung

Hans Schadewaldt

Ich bin sehr gern der Einladung Ihres hochgeschätzten Präsidenten, Professor Dr. Koelbing, nachgekommen, die Markus-Guggenheim-Gedächtnisvorlesung zu übernehmen. Ich denke dabei mit Dankbarkeit an die engen Beziehungen zur Schweiz und zu vielen schweizerischen Medizin- und Pharmaziehistorikern, die ich von Wehr in Baden aus, wo ich bei der CIBA AG tätig war, unterhalten konnte. Ich werde die herausragende Gestalt von Henry E. Sigerist und die von ihm veranstalteten Pura-Treffen, die nach dem Tode dieses bedeutenden schweizerischen Medizinhistorikers von Dr. Salzmann fortgesetzt wurden, nicht vergessen.

Ich bekenne dankbar, dass ich meine Habilitationsarbeit in Freiburg im Breisgau ohne die wesentliche Unterstützung durch die Baseler Universitätsbibliothek, wo damals mein jetziger Bonner Fachkollege, Herr Professor Dr. Nikolaus Mani, tätig war, nicht hätte fertigstellen können. Viel habe ich gelernt in den anheimelnden, so persönlichen und von kollegialer Freundschaftlichkeit erfüllten medizinhistorischen Kränzchen in der Wohnung meines verehrten Kollegen Professor Dr. Buess, wo ich des öfteren Gelegenheit hatte, Sie, Herr Präsident, anzutreffen. Ich habe ausserordentlich viel bei meinen Visiten in Zürich erfahren. Sei es, um von Professor Dr. med. Dr. h.c. Dr. h.c. Erwin H. Ackerknecht durch das grandiose Museum geführt zu werden, oder ihn während einer Vorlesung zu erleben; denn es war stets ein besonderes Erlebnis ihn zu hören. Ich bedaure es sehr, dass Professor Dr. Hintzsche, der nach seiner Emeritierung mit grossem Erfolg die Medizingeschichte in Bern vertrat, nicht mehr unter uns weilt. Mit ihm verband mich ein besonderes Interesse an Leben und Werk des nahe von Düsseldorf, in Hilden geborenen grossen Chirurgen Fabricius Hildanus, der den Höhepunkt seiner Laufbahn in der Schweiz erlebte und als Stadtarzt in Bern 1643 verstarb.

Ich verstehe sehr gut, warum sich Papst Pius II, der sich während des berühmten Baseler Konzils (1431–1449) als Kardinal Enea Silvio Piccolomini in der Rheinstadt aufhielt, dem damals ungewöhnlichen Wunsch der Bürgerschaft nicht verschloss, in Basel eine Universität zu gründen, die ausschliesslich durch die Initiative der Bürger dieses kleinen Stadtstaates unterhalten werden sollte.

Wie Buess in seiner Arbeit zur Geschichte der Medizinischen Fakultät Basel mitteilte, hatte Papst Pius II. am 12. November 1459 in der Stiftungsbulle erwähnt, dass die Stadt Basel zu einer Universitätsstadt vor anderen geeignet sei, «durch die Fülle ihres Lebens, die milde, gesunde Luft, die Lage an den Grenzen verschiedener Nationen, und dass sie deshalb mit den Gaben der Wissenschaften geschmückt werden sollte». Es will mir darüber hinaus scheinen, als ob der berühmte Wahlspruch dieses Kirchenfürsten «Esse, quam videri», der sehr viel später in dem Motto «Mehr sein als scheinen» Richtschnur des Deutschen Generalstabs werden sollte, in seiner Schlichtheit gerade auch auf die schweizerischen Universitäten zutrifft, die, wenn ich dies aus der Ferne recht beurteilen kann, in einer Welt aufgepeitschter Emotionen immer noch ein Hort des Friedens und der soliden wissenschaftlichen Arbeit zu sein scheinen. Es war sicherlich nicht ein Kalkül der wirtschaftlichen Nützlichkeit, was die Baseler Regierung veranlasst hatte, in mehreren Gesandtschaften um die Verleihung der Universitätsrechte beim Papst zu ersuchen, sondern es war das in jener Umbruchszeit vom Spätmittelalter zur Renaissance überall aufkeimende neue Wissenschaftsverständnis, wie es Ulrich von Hutten in dem berühmten Brief an seinen Humanistenfreund Willibald Pirckheimer aus dem Jahre

1518 mit den Worten ausdrückte: «O saeculum, o litterae, juvat vivere etsi nondum quiescere iuvat, Bilibalde, vigent studia, florent ingenia».

Aber mit der Erwähnung von Basel ist eigentlich bereits schon ein Typ von Universitäten vorweggenommen, wie er sich im Humanismus entwickeln sollte. Basel war die katholische Gründung, die mit dem Einzug der Reformation in die alte Freie Reichsstadt 1532 zu einem Prototyp des neuen, protestantischen Wissenschaftsverständnisses werden sollte, ohne je seine angestammte Liberalität zu verlieren.

Um die Universitätsideen in ihren Anfängen zu erkennen, müssen wir ins 12. Jahrhundert und nach Norditalien zurückblenden. Nach dem Zusammenbruch der antiken Welt sind zwar im christianisierten Raum allerorten Klosterschulen entstanden, die für angehende Kleriker, aber auch für Laien das antike Wissensgut und die Erkenntnisse der neuen Heilsreligion zu vermitteln suchten. Diese Bildung verstand sich noch im ursprünglichen Sinne als eine formende Tätigkeit am Material und zu dieser Auffassung hat sicher die Metapher des Aristoteles Anlass gegeben, den Menschen mit seinem Geist als eine unbeschriebene Wachstafel anzusehen, in die der Lehrer Engramme einzuritzen hätte. Da und dort, so etwa in den Schulen von Chartres und Salerno, finden sich jedoch Anzeichen, dass man sich mit dieser Art von Wissensvermittlung nicht begnügte und mehr und mehr zur Kommentierung, etwa der Kirchenväterliteratur oder der überlieferten antiken islamischen medizinischen Texte, überging. Mehr und mehr wurde auch diskutiert, ob Scientia, die Wissenschaft, oder Sapientia, die Weisheit, das eigentliche Ziel der Bildung sein müsse. Noch freilich war die quälende Frage nicht aufgeworfen, ob es nun das Ziel der Bildungsanstalten sein sollte, wissenschaftliche Kenntnisse in einem vorgegebenen Rahmen zu vermitteln, die sog. «Doctrina» oder ob es mehr um die Formung der gesamten Persönlichkeit gehen müsse, die «Humanitas», und Bildung als ein pädagogischer Begriff taucht wohl erst bei Pestalozzi und Wilhelm von Humboldt auf, die diese scharf gegen die reine Wissensaneignung, damals allgemein mit Gelehrsamkeit bezeichnet, abgrenzten. Denn von nun an verstand man unter Bildung und versteht man wohl auch heute noch Erziehung zu theoretischer Einsicht und daraus resultierende Beeinflussung der Lebensführung.

Die Diskussion jedoch, wie dies zu geschehen habe, und ob die Individualbildung auf die Bildung einer ganzen Gesellschaft Einfluss nehme oder umgekehrt, ob Änderungen der Bewusstseinsstufe einer Generation eine nachfolgende Änderung der Bildungsziele bzw. -ideale bedingen, ist gerade in unseren Tagen wieder recht lebhaft. Bis vor kurzem galt jedoch noch, dass Bildung nur im Rahmen eines Lehrer-/Schülerverhältnisses vermittelt werden könne, ganz im Gegensatz zu der Aneignung von wissenschaftlichen Fakten, und dass der Lehrende, nach Humboldt, das höhere Selbst des Schülers herausbilden, also der Lehrer weder Diktator noch Sklave oder Lohnempfänger des Schülers sein solle. Im Wechselspiel von Anspruch und Leistung sah man eine ideale bildungspolitische Aufgabe.

Wenn man von diesem Bildungsbegriff ausgeht, kann man in der Tat eigentlich nur die im Hochmittelalter entstandenen Universitäten und nicht die früheren Latein- oder Klosterschulen, von berühmten Ausnahmen abgesehen, als Universitäts-Bildungseinrichtungen im engeren Sinne bezeichnen. Zwar war im christlichen Kulturbereich der musisch-gymnastische Elementarunterricht der Griechen durch eine Unterweisung in der lateinischen Sprache, in Grammatik, Rhetorik und Kenntnis theologischer Grundmaximen abgelöst worden, aber schon das Studium der freien Künste, das im Spätrom auch den freien römischen Bürgern erlaubt war, ohne dass man ihn des Banausentums bezichtigen konnte, d.h. der Ausübung einer Tätigkeit für Geld, war den Universitäten vorbehalten. Diese sogenannten Vorstudien sind bereits im 6. Jahrhundert von dem Philosophen Boethius als Trivium und Quadrivium institutionalisiert worden.

Keinem Geringeren als Martin Luther zu Ehren wurde im Jahre 1518 in Heidelberg während eines Festaktes ein uraltes Studentenlied intoniert, das auf einen Bussgesang aus dem Jahre 1267 zurückging. Den Höhepunkt des Cantus bildete dabei die Strophe:

«Vivat academia, vivant professores
vivat membrum quodlibet

vivant membra quaelibet
semper sint in flore.»

Heute ist vielen das «Gaudeamus igitur» fragwürdig geworden, und die Berechtigung des «vivat academia, vivant professores» wird von vielen Seiten bezweifelt. Wieviele, vor allem von den jüngeren Kommilitonen sprechen noch von ihrer Alma mater und ihrer schönen Studentenzeit. In diesen unruhigen Zeitläufen sind fast alle Begriffe, die früher Wert und Inhalt hatten, in Frage gestellt worden. Berufe wie der des Geistlichen, des Richters, des Offiziers, aber auch Begriffe wie Ritterlichkeit, Ehre, Liebe und Treue sind zumindest diskutable, wenn nicht kritisch diskutierte Stichworte geworden. Auch der Hochschullehrer und der Student sind nunmehr von dieser Ab- und Umwertung aller Werte ergriffen, und während noch vor wenigen Jahren der Professor auf der obersten Stufe der sozialen Rangordnung stand, während man noch vor kurzem gern bereit war, dem Studenten in jeder Beziehung Hilfe und Unterstützung zu gewähren, ist seit einigen Jahren ein weitgehender Umschwung der Bewertung dieser beiden Positionen, des Lehrenden und Lernenden, an der Universität und in der Öffentlichkeit eingetreten. Der Professor und insbesondere der Ordinarius gilt vielen Kreisen als der ewig Gestrige, der unbelehrbare Konservative, der die angeblich hierarchische Struktur der Universität mit allen Mitteln aufrecht Erhaltende, der diktatorisch über seine Mitarbeiter und die Studenten Verfügende. Der Student andererseits wird oft generell als der radikal neomarxistisch eingestellte Revolutionär, der sich an keine Spielregeln der Gesellschaft mehr hält und rigoros und rücksichtslos auf Kosten der Steuerzahler, die ihn ja im weitesten Masse unterhalten, eine Veränderung nicht nur der Universität, sondern auch der Gesellschaft mit sozialistisch-kommunistischen Zügen anstrebt, angesehen.
War man bisher gewohnt, die deutschsprachigen wissenschaftlichen Hochschulen als echte «Universitas magistrorum et scholarium» gemeinsam agieren zu sehen, so bemerkte man nun mit Überraschung, dass innerhalb der Universität ein erbitterter Kampf eines Teils der Studentenschaft gegen die Dozenten und Professoren ausgebrochen war, der sich in vor zehn Jahren noch für unglaublich gehaltenen Kampfmassnahmen manifestierte.
Freilich, dies war kein Novum, und in der Universitätsgeschichte der letzten 800 Jahre kann man immer wieder Parallelen zu den Ereignissen unserer Tage finden, die den Historiker doch etwas gelassener die augenblicklichen Auseinandersetzungen betrachten lassen. Zudem ist bereits, soweit meine Erfahrung, das Pendel wieder nach der anderen Seite ausgeschlagen, als nunmehr in Folge der drohenden Arbeitslosigkeit für eine grosse Zahl angehender Akademiker das Studium und die Wissensaneignung im Mittelpunkt der Interessen steht, und auf der anderen Seite allmählich sich da und dort, wie das besonders beglückend in Seminaren zu beobachten ist, eine gemeinsame Wissenschaftsfront der Lehrenden und Lernenden wieder bildet, die hoffen lässt, dass der jedenfalls bis vor kurzem in der Bundesrepublik Deutschland zu beobachtende akademische Ausverkauf aufgehalten werden könnte.
Karl Jaspers, der sich vor den Studentenunruhen im Jahre 1961 in seinem Werk «Die Idee der Universität» mit dem Schicksal der «Hohen Schulen» beschäftigte, hatte diese wie folgt umrissen:

«Die Universität hat die Aufgabe, die Wahrheit in der Gemeinschaft von Forschern und Studenten zu suchen. Sie ist die Stätte, an der das hellste Bewusstsein des Zeitalters sich entfalten soll. Dort dürfen als Lehrer und Studenten Menschen zusammenkommen, die den Beruf haben, uneingeschränkt Wahrheit als solche ihrer selbst wegen zu ergreifen. Dass irgendwo bedingungslose Wahrheitsforschung stattfinde, ist ein Anspruch des Menschen als Menschen.»

Dies ist allerdings ein relativ neuzeitliches Postulat, das zweifelsohne auf die Universitätsidee Wilhelm von Humboldts zurückgeht, denn von einer Wahrheitsfindung im eigentlichen Sinne war bei der Gründung der ältesten Universitäten noch nicht die Rede. Hier standen zwei Modelle Pate, die Hochschule von Bologna und die Pariser Universität. Beide Modelle besassen eine völlig unterschiedliche Grundkonzeption.
Bologna war bereits eine bedeutende Handelsstadt, die neben Kaufleuten verständli-

cherweise auch Juristen anzog. Unter ihnen ragte der berühmte Rechtslehrer Irnerius um 1070 hervor, den die Markgräfin von Toskana Mathilde an ihren Hof gerufen hatte. Häufig wurde er als Konsiliarius zu Rate gezogen, und aus dieser Beschäftigung erwuchsen Privatvorlesungen, die etwa von 1088 an stattfanden. Ein Chronist berichtete, dass Irnerius für sich zu lernen begann und «lernend begann er zu lehren». Sein Ruhm zog bald eine grosse Anzahl von jungen Leuten, aber auch reife Männer nach Bologna, die dort an dem Wisssen des Gelehrten teilhaben wollten. Andere folgten seinem Beispiel und hielten Privatunterricht ab.
1167 trat die Stadt zum lombardischen Städtebund über und schlug sich damit eindeutig auf die Seite der papsttreuen Guelfen. In ständigen Auseinandersetzungen mit den Ghibellinen, die insbesondere unter Adelskreisen als Anhänger des Kaisers zu finden waren, entwickelten sich im folgenden Jahrhundert Machtkämpfe, bis Bologna 1328 unter päpstlichen Schutz gestellt wurde.
Auf diesem Hintergrund muss ein Verwaltungsakt Friedrich Barbarossas verstanden werden, der 1158 auf dem Reichstag bei Piacenza vier Juristen aus Bologna berief, die als Experten dem Kaiser dienlich sein sollten. Sie erhielten dafür die Genehmigung, in Bologna die «amoris scientiae facti exules», «die heimatlos aus Wissensdrang dorthin Ziehenden» zu unterrichten, und der Kaiser unterstellte diese ersten Studenten einer eigenen Gerichtsbarkeit. Sehr schnell mehrte sich nun der Ruhm dieser Stadt, so dass die stolze Inschrift «Bononia docet» («Bologna lehrt») die Geldmünzen bis in die nachfolgenden Jahrhunderte schmücken konnte.
Im Gegensatz zur Universität von Paris spielten in Bologna die Studenten die Hauptrolle. Sie hatten bald das Recht, über die Geschicke dieser zuerst als «Scholae publicae», dann als «Studium generale» und schliesslich als «Studium universale» bezeichneten Institutionen zu bestimmen. Nur die Studenten wurden hier als «Universitas» im Sinne einer zunftmässigen Korporation verstanden; die Stadt hatte zwar zur Erhaltung der Hochschule beizutragen, aber sie behaupteten noch lange ihre Autonomie und die demokratische Verfassung. Die Studenten besassen das Recht, aus ihrer Mitte den Rektor der «Universitas» und auch die Professoren zu wählen, die sie allerdings aus eigenen Mitteln besolden mussten. Professoren waren also im Grunde von den Studenten abhängig, und Ruf und Existenz eines Lehrers hingen von der Zahl der Hörer ab, die seine Vorlesungen besuchten.
Die Kaiserliche Studenteninitiative ist zweifelsohne als Antwort auf die sehr zurückhaltende Reaktion der Stadtrepublik auf die vom deutschen Kaiser erlassenen «constitutiones» zu verstehen, und es besteht kein Zweifel, dass der Kaiser durch die Gewährung der Privilegien beabsichtigte, die ghibellinische Neigung unter den Studenten, die zum grossen Teil Ultramontani, also Ausländer, waren, zu stärken. Die Ursache dieser auffälligen Bewertung der Studenten ist also darin zu suchen, dass die Mehrzahl der Studenten Ausländer waren, die Professoren aber stets aus Bologna stammten und den Gesetzen der Stadtrepublik unterworfen waren. Um nun Beeinflussungen seitens der Stadtverwaltung zu vermeiden, die auf die, ihrer eigenen Jurisdiktion unterstehenden Studenten ja sonst keinen Einfluss hatte, legten die Studenten allergrössten Wert darauf, ihre Professoren, die sie ja auch besoldeten, selbst zu wählen. Im übrigen waren die zumeist nicht unbemittelten ausländischen Studenten oft schon im besten Mannesalter, mit einem Durchschnitt zwischen 30 und 40 Jahren. Auf zahlreichen Darstellungen einer Vorlesung oder Disputatio erkennt man würdige Herren, die mit dem auf dem Katheder sitzenden Professor diskutieren. Bald bedeuteten diese Studenten eine der wichtigsten Einnahmequellen für die Stadt, ein «thesaurus preciosissimus», wie dies in einer alten Urkunde bezeichnet wurde.
Die Stellung der von den Studenten gewählten Rektoren – von denen es übrigens zwei gab, da die beiden Korporationen der Cismontanen und Ultramontanen das Recht hatten, je einen Rektor zu wählen – entsprach aber keineswegs der heutigen Situation, sondern eher der des Zunftältesten der mittelalterlichen Zünfte. Diese Rektoren hatten nur ihren Studenten gegenüber ein gewisses Weisungsrecht, besassen aber keinen Einfluss auf die Gestaltung der Studien. Dies war allein den Magistern und den Doktoren überlassen. Diese waren es, die die Prüfungen abhielten und die auch die Er-

laubnis zu lehren, das «ius docendi», ausschliesslich verliehen.
Tatsächlich ist Bologna im Mittelalter fast mehr durch die Qualität seiner Studenten als durch die der Hochschullehrer bekannt geworden; um nur wenige Namen von Studenten zu zitieren:
Albertus Magnus, Dante und Petrarca, Boccaccio und Pico della Mirandola, Kopernikus, Erasmus, Luther, Ariost und Tasso hatten hier studiert. Aber sie waren bei aller besonderen Freiheit, der sie sich erfreuen durften, mit ihren Lehrern einig in der Überzeugung, dass sie allesamt der Wissenschaft dienten, und die Worte von Thomas von Aquin wurden gerade in Bologna besonders hoch geachtet:

«Optavi et datus est mihi sensus. Invocavi et venit in me spiritus sapientiae et praeposui illam regnis et sedibus.»
«Ich verlangte danach, und es ward mir der Sinn offenbart. Ich rief ihn an und er senkte sich in mich, der Geist der Weisheit, den Königreichen und Thronen zog ich ihn vor.»

Freilich war in jener Zeit von einer freien wissenschaftlichen Forschung kaum die Rede. Die Professoren waren angehalten, feststehende Texte zu verlesen und in Lectio und Disputatio diese sozusagen einzuüben. Nicht die Wahrheit durch eigene kritische Durcharbeitung und schon gar nicht das später in Philosophie, Naturwissenschaft und Medizin aufgestellte Postulat «ratio ac experimentum» standen im Vordergrund der Hochschulausbildung, sondern die Überlieferung, die Weitergabe traditionellen scholastischen Wissensgutes.
Dass die besonderen Rechte, die die Studenten in Bologna besassen, bald zu Spannungen mit den Stadtbehörden und der einheimischen Bevölkerung führen mussten, liegt auf der Hand. Und in der Tat kam es im Jahre 1222 zu dem berühmten ersten Exodus von Studenten, die mit der immer mehr der Partei der Guelfen zuneigenden papstfreundlichen Politik der Stadtrepublik nicht mehr einverstanden waren und gern das Angebot der freiheitlicher gesinnten Stadtrepublik Padua annahmen, Studia generalia in Padua einzurichten. 1222 wurde daher dort eine neue Universität begründet, die bald den Ruhm der ältesten Universität der Welt in Bologna überschatten sollte. Für Bologna war der Auszug der Studenten ein ausserordentlicher wirtschaftlicher Verlust. Aber alle Versuche, durch Zurücknahme papstfreundlicher Entscheidungen und durch eine Lokkerung der gesetzlichen Bestimmungen für die Studenten, diese zur Rückwanderung zu veranlassen, schlugen fehl, zumal Bologna sich 1328 unter päpstlichen Schutz gestellt hatte und der Kirchenstaat verständlicherweise seinen Einfluss immer stärker auch auf die Universität ausdehnte, wo länger als in Padua an den scholastischen Lehrmethoden und an einem strengen klerikalen Kurs festgehalten wurde, und wo z. B. nach der Reformation protestantischen Studenten ein Studium praktisch verschlossen blieb, da diese bei einer Promotion nicht den Eid in die Hand des Kardinallegaten und auf den katholischen Glauben ablegen konnten. In Padua wurde bald der gleiche akademische Usus wie in Bologna eingeführt. Die Studenten gliederten sich in vier Nationen, die Romanen aus der Provence, die Katalanen, die Germanen, zu denen auch die Flamen, Engländer und Polen gehörten und die Cismontani, die Italiener. Allmählich wählten die Studenten nur noch einen Rektor für alle vier Nationes, und sie erhielten 1261 dann auch das Recht, die Professoren wie in Bologna zu bestellen. Dennoch darf man im ganzen feststellen, dass in Bologna ein mehr traditionalistisch-scholastischer Unterricht, in Padua dagegen eine fortschrittlichere Wissenschaft gelehrt wurde. Padua, damals noch eine freie Stadt, hatte immer als ein Hort der «Libertas patavina cogitandi» gegolten, d. h. als eine Universität, an der freiheitliches Denken erlaubt war und gefördert wurde. Dies änderte sich auch nicht nach der endgültigen Übernahme der Herrschaft durch Venedig 1405. Sogleich wurde die Fortdauer und die Freiheit des Studium generale garantiert, und es zeigte sich, dass unzählige Studenten gerade aus diesem Grunde in die norditalienische Universitätsstadt strömten. Die geistige Freiheit ging sogar so weit, dass nach der Reformation sich auch protestantische Studenten, wie übrigens auch jüdische, in Padua einschreiben und dort ihren Promotionseid nicht auf die kirchlichen Autoritäten, sondern in Gegenwart der Stadtbehörden leisten konnten. Es ist nicht verwunderlich, dass wir nach der Reformation sehr viel

mehr ausländische Studenten in Padua als in Bologna finden. Padua lief Bologna auch bezüglich der Medizin bald den Rang ab. Es sei hier nur daran erinnert, dass infolge des Auftretens der Pestepidemien in Europa im Jahre 1348 die Paduaner Professoren als erste den Vorschlag machten, durch die Isolierung von kleinen Städten wie etwa Reggio Emilia, wo dies zum ersten Mal eingeführt wurde, oder durch die temporäre Absperrung der Häfen, wie sie in Venedig 1374 und anschliessend in Ragusa 1377 praktiziert wurde, der grauenvollen Infektionskrankheit Herr zu werden. Notabene war diese Isolierung zuerst auf 10, und dann auf 30 Tage ausgedehnt worden, und erst in Marseille wurde dann endgültig diese Trentina 1384 auf 40 Tage, zur «Quarantina», erweitert. Die Republik Venedig hat sich stets die besondere Förderung der Universität Padua angelegen sein lassen, in der klaren und sehr modernen Erkenntnis, dass neben dem Handel, und Venedig besass praktisch das Monopol des Seehandels im Mittelmeer nach der Niederringung Genuas und bis zu der Entdeckung der Neuen Welt, die Wissenschaften für das Blühen des Gemeinwesens von ausserordentlicher Bedeutung sind. In der Tat hat die Förderung der Wissenschaften in Padua dazu beigetragen, dass Venedig in ganz Europa nicht nur als Handelsstadt, sondern auch als Mäzen der Wissenschaften einen besonderen Namen hatte. Nicht umsonst war Venedig auch als Druckort neben Mainz, Basel und Strassburg weltberühmt, und die erste Taschenbuchreihe, die sogenannten «Aldinen», sind in der Offizin des Venezianer Druckers Aldus Manutius erschienen, der die berühmten klassischen Werke im Kleinbuchformat druckte und damit ein Vorläufer der Ro-Ro-Ro-Ausgaben unserer Tage wurde. In Padua haben auch eine grosse Zahl von deutschen Studenten ihren Doktorgrad erworben. Hier studierten im Zeitraum von 1546–1630 10536 Studenten der Deutschen Nation, in manchen Jahren also mehr als 200, unter ihnen so berühmte wie Leonard Rauwolf, Joachim Camerarius oder Johann Georg Wirsung.

Mit glücklicher Hand hat es der Senat von Venedig stets verstanden, hervorragende Professoren nach Padua zu ziehen und insbesondere, ein Ausfluss der realen Denkungsweise der Venezianer Handelsherren, die praktischen Wissenschaften, die Jurisprudenz und die Medizin zu fördern. Ärzte, die in Padua promoviert worden waren, wurden besonders gern von den Herrschern Deutschlands, Frankreichs, Englands oder Polens als Leibärzte gewonnen, und in den Immatrikulationslisten der Natio Germanica finden sich Namen der angesehensten deutschen Familien. 1517 wurde sogar eine besondere Behörde, die «Riformatori degli studii», eingesetzt, die sich als Verwaltungsorgan des Universitätswesens in besonderem Masse anzunehmen hatten. Damit war endgültig die Oberherrschaft der kirchlichen Behörden zurückgedrängt, und Padua begann eine säkularisierte Universität zu werden, an der auch sehr moderne und z.T. mit dem kirchlichen Dogma in Widerstreit stehende Auffassungen vertreten werden konnten. Von dieser Zeit an jedoch wurden die Professoren nicht mehr von den Studenten besoldet und ernannt, sondern vom Venezianischen Senat, was sich verständlicherweise auf das Niveau der Hochschullehrer nur günstig auswirken konnte.

Wie an anderen Universitätsstädten waren die Unterrichtsräume über die ganze Stadt verteilt und der Grossteil der Vorlesungen wurde noch in den Privatwohnungen der Professoren abgehalten. Erst 1493 begann man mit der Errichtung des heute noch bestehenden Universitätsgebäudes auf dem Platz einer ehemaligen Herberge zum Ochsen, und daher führt heute noch die Universität im Volksmund und bei den Studenten die Bezeichnung «Il Bó». Für die Bedeutung der Medizin spricht, dass im Gegensatz zu Bologna, wo in dieser Zeit nur drei Lehrstühle existierten, in Padua neun bestanden, wovon übrigens bezeichnenderweise drei für die Philosophie der Medizin, zwei für theoretische, zwei für praktische Medizin und überraschenderweise zwei für Chirurgie vorgesehen waren. Strenge Vorschriften für Studenten und Professoren sicherten den reibungslosen Ablauf der Studien. Die Lektionen wurden gewöhnlich in den Morgenstunden abgehalten und wurden mit einem Glockenschlag eingeleitet. Professoren hatten ausser den festgesetzten Vorlesungen auch auf Wunsch und gegen Sonderhonorierung Einzelberatungen durchzuführen, und die Vernachlässigung des Unterrichtes wurde mit hohen Bussen geahndet. Interessant ist auch,

dass das Vorlesen, die eigentliche scholastische Lectio in Padua von Anfang an verboten war und dass man von den Dozenten einen freien Vortrag erwartete. Auch das Diktat war nicht erlaubt, weil man dadurch eine Beeinträchtigung der Diskussion befürchtete, die als wichtigste Unterrichtsform in Padua erstmals eingeführt wurde.
Im Gegensatz zur konservativen Richtung in Bologna hat sich in Padua sehr früh der Arabismus breitgemacht, und es sind dort sonst in Europa unbekannte Schriften des Aristoteles, Ptolemäos und solche islamischer Autoren übersetzt und kommentiert worden. Einer der berühmtesten Lehrer im 14. Jahrhundert war Pietro d'Abano, der das Lehrsystem des Avicenna übernahm und auch eine recht eigenwillige, man kann fast sagen medizinische Philosophie las. Sein Motto «Totus mundus comutatur» war damals revolutionär, und er darf als ein Vorläufer des Marxismus betrachtet werden. Sein Postulat «medicus est minister et auditor naturae» stempelt ihn zu einem Avantgardisten der naturwissenschaftlichen Medizin.
Aber die Einführung chemischer Demonstrationen in seinen Unterricht führten zum Verdacht der Magie, und so wurde Abano noch zu Lebzeiten von der Inquisition 1315 angeklagt. Das Todesurteil durch Verbrennen konnte allerdings nur noch an seiner sterblichen Hülle vollzogen werden.
Sehr früh hat in Padua die anatomische Sektion Eingang gefunden. Einer der ersten grossen Anatomen war der ab 1490 in Padua lehrende Alessandro Benedetti, der versuchte, die klinische Medizin mit dem Sektionsbefund in Übereinstimmung zu bringen und der darüber hinaus auch als Chirurg grosse Berühmtheit erlangte. Benedetti ist auch bekannt durch seinen Vorschlag, um Infektionen zu verhüten, anstelle der bisherigen hölzernen Anatomien, die, wie in Bologna, besonders kostbar getäfelt waren, ein festes Steingebäude zu errichten, das gross und luftig sein sollte, und er hat als erster den Vergleich mit den antiken Theatra gebraucht. Seit dieser Zeit sprach man in der ganzen Welt vom «Theatrum anatomicum», das sowohl den hygienischen Anforderungen genügte als auch einer grossen Zahl von Zuschauern und Zuhörern Raum bot. Aber erst 100 Jahre später, 1594, hat dann ein anderer bedeutender Anatom, Girolamo Fabrizzi d'Acquapendente das heute noch in Padua zu sehende anatomische Theater entworfen, das völlig anders als das Bologneser die Form der heutigen Hörsäle aufweist, mit rangförmig angeordneten Balustraden, so dass die Studenten, die während der ganzen Sektionsvorführung stehen mussten, von oben in den geöffneten Körper des Leichnams hinunterblicken konnten. Dieses Modell ist dann allerdings nicht von anderen Universitätsstädten übernommen worden, sondern man entschloss sich eher für die auch heute noch bei uns bekannte Theaterform. 1545 ist schliesslich der heute noch erhaltene originelle Botanische Garten errichtet worden, ein Vorbild für viele andere europäische «Horti Universitatis».
Während in ganz Europa die Religionskämpfe tobten, blieb Padua ein Hort des Friedens und der Freiheit, und so zogen hunderte, ja tausende von ausländischen Studenten in die venezianische Universitätsstadt, die dank der Disziplin und Ordnung ihrer Nationes, die streng über ihre Angehörigen wachten, und dank der Munifizenz des Senats einen ungestörten Ablauf des Studiums und der Forschung garantierte.
Ganz anders entwickelte sich die Universitätsgründung in Paris, der zweitältesten Universität der Welt. Hier war im 7. Jahrhundert eine Domschule bei der Kirche Nôtre Dame gegründet worden, die sich durchaus an die antiken Vorbilder des Athenäums und der Philosophenschule von Athen und Alexandrien anlehnte. Hiessen diese frühmittelalterlichen Lehrinstitute zuerst «scholae» oder «scholae publicae», so taucht vom 12. Jahrhundert an die Bezeichnung «studium» und vom 13. der Begriff «studium generale» bzw. «studium universale» auf, wobei damit nur gesagt werden sollte, dass hier ausser speziellen theologischen Fragen vor allem die sieben freien Künste Grammatik, Dialektik und Rhetorik als Trivium und Arithmetik, Geometrie, Musik und Astronomie als Quadrivium gelehrt wurden. Allmählich wurde allerdings die Bezeichnung «studium generale» der Begriff für besonders privilegierte Lehranstalten, und die Absolventen derartiger «studia generalia» erhielten die «facultas ubique docendi», sie waren also berechtigt, an den anderen sogenannten Partikularstudien Unterricht zu erteilen.

Im Gegensatz zu Bologna, wo in einem korporationsähnlichen Zusammenschluss die Studenten allein als «universitas scholarium» sich organisierten, fand in Paris zuerst ein Zusammenschluss der Universitätslehrer in der «universitas magistrorum» statt. Der Anstoss und die Initiative zu der Gründung einer festen Korporation ging also von den Lehrern und Dozenten aus. Der Begriff «universitas magistrorum et scholarium» ist dagegen erst etwas späteren Datums und umfasst alle für das Studium universale tätigen und an ihr lernenden Personen, ohne Unterschied des Ranges und des Alters.
Aus dem Jahre 1215 sind erste Statuten eines sog. «studium universale» bekannt. 1231 wurde bestimmt, dass auch die in Paris lizentiierten Theologen und Juristen – von einer medizinischen Fakultät war damals noch nicht die Rede – hic et ubique docendi, das Recht erhielten zu lehren. 1245 wird üblicherweise als das Gründungsjahr der Universität angegeben, weil sich hier erstmals mit päpstlicher Genehmigung «quatuor facultates fontis sapientiae», vier Fakultäten der Quellen der Weisheit, etablierten, wobei in der Reihenfolge die Theologie, die Jurisprudenz, die Medizin und die Artistenfakultät aufgeführt wurden. Jede dieser Fakultäten war allerdings weitgehend unabhängig.
Daneben existierte ab 1249 noch die Einrichtung der sogenannten Nationes, in denen die nunmehr nach Paris strömenden Studenten zusammengefasst wurden. Man kann diese also als Vorläufer der späteren Studentenverbindungen ansehen. Auch in Paris gab es vier davon, die Picardici, Normanni, Gallici und Anglici. Während die romanischen Studenten sich in der gallischen Nation sammelten, traten die Deutschen der englischen Nation bei. Der Rektor wurde nicht etwa von den Fakultäten, sondern bis 1341 von den Nationen gewählt, die Rektorwahl erfolgte also ebenfalls zuerst durch Studenten. Erst von jenem Jahr an ersetzte der Rektor den bisherigen geistlichen Kanzler der Universität, der bis dahin vom Bischof ernannt worden war. Erst von diesem Jahr an wurde also die bisher vorherrschende geistliche Autorität durch eine Selbstverwaltung der Universität ersetzt, und anstelle des Bischofkapitels trat der Rat der Doctores regentes sozusagen als Senat und Verwaltungsorgan. Die Studenten wohnten in jener Zeit entweder im Hause der Professoren, denn in der Tat spielte sich ja der akademische Unterricht recht familiär ab, oder in sogenannten Kollegien, wie das heute noch in den englischen Universitäten, wie Oxford und Cambridge, die direkt vom Pariser Beispiel beeinflusst sind, der Fall ist. Eines der bedeutendsten dieser Kollegien war das Collège de Sorbonne, das der Magister der Theologie, Robert de Sorbon, der Beichtvater Ludwigs des Heiligen, um 1250 für Studenten gegründet hatte. Ausgehend von diesem Collège erhielt dann die gesamte Universität den Namen Sorbonne, der auch heute noch für sie benutzt wird.
Im Gegensatz zu Montpellier, wo die Lehre am Krankenbett durchaus schon ihre Ausprägung fand, legte man in Paris auf die scholastische theoretische Durchdringung des medizinischen Lehrstoffes den grössten Wert, und so musste das Medizinstudium bald erstarren. Daher ist es kein Wunder, dass nach anfänglicher Begeisterung – in Paris lehrten die grössten Scholastiker ganz Europas, hier sei nur der Engländer Roger Bacon, der Deutsche Albertus Magnus, der spanische Arzt Petrus Hispanus, der später als Papst Johann XXI. den Stuhl Petri besteigen sollte, und der italienische Chirurg Lanfranci genannt, – das Interesse der Mediziner am Besuch der Pariser Fakultät nicht mehr sonderlich gross war.
Das Modell der Universität und der vier Fakultäten wurde sehr schnell für die Neugründungen im deutschen Raum übernommen, und zwar von dem französisch gebildeten Kaiser Karl IV. bei der Gründung der Universität Prag 1348, wo ebenfalls vier Fakultäten Theologie, Jurisprudenz, Medizin und Philosophie, sowie vier Nationen der Böhmen, Polen, Bayern und Sachsen gebildet wurden, und der weiteren Universitäten in Wien 1365, Heidelberg 1386, Köln 1388, Erfurt 1392 und Basel 1460. Auch die Abschlussexamina für die niedrigen Grade, der Bakkalaureus in der Artistenfakultät, das heutige Abitur, und für die drei höheren Fakultäten die Lizentiaten und Doktoren, wurden in das deutsche Universitätssystem übernommen, wobei allerdings die Philosophische Fakultät nur den Magistertitel verleihen durfte. Eine Zeitlang spielte also die Pariser Universität als «Magistra almarum matrum totius Europae» eine ganz entschei-

dende Rolle. Damals war die Sorbonne für die Welt ein «Ofen, in dem das geistige Brot der ganzen Menschheit gebacken wird». An Albertus Magnus erinnert heute noch in Paris die «Place Maubere», auf der er wegen des grossen Zulaufs seine Vorlesungen gehalten haben soll. Maubere ist nichts anderes als eine Zusammenziehung von Maître Albert, Magister Albertus.

Obwohl der Glanz der in der Scholastik steckengebliebenen, auch in der Medizin bald erstarrten Pariser Universität mehr und mehr verblasste, trugen Medaillen und Siegel der Medizinischen Fakultät von Paris noch im 16. und 17. Jahrhundert die stolze Umschrift «urbis et orbis salus». Der Einfluss der Pariser Universitätsgründung auf das nördliche Europa war sehr gross. Oxford 1167 und Cambridge 1229, deutsche, polnische und skandinavische Universitäten richteten sich nach dem Pariser Modell, während Bologna für die unterhalb der Alpen gegründeten frühen Universitäten, so in Spanien und später in Portugal, massgeblich werden sollte, und in Schottland bis auf den heutigen Tag ein Relikt der Bologneser Verfassung lebendig geblieben ist, die Wahl des Rektors durch die Studenten.

Die Universität war also im Mittelalter keineswegs nur eine generelle Ausbildungsstätte für bestimmte Berufe, zumal man in vielen Fällen eine ähnliche Ausbildung auch in Dom- oder Fürstenschulen erwerben konnte. Die Universität musste etwas Besonderes bieten, und das war die Verbindung zu erstklassigen Fachgelehrten. Aber diese trugen nun in der Scholastik nicht eigentlich persönliche Lehrmeinungen vor, sondern begnügten sich in der beliebten Lectio und Disputation mit dem Vorlesen und der Auslegung bestimmter vorgeschriebener Lehrtexte. Man hat später nicht ganz zu Unrecht darauf hingewiesen, dass diese Methode des akademischen Unterrichts zweifelsohne durch den Mangel an geschriebenen Lehrunterlagen bedingt war, so dass der Professor auf seinem Katheder, seinem Lehrstuhl, buchstäblich den Studenten ein passendes Lehrbuch mit entsprechenden Glossen und Randbemerkungen oder Scholia diktierte.

Mit der ausgehenden Scholastik änderte sich das Bild. Die Bedeutung des Universitätslehrers trat zurück, er war eigentlich mehr ein Repetitor, der mit den Studenten den Lehrstoff einübte, und so ist es kein Wunder, dass die Persönlichkeiten, die den Umbruch in eine neue Zeit bewirkten, wie Nikolaus von Kues oder Paracelsus, oft gar keine Universitätsprofessoren waren und es vorzogen, ihre Lehren dem Publikum durch Schriften bekanntzumachen. Es ist vielleicht bezeichnend für das geringe Ansehen der Universitätsprofessoren im 16. Jahrhundert, dass ein so berühmter Arzt wie Johann Schenck von Grafenberg, dem wir eine der grundlegenden ersten Darstellungen der Pathologie verdanken, lieber Stadtarzt in Freiburg blieb, als in dieser Universitätsstadt eine Professur zu übernehmen, die er geradezu mit Entrüstung ablehnte, und wir sehen gewisse Parallelen in unserer Zeit in der Ablehnung von Rufen an bestimmte Universitäten durch Chefärzte grosser städtischer Kliniken, ein Menetekel für das Absinken der Bedeutung unserer Universitäten, die allen an der Erhaltung ihres Niveaus Interessierten zu denken geben sollte. Denn wenn auch die Reformationszeit zu einer neuen Welle der Universitätsgründungen führte, wofür man Marburg 1527 und Giessen 1607 zählen darf, so ist doch, obwohl gerade die evangelische Theologie neue wissenschaftliche Impulse dem Universitätsleben vermittelte, die Stagnation des Wissens unverkennbar, wie sie besonders ausgeprägt an der Pariser Sorbonne zu beobachten war.

In dieser Zeit der Renaissance begann nämlich die Forschung endgültig aus der scholastisch erstarrten Universität auszuwandern und sich zuerst in privaten Zirkeln, dann in Akademien anzusiedeln, und es ist kein Wunder, dass später so berühmte Persönlichkeiten wie Leibniz oder Descartes niemals Universitätsprofessoren waren und Leibniz sogar als engagierter Gegner der Universitätsidee angesehen werden kann. Die Begründung der Akademien, – 1635 wurde die Académie Française von Richelieu begründet, 1652 die berühmte Akademie der Naturforscher, Leopoldina, die auch heute noch besteht, 1662 die stets hochangesehene Royal Society in London und schliesslich 1700 die auf Leibnizs Initiative zurückgehende Akademie der Wissenschaften in Berlin –, war die logische historische Folge dieses Prozesses.

Alles dies waren typische Symptome des Absinkens der Universitäten in den Rang

reiner höherer Lehranstalten, wo nunmehr Theologen, lutherischer, calvinistischer oder katholischer Provenienz, Ärzte, mit Ausschluss der Chirurgen, die seit dem Mittelalter eine handwerkliche Ausbildung genossen, und Juristen, sowie schliesslich in der beginnenden Aufklärungszeit die Kameralisten als Räte der Regierungen ausgebildet wurden.
In der Aufklärungszeit setzten nunmehr Versuche ein, die in ihrem Lehrsystem erstarrten Universitäten zu pragmatischen Lehranstalten umzuformen, und die Parallelen zu verschiedenen Forderungen unserer Tage sind unverkennbar, wie überhaupt offensichtlich in unserer Zeit eine Art Renaissance aufklärerischen Denkens bis zum Jakobinertum bestimmter Studentengruppen zu beobachten ist. So forderte einer der profiliertesten Vertreter des aufgeklärten Absolutismus, Kaiser Joseph II., um 1780:

«Den jungen Leuten muss nichts gelehrt werden, was sie nachher entweder sehr selten oder gar nicht zum Besten des Staates gebrauchen können, da die Studien in den Universitäten wesentlich für die Bildung der Staatsbeamten dienen, nicht aber bloss zur Erziehung Gelehrter.»

Die Reformversuche etwa eines Joseph II. an den österreichischen Universitäten oder auch Napoleons mit seiner «Université Impériale» in Frankreich, der alle anderen Universitätseinrichtungen als Filialen bis zu unserer Zeit unterstellt waren, sind ein Abgesang auf die akademische Freiheit und reine Zweckmassnahmen zur Erziehung von adäquat ausgebildeten Staatsdienern.
Der grosse Schwung der geistigen Erneuerung des Menschen, wie er noch im Humanismus geherrscht hatte, ging in der Aufklärungszeit im Rationalismus und Utilitarismus verloren. Der Gelehrte musste sich von dem trockenen Lehrbetrieb an den Universitäten abgestossen fühlen und wanderte aus der Universität aus. Zurück blieben Professoren, von denen noch Friedrich der Grosse folgendes schrieb:

«Eigennutz und Faulheit der Professoren hindern, dass die Kenntnisse sich so reichlich ausdehnen, als zu wünschen wäre. Sie begnügen sich damit, ihrer Pflicht so knapp wie möglich zu genügen, sie lesen ihre Kollegien, und das ist alles. Wenn die Studenten Privatstunden von ihnen wünschen, so können sie sie nur zu unerhörten Preisen erlangen.»

Freilich waren diese Professoren so schlecht bezahlt, dass sie, um einigermassen ihr Leben fristen zu können, sich nach Nebenverdiensten umsehen mussten und Privatunterricht oder Privatpraxis zu treiben gezwungen waren.

Wenn man allerdings das Treiben der Studenten im 18. Jahrhundert auf Grund von zeitgenössischen Quellen verfolgt, so ist es kein Wunder, dass die Professoren wenig Lust zeigten, ihren Vorlesungsverpflichtungen nachzukommen, und auch hier zeigt sich eine erschreckende Parallele zu der Entwicklung unserer Tage, auf die der Historiker ohne Kommentar nur hindeuten möchte. Damals war einer der Gründe, ein Studium zu beginnen, die Möglichkeit, sich dadurch der Subskriptionspflicht, d.h. dem Militärdienst, zu entziehen. Da die Studenten einer eigenen Universitätsgerichtsbarkeit unterstanden, konnten die Militärbehörden auf sie als Konskribierte nicht zurückgreifen. Andererseits hatten sich die Studenten längst von der Gerichtsbarkeit der Universitätsbehörden emanzipiert. Sie nahmen eine eigene Kavaliersgerichtsbarkeit in Anspruch, sie führten das Duell ein und die älteren Burschen drangsalierten nicht nur die ihnen zugeteilten jüngeren Studenten, die Muli und Füxe, sondern sie legten sich vom sprichwörtlichen Trinkkomment beflügelt, nicht selten auch mit der Bevölkerung an. Sie waren also eine ebensolche Landplage geworden, wie die Scholaren des ausgehenden Mittelalters, über die nicht nur die Carmina burana ein beredtes Urteil abgeben.
Als radikale Reaktion gegen diese Verwilderung, aber auch Erstarrung der Universität wurde bei vielen Aufklärern der Ruf nach Abschaffung der Universitäten laut oder zumindest nach Aufsplitterung in höhere Fachschulen. Sie seien nach Einführung der Buchdruckerkunst, die ja jedem, der lesen und schreiben könne, eine Teilnahme an der Bildung und am Wissenschaftsprozess erlaube, überflüssig geworden. Spezielle Fertigkeiten jedoch lerne man besser an einer Fachschule, so Medizin, praktische Jurispru-

denz, die Kameralistik, d.h. Verwaltungstechnik, oder das Predigen. Da die Gelehrten entweder als nutzlose, kuriosen Gedankengängen nachhängende Käuze angesehen wurden oder sich, wenn sie den neuen Gedanken der Aufklärung anhingen, wie das vor allem bei vielen Naturwissenschaftlern der Fall war, in eigenen Zirkeln sammelten, schien die Universität tatsächlich entbehrlich geworden zu sein. Harte Worte fand z.B. der Philanthrop und Mitarbeiter Basedows in Dessau, Christian Gotthilf Salzmann in seinem Bildungsroman «Carl von Carlsberg oder das menschliche Elend» 1773:

«Die Einrichtung unserer Universitäten ist in Zeiten gemacht worden, da die Welt noch arm an Büchern war, und ein Mann, der lesen und schreiben konnte, unter die Seltenheiten gehörte. In unseren Tagen machen sie aber eine so elende Figur, wie eine Festung, die zu den Zeiten der Kreuzzüge angelegt wurde, in einem Kriege, wo man zur Bestürmung der Festungen Bomben und Kanonen zu brauchen pflegt.»

Und konsequenterweise forderte ein Gesinnungsgenosse, der Pädagoge Joachim Heinrich Campe, 1785:

«Alles vorhergehende nun zusammengenommen, könnte und müsste man, deucht mich, die bisherige Einrichtung der Universitäten je eher je lieber aufheben. Wenn ihre jetzige Form jemals nötig war, so ist sie es wenigstens jetzt nicht mehr, und die Schädlichkeit derselben in so manchem höchst wichtigen Betracht liegt am Tage.»

Wie man sieht, spielte nunmehr die gemeinsame Wahrheitsfindung oder die Forschung gar keine Rolle mehr. Der Lehrer schien zumindest austauschbar, wenn nicht überflüssig, Lehrbuch und praktische Unterweisung völlig ausreichend. Es ist interessant, dass in unseren Tagen wieder ganz ähnliche Vorschläge von studentischer und professoraler Seite gemacht werden, dass auch heute die Wahrheitssuche hinter dem Erwerb praktisch-nützlicher Fertigkeiten zurückstehen müsse, so dass allen Ernstes diskutiert wird, die Vorlesungen von wenigen besonders didaktisch geschickten Professoren per Fernsehen in mehrere Universitäten übertragen zu lassen und dass vielerorts der Wunsch besteht, Lehrbücher und Vorlesungen durch handlich-mundgerecht zubereitete Kompendien zu ersetzen, die Lehr- und Prüfungsstoff, aber auch nicht mehr, enthalten sollen. Freilich, heute entschuldigt man diese Vorstellungen in der Regel noch mit der Überfüllung der Universitäten oder mit der schlechten Lehrbefähigung der Dozenten, so weit wirkte die Humboldtsche idealistische Auffassung von der Universität nach, in der Aufklärungszeit hingegen propagierte man ein ähnliches Vorgehen direkt als Fortschritt und Positivum.

Die andere Reaktion in der Aufklärungszeit war allerdings die einer Reform der Universität, und ihr verdanken die hohen Schulen in ganz Europa entscheidende, sehr positive Impulse. Die Einführung neuer Disziplinen, etwa der Kameralistik als Vorläuferin der Nationalökonomie zur Erziehung von Staatsdienern erster Klasse, der Beginn des Unterrichts am Krankenbett in den nun entstehenden grossen Krankenhäusern in Wien, Berlin, Paris, Edinburgh und London, die Einrichtung von chemischen Laboratorien und physikalischen Kabinetten, die Einführung der Muttersprache in den akademischen Unterricht sind nur einige dieser Folgen. Freilich, das Leitbild des Professors und das soziale Ansehen blieben ebenso wie die Einkünfte dürftig. Der Gelehrte von Rang, wie noch ein Alexander von Humboldt, ein Lavoisier, ein Newton, suchten ausserhalb der für sie uninteressanten Universität ihr Betätigungsfeld.

Als Reaktion gegen die aufklärerischen Ideen der Universität als reiner Zuchtanstalt für gehobene Staatsämter entwickelte sich dann schliesslich, geboren aus dem idealistischen Neuhumanismus Wilhelm von Humboldts, die neue deutsche Universität, die allerdings nicht von ihm allein, sondern von zahlreichen, dabei durchaus divergierenden Persönlichkeiten getragen wurde, wie es Fichte, Schleiermacher, Hufeland und Schelling waren. Es ist weniger bekannt, dass alle diese Persönlichkeiten die alte Universität an sich aufheben und eine neue Institution an ihre Stelle setzen wollten, eine Institution, die nicht mehr der pragmatischen Belehrung und dem Brotstudium, sondern der reinen wissenschaftlichen Ausbildung und der Bildung der Persönlichkeit dienen sollte, und in

diese Zeit fällt das Wort von der Universität als Ort von Forschung und Lehre, dessen Ursprung im übrigen, wie Schelsky betonte, nicht genau präzisiert werden kann und nur in Umrissen von Wilhelm von Humboldts Schriften erscheint, und die eindeutiger fixierbare Bestimmung des Gelehrten als eines Menschen, der in «Einsamkeit und Freiheit» seinen Gedanken nachgehen und dem der Staat dazu alle Möglichkeiten bieten müsse. Humboldt schrieb dazu im sogenannten «Littauischen Schulplan» von 1809:

«Der Universität ist vorbehalten, was nur der Mensch durch und in sich selbst finden kann, die Einsicht in die reine Wissenschaft. Zu diesem Selbstaktus im eigentlichen Verstande ist notwendig Freiheit und hülfreich Einsamkeit, und aus diesen beiden Punkten fliesst sogleich die ganze äussere Organisation der Universitäten.»

Es ist bezeichnend, dass gerade in unseren Tagen diese Vorbedingung wissenschaftlicher Arbeit, Einsamkeit und Freiheit, dem Gelehrten bestritten werden. Denn Einsamkeit kann man wohl auch mit dem Begriff des «Elfenbeinturms» umschreiben, und Freiheit ist zweifelsohne die Unabhängigkeit von politischen, soziologischen, rassischen und religiösen Vorstellungen einer bestimmten Zeit, die gerade von Studentenkreisen stark bestritten wird und die zumindest der Politisierung der Wissenschaften entgegensteht.
Aber damit sind wir mitten in der modernen Problematik. Soll der Hochschullehrer in erster Linie ein didaktisch versierter Lehrer oder ein international anerkannter Forscher sein? Das 19. Jahrhundert entschied sich klar für die letztere Konzeption, und die Auswahl unserer Professoren geschieht noch nach diesen Vorstellungen. Aber wie lange wird das noch der Fall sein? Wird nicht doch die Forschung aus den Universitäten etwa in Max-Planck-Institute und Institute der Industrie auswandern müssen, um von der Tagespolitik unabhängig zu bleiben? Ist es einem Gelehrten zuzumuten, bei Forschungsvorhaben ein Einspruchs- und Mitspracherecht von Studenten zu dulden, die ihre wissenschaftliche Qualifikation noch nicht einmal nachgewiesen haben, und hätte andererseits nicht auch die Demokratisierung der Wissenschaft mit der Gleichstellung aller ernsthaft am Wissenschaftsprozess Teilnehmenden grosse Vorteile und würde sie dem alten Prinzip der Wahrheitsfindung nicht förderlich sein? Sollte das Ideal einer Gelehrtenrepublik, wie sie sich in den Akademien des 17. und 18. Jahrhunderts verkörperte, nicht wieder belebt werden können, und ist das geforderte Teamwork von heute nichts anderes als der moderne Ausdruck dieses Zusammenschlusses zahlreicher, an bestimmten Problemen gleichzeitig interessierter Gelehrter?
Das sind Fragen, die der Historiker in dieser Stunde stellen darf. Mit Nachdruck aber sollte er betonen, dass zu den Zeiten, in denen die Universität zu einer reinen Lehrinstitution absank, weder ihr Ansehen noch ihre Ausstrahlungskraft besonders stark waren und dass die Universität immer dann einen Höhepunkt ihrer Entwicklung erreichte, wenn ausgeprägte Forscherpersönlichkeiten in Freiheit und Einsamkeit, um das Humboldtsche Postulat noch einmal zu verwenden, tätig sein durften.
Lebendige, bis in unsere Zeit hineinwirkende Beispiele sind dafür die im Zuge der Schweizer Liberalisierung gegründeten Universitäten in Zürich (1833) und Bern (1834), um hier nur die beiden berühmten Hochschulen aus der deutschsprachigen Schweiz zu nennen. Es war ganz bestimmt ein besonderer Glücksumstand, dass in Zürich als erster Rektor der in Bohlsbach bei Offenburg als Bauernsohn geborene Lorenz Oken amtierte, eine Persönlichkeit zwischen Romantik und neuer naturwissenschaftlicher Ära, und dass die Kantonsregierung sogleich auf Anraten der ersten Professoren hervorragende Persönlichkeiten auch aus dem Ausland berief. Es sei hier nur an Johann Lukas Schönlein, Jakob Henle, Hermann Lebert und Wilhelm Griesinger erinnert, die das ausgesprochen liberale Milieu in Zürich besonders anzog. Dass diese, über die Landesgrenze hinausgreifende Wissenschaftspolitik auch noch in unserer Zeit in Zürich praktiziert wird, dafür war die Berufung von Professor Ackerknecht aus den USA ein besonders eindrucksvolles Beispiel. Wir hingegen in der Bundesrepublik waren wieder glücklich, dass es uns gelang, Professor Mani, den bedeutenden Schüler von Professor Buess, für Bonn und Professor Lichtenthäler für Hamburg zu gewinnen.

Freilich, im Augenblick scheint es so, als ob an den Universitäten mehr nach Quantität als nach Qualität, mehr nach konzentrierter, didaktisch gut aufbereiteter Lehre als nach Forschungsimpulsen gefragt würde. Aber auch dort, wo sich zu bestimmten Forschungsprojekten eine grössere Zahl von Wissenschaftlern zusammenfinden, hat man manchmal den Eindruck, dass es an der leitenden Hand, an der klaren Konzeption mangelt. Und vielleicht macht uns alle nachdenklich, was Rudolf Virchow in Düsseldorf 1896 anlässlich der damaligen Tagung der Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte, die ja kein geringerer als der erste Züricher Rektor Lorenz Oken, gegründet hatte, geäussert hat:

«Es wird ja fleissig gearbeitet und viel mikroskopiert, aber es müsste mal wieder einer einen gescheiten Gedanken haben.»

Anschrift des Autors:

Prof. Dr. Hans Schadewaldt
Institut für Geschichte der Medizin
der Universität Düsseldorf
Moorenstrasse 5
D-4000 Düsseldorf

Nekrologe

Robert Haefeli (P. Kasser)
Louis Vonderschmitt (H. Laubscher)

Robert Haefeli

1898–1978

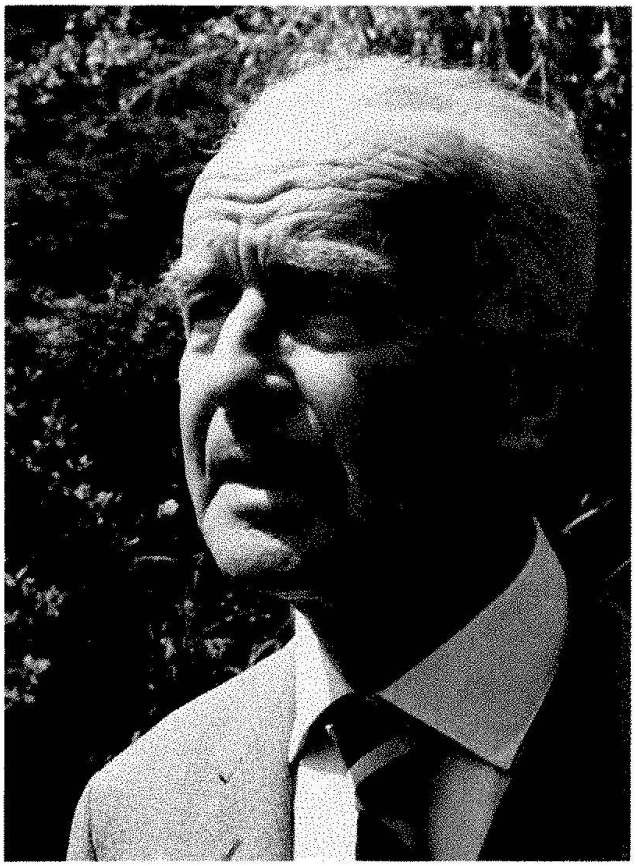
Professor Dr. Robert Haefeli, über seine Mutter Hortense Escher ein Nachfahre von Johann Konrad Escher von der Linth, war Ingenieur und Forscher zugleich, mit einer starken künstlerischen Begabung, die sich in seinen Zeichnungen und Aquarellen kundtat. Aufgewachsen in Luzern, kam er als begeisterter Bergsteiger und Skifahrer früh mit Schnee und Eis, deren Erforschung einen Teil seines späteren Lebens prägte, in Kontakt.

Das Studium an der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich schloss er im Jahre 1920 mit dem Diplom als Bauingenieur ab. Nach vielseitigen Wanderjahren in Deutschland, der Schweiz und wiederholt in Spanien, meist im Kraftwerkbau, wurde er 1929 bis 1935 bei H.E. Gruner, Basel, unter anderem mit erdbaumechanischen Untersuchungen für das Kraftwerk Albbruck-Dogern betraut. In diese Zeit fallen seine ersten Scherversuche mit Schnee.

Die Hochschultätigkeit begann im Jahre 1935 an der Versuchsanstalt für Wasserbau an der ETH in Zürich, wo er unter Eugen Meyer-Peter das neue Erdbaulaboratorium einrichtete und die Erdbauabteilung aufbaute. Parallel dazu leitete er bis 1942 die multidisziplinäre Arbeitsgruppe der Schweizerischen Schnee- und Lawinenkommission in Davos. Seine Dissertation im Jahre 1939 über die «Schneemechanik mit Hinweisen auf die Erdbaumechanik» ist Teil des im gleichen Jahr erschienenen Gemeinschafts- und Standardwerkes «Der Schnee und seine Metamorphose». Im Jahre 1942 folgte die Habilitation an der ETH mit einer Arbeit über «Spannungs- und Plastizitätserscheinungen der Schneedecke», 1947 die Ernennung zum a.o. Professor. Die Vorlesungen umfassten die Gebiete Erdbaumechanik, Schneemechanik und Lawinenverbau. Ab 1943 blieb er den Arbeiten des inzwischen entstandenen Eidgenössischen Instituts für Schnee- und Lawinenforschung auf dem Weissfluhjoch als Mitglied der beratenden Kommission weiterhin verbunden. Aus den Schneeuntersuchungen ab 1940 im Gebiet des Jungfraujochs entwickelte sich bald ein glaziologisches Forschungsprogramm; die Eidgenössische Kommission für Schnee- und Lawinenforschung suchte den Kontakt mit der Gletscherkommission der SNG, die Robert Haefeli 1943 zu ihrem Mitglied ernannte.

Die hauptamtliche Führung der Erdbauabteilung an der Versuchsanstalt für Wasserbau zusammen mit den Vorlesungen und einer intensiven Tätigkeit als Gutachter, Forscher und Verfasser wissenschaftlicher Publikationen waren auf die Dauer eine zu grosse Belastung. Auf den 1. Oktober 1953 erfolgte die Pensionierung aus Gesundheitsrücksichten. Zwischen Zeiten schwerer Krankheit widmete er sich nun seinen Forschungsarbeiten und seinem privaten Ingenieurbureau, das er bis 1975 weiterführte. Noch ein Jahr länger gehörte er der Gletscherkommission der SNG an, die er von 1950 bis 1973 als Präsident leitete. 1954 bis 1957 war er Präsident der Internationalen Kommission für Schnee und Eis der Internationalen Assoziation für die Hydrologischen Wissenschaften. 1956 begründete er als erster Präsident die Internationale Glaziologische Grönlandexpedition (EGIG 1957–1968), mit der Erforschung des Bewegungszustandes und der Bilanz des Inlandeises als zentraler Aufgabe.

Auf seine Initiative als Präsident befasste sich die Gletscherkommission der SNG in zahlreichen Sitzungen mit den Konsequenzen der Gletscherkatastrophe vom 30. August 1965 in Mattmark. Ein Memorandum, das über den Zentralvorstand der SNG an das Eidgenössische Departement des Innern eingereicht wurde, führte zur Abklärung von allgemeinen rechtlichen Fragen und zur Bil-



dung der Arbeitsgruppe für Gefährliche Gletscher durch das Departement.

Über 170 Publikationen zeigen den weiten Arbeitsbereich von Robert Haefeli. Zahlreiche Ehrungen anerkannten diese Leistungen. Im Jahre 1968 wurde er Ehrenmitglied der International Glaciological Society, 1976 der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft. Die Deutsche Gesellschaft für Polarforschung verlieh ihm 1975 die Wegenermedaille. Ferner war er Ehrenmitglied des Schweizerischen Alpenklubs und des Akademischen Alpenklubs Zürich. Zu seinem 70. Geburtstag widmete ihm die Schweizerische Bauzeitung (86. Jg., H. 31 vom 1. August 1968) eine Festschrift.

Die ehemaligen Mitarbeiter, zu denen sich auch der Verfasser dieses Nachrufs zählen darf, überraschte er immer wieder durch seine intuitive Erfassung von Zusammenhängen. Er begnügte sich nicht mit der Anwendung der Fachliteratur, sondern überdachte die Probleme von Grund auf, was oft zu originellen neuen Lösungen führte. Nicht gegen, sondern mit der Natur, wie etwa bei neuen Wegen im Lawinenverbau, wo die Festigkeitseigenschaften der Schneedecke betont mit einbezogen wurden, oder bei der Sanierung der Brücke der Rhätischen Bahn in Klosters, wo das auf einem tiefgründigen Rutschhang stehende linke Widerlager als Schlitten ausgebildet die Reibungskräfte des darunter liegenden kriechenden Hanges durch einen horizontalen Druckriegel in das andere Widerlager des versteiften Stabbogens weiterleitete. Die anregenden Diskussionen im Laboratorium, im Büro, auf Baustellen und bei der Feldarbeit sind manchem zum unvergesslichen Erlebnis geworden. Mit den Mitarbeitern ging er liebenswürdig und kameradschaftlich um und liess ihnen viel Freiheit, setzte aber selbständiges und unabhängiges Denken voraus. Die Erinnerung an seine starke Persönlichkeit ist verbunden mit der an einen guten Freund und Bergkameraden.

Dieser Rückblick soll nicht geschlossen werden, ohne seiner Frau zu gedenken, die ihn seit der Heirat im Jahre 1933 durch das Leben begleitet und ihm in den schweren Zeiten der Krankheit aufopfernd zur Seite gestanden hat.

Peter Kasser

Louis Vonderschmitt

(1897–1978)

Am 26. September 1978 ist Louis Vonderschmitt, emeritierter Ordinarius für Geologie-Paläontologie an der Universität Basel, während eines Erholungsaufenthaltes in den Alpen in seinem 82. Lebensjahr einem Herzversagen erlegen. Sein Leben war erfüllt von geologischer Forschung und ihrer Anwendung auf die Praxis. Leitmotiv war der Dienst an den andern, an der Gemeinschaft. Gegenüber Ehrgeiz und Originalitätshascherei war er misstrauisch. Das hatte seine Nachteile: Aus dem reichen Wissen des Verstorbenen ist nur ein kleiner Teil publiziert, in kurzen Aufsätzen gedrängten Inhalts. Seinen Schülern aber gab er es grosszügig weiter, besonders im Gespräch, bei Übungen, bei der Mitwirkung an Aufgaben praktischer Art, auf Exkursionen, bei der Betreuung von Dissertationen.

Louis Vonderschmitt wurde am 6. März 1897 in Basel geboren, genauer im Kleinbasel, wo sein Vater Malermeister war. Auf diese handwerkliche Herkunft ist er immer stolz gewesen. Trotzdem, und entgegen dem Wunsch seines Vaters, hat er in seiner Heimatstadt Geologie studiert und 1921 bei A. Buxtorf mit einer Dissertation über «Die Giswiler Klippen und ihre Unterlage» doktoriert. Zeitlebens haben ihn die Flyschdekken dieser Unterlage fasziniert, und er half seinen Schülern, dem alten Problem mit neuen Methoden immer bessere, detailliertere Erkenntnisse abzuringen. Er selbst fand noch im Jahr seiner Promotion eine Anstellung als Ölgeologe in Falcón in Nordwestvenezuela. Nach eigenen Erzählungen ging es dabei wissenschaftlich vor allem darum, mit Hilfe der eben erst aufblühenden Mikropaläontologie eine Verbesserung der Stratigraphie zu schaffen. Damit konnten dann auch Strukturen besser erfasst werden. Während seiner 11 Jahre in Venezuela hat er sich ausserdem mit den technischen Problemen des Bohrens und mit den Methoden der Explorationsgeophysik vertraut gemacht, die eben erst im Aufkommen waren.

Seinen Schülern sind diese Erfahrungen später in reichem Masse zugute gekommen; er war vorbildlich mit der Lupe im Gelände wie auch bei der Diskussion von Problemen der Untertags-Exploration.

1932 kehrte er mit seiner Familie nach Basel zurück. Während der Krisenjahre konnte ihm seine Heimat nur die mager besoldete Stelle eines zweiten Assistenten anbieten, doch gelang es ihm dank unermüdlichem Fleiss, mit Gutachten finanziell etwas nachzuhelfen. Dabei ging es ihm, wie auch später, bei praktischen Arbeiten immer um wissenschaftliche Fragen. Seine Assistentenjahre waren unterbrochen durch längere Aufenthalte in der Türkei (1934) und in Argentinien (1936), wohin er zur Abklärung erdölgeologischer Probleme gerufen worden war. 1937 erhielt er einen Lehrauftrag für Petrolgeologie, 1940 habilitierte er sich mit einer Arbeit über die Ergebnisse der Bohrungen von Hirtzbach bei Altkirch. Durch diese Untersuchungen wurde Louis Vonderschmitt einer der führenden Kenner der Entwicklung des südlichen Oberrheingrabens und seiner Umrandung. Mit Hilfe seiner Schüler hat er diese Erkenntnisse später erweitert und auf Exkursionen verschiedenen Fachgesellschaften vorgeführt und erläutert.

Ein weiteres Tätigkeitsfeld öffnete sich ihm im Südtessin, wo er von der Geologischen Kommission mit Revisions- und Kartierungsarbeiten betraut wurde. Er hat dabei Wesentliches beigetragen zur Abklärung der mesozoischen Tektonik, zur Stratigraphie des Kreideflyschs wie auch des Jungtertiärs und des Quartärs. Auch in diesem Gebiet hat er später seine Studenten zu grundlegenden Beiträgen zur Geschichte der Tethys begeistert.

Pläne für weitere Auslandstätigkeit wurden durch den Ausbruch des 2. Weltkrieges hin-



fällig. Dr. Vonderschmitt wurde endgültig in eine akademische Laufbahn geworfen. 1944 wurde er als Nachfolger von A. Buxtorf auf den Lehrstuhl für Geologie-Paläontologie der Universität Basel berufen. Neben Forschung und Lehre in seinen angestammten Interessensgebieten widmete er sich bald organisatorischen Problemen in Kanton und Bund. In Basel war er sozusagen ex-officio-Berater für Fragen des Untergrundes, namentlich Baugrund und Grundwasser. Er hat dabei Erfahrungen und Information systematisch in einem Baugrundarchiv gesammelt, welches, enorm erweitert, heute als Grundlage für die Tätigkeit des Kantonsgeologen dient. Sein wichtigstes Projekt war das der Gewinnung von angereichertem Grundwasser in der Hard. Auf Bundesebene trat er 1954 die Nachfolge A. Buxtorfs als Präsident der Schweizerischen Geologischen Kommission an; bei seinem Rücktritt 1969 wurde er zu ihrem Ehrenpräsidenten ernannt und 1974 wurde er Ehrenmitglied der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft.

1966 trat er in den Ruhestand, begleitet von den guten Wünschen einer stattlichen Zahl von ehemaligen Schülern, manche von ihnen heute selbst weltweit angesehene Geologen. Er war noch lange häufiger, immer gern gesehener Besucher im Geologischen Institut und Teilnehmer an den Sitzungen der Geologischen Kommission. Die Schweizer Geologie, vor allem aber Basel, hat den Verlust eines Mannes von weitgespanntem Wissen und reicher Erfahrung zu beklagen, eines Mannes, der seine Gaben und seine Arbeitskraft in sympathischer Weise nicht der Verfolgung eigener ehrgeiziger Ziele, sondern dem Gemeinwohl zur Verfügung stellte.

Hans Laubscher