

Deutsche Gesellschaft für
Polarforschung

10. Internationale Polartagung
Zürich

6.-8. April 1976

Klima und Umwelt der
vereisten Regionen

Programm und Kurzfassungen
der Vorträge



50 Jahre



German Society of
Polar Research

10th International Polar Meeting
Zurich

April 6-8, 1976

Climate and Environment
of the Glaciated Regions

Program and Abstracts

DEUTSCHE GESELLSCHAFT FÜR POLARFORSCHUNG

10. Internationale Polartagung Zürich

6. bis 8. April 1976

Vortragsprogramm

Klima und Umwelt vereister Gebiete

GERMAN SOCIETY OF POLAR RESEARCH

10th International Polar Meeting Zurich

April 6 – 8, 1976

Program

Climate and Environment of Glaciated Regions

Montag, 5. April 1976

Ab 19.00 Uhr: Geselliges Beisammensein im Zunfthaus zum Neumarkt, Neumarkt 5/7

Dienstag, 6. April 1976

9.00 Uhr: Sitzung des Wissenschaftlichen Beirates

10.00 Uhr: Vorstandssitzung

14.00 Uhr: Begrüßung

1. Vortragssitzung

1. Dansgaard, W., Kopenhagen, Dänemark:
The climatic significance of stable isotopes in polar glaciers.
 2. Stauffer, B., W. Berner, P. Bucher, H. Oeschger, Bern, Schweiz:
Gasgehalt und Gaszusammensetzung in kaltem und temperiertem Eis.
 3. Eicher, U., H. Oeschger, U. Siegenthaler, M. Welten, Bern, Schweiz:
Vergleich von Polienprofilen und $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Messungen an Sedimenten aus dem Spätglazial.
 4. Schotterer, U., H. Gäggeler, R. Finkel, H. Oeschger, Bern, Schweiz:
Probleme der Isotopendatierung von temperierten Gletschern an Beispielen aus den Schweizer Alpen.
 5. Bucher, P., W. S. B. Paterson, M. Moell, B. Stauffer, Bern, Schweiz:
 ^{14}C -Datierungen im Bohrloch durch die Eiskappe von Devon Island, Kanada.
 6. Briat, M., Grenoble, Frankreich:
Étude Géochimique du Manteau Neigeux dans le Massif du Mont Blanc (Alpes Françaises).
 7. Schlüchter, Ch., Zürich, Schweiz:
Chronostratigraphische Alternativmodelle — ein Schritt näher zur „wahren Chronologie“ der pleistozänen Ereignisse im Gebiet der Insel Broughton, N. W. T., Kanada.
 8. Ambach, W., Innsbruck, Österreich:
Zum Wärmehaushalt im Akkumulationsgebiet des Grönländischen Inlandeises, Station Carrefour EGIG II/1967.
 9. Markl, G., Innsbruck, Österreich:
Wärmehaushaltsstudie bei der Station Carrefour (Grönland).
- 20.00 Uhr: Informelles gemeinsames Abendessen und geselliges Beisammensein im Zunfthaus zum Neumarkt, Neumarkt 5/7.

Mittwoch, 7. April 1976

9.00 Uhr: 2. Vortragssitzung

1. Welten, M., Bern, Schweiz:
Pollenanalytisch erschlossene Vegetationsbilder aus der Würm- und Ribkaltzeit am Nordrand der Alpen.
2. Patzelt, G., Innsbruck, Österreich:
Änderungen der Höhenlage der Gleichgewichtslinie als Indikator für Klimaschwankungen.
3. Caflisch, T., G. Müller, F. Müller, Zürich, Schweiz:
Ein Anwendungsbeispiel von Daten des Gletscherinventars: Die Firnlinie in den Schweizer Alpen.
4. Kuhn, M., Innsbruck, Österreich:
Die Wirkung von Klimafaktoren und Zirkulation auf die Vereisung im Profil durch Amerika und die Pole.
5. Müller, F., A. Ohmura, R. Braithwaite, K. Schroff, Zürich, Schweiz:
Das North Water Projekt: Die Probleme, das Feldexperiment und einige Ergebnisse.

6. Ohmura, A., F. Müller, Zürich, Schweiz:
A Numerical Experiment on the Meso-Scale Temperature and Humidity Fields and Atmospheric Circulation of the North Water.
7. Kappenberger, G., F. Müller, H. Blatter, Zürich, Schweiz:
Massenhaushalt, Bewegung und Wärmehaushalt des Laika Gletschers, Coburg Island, N. W. T., Kanada.

14.00 Uhr: 3. Vortragssitzung

1. Heine, K., Bonn:
Die Periglazialgebiete Mexikos in Vergangenheit und Gegenwart.
2. Sommerhoff, G., München:
Zur Morphologie des südgrönländischen Kontinentalrandes.
3. Stäblein, G., Berlin:
Permafrost im periglazialen Westgrönland.
4. Funder, S., Kopenhagen, Dänemark:
Holocene vegetational history in the Scoresby Sund region, East Greenland.
5. Miotke, F.-D., Hannover:
Permafrosthänge im Yukon Upland nördlich von Fairbanks.
6. Weidick, A., Kopenhagen, Dänemark:
Glaciations of North Greenland – new evidences.
7. Kaminski, H., Bochum:
Fernerkundung – remote sensing – die Variationen der Meereisflächen in der Barents-See von 1964–1975 mit Satellitendaten, u. a. NOAA-VHRR.
8. Ostheider, M., Zürich, Schweiz:
Untersuchungen über das Meereis in der Ostgrönlandsee mit Hilfe von Satellitenbildern (Landsat - 1 MSS und NOAA - 2 VHRR).

20.00 Uhr: Öffentlicher Vortrag im Hörsaal C 3

Prof. Dr. H.-G. Bandi, Bern, Schweiz:
Die Infiltration der amerikanischen Arktis durch den prähistorischen Menschen.

Donnerstag, 8. April 1976

8.00 Uhr: Mitgliederversammlung der Deutschen Gesellschaft für Polarforschung

Tagesordnung:

1. Bericht des Vorsitzenden
2. Bericht des Schriftleiters
3. Kassenbericht
4. Entlastung des Vorstandes
5. Verfahren der Wahlen für den Vorstand und den Wissenschaftlichen Beirat
6. Verfahren bei der Herausgabe der Zeitschrift „Polarforschung“
7. Neuwahl des Vorstandes
8. 11. Internationale Polartagung
9. Verschiedenes

9.30 Uhr: 4. Vortragssitzung

1. Müller-Beck, H., Tübingen:
Ausgrabung in einer Proto-Dorset Station auf Banks Island (arktisches Kanada).
2. Hahn, J., Tübingen:
Kupfer-Eskimos auf Banks Island (arktisches Kanada).
3. Kick, W., Regensburg:
Mensch und Umwelt in Eisgebieten Hochasiens.
4. Stauber, H., Zürich, Schweiz:
Das hydroelektrische Energiepotential von Grönland und dessen Nutzung mit Gletscherkraftwerken.
5. La Roche, U., Baden, Schweiz:
The greenland hydropower potential, a preliminary assessment.

6. Stauber, H., Zürich, Schweiz:
Wasserregelung für Berg-, Tundra- und Gletschergebiete als Boden- und Klimaverbesserungen.
7. Brochu, M., Villejuif, Frankreich:
Le rôle différentiel des glaces de mer sur l'environnement climatique et botanique des 2 rives des baies James et d'Hudson.

14.00 Uhr: 5. Vortrags Sitzung

1. Kruss, P., Melbourne, Australien:
Modelling the effects of climatic fluctuations on glaciers.
2. Davidson, G., H. Lang, B. Schädler, Zürich, Schweiz:
Untersuchungen über Ablation und Schmelzwasserabfluß im Ewigletscherfeld.
3. Slupetzky, H., Salzburg, Österreich:
Der Nettomassenumsatz bei Gletschern – Aussagen und Anwendungsmöglichkeiten.
4. Haeberli, W., Zürich, Schweiz:
Sind Alpengletscher temperiert?
5. Braithwaite, B., Zürich, Schweiz:
On the Relation between Ablation and Air Temperature.
6. Schwerdtfeger, P., Bedford Park, Australien:
Die Strahlungsdurchlässigkeit von Schnee.
7. Untersteiner, N., Seattle, USA:
Fortschritte auf dem Gebiet der Meereisdynamik.
8. Kohnen, H., Münster:
Ein Beitrag zur DC-Leitfähigkeit von Meereis.
9. Thyssen, F., Münster:
Elektrische Widerstandsmessungen großer Auslage in Zentral-Grönland, 1974.

Freitag/Samstag, 9./10. April 1976:

Exkursion nach Grindelwald.

HINWEISE FÜR TEILNEHMER

Tagungsort:

Naturwissenschaftliches Gebäude Ost (NO) der ETH Zürich, Clausiusstraße 26, Hörsaal C 3

Tagungsbüro:

Vestibül des C-Geschosses des Naturwissenschaftlichen Gebäudes Ost (NO)

Tagungsadresse:

Geographisches Institut der ETH, Sonneggstraße 5, CH-8006 Zürich

GENERAL INFORMATION

Lecture Rooms:

All sessions will be held at the Naturwissenschaftliches Gebäude Ost (NO) of the ETH Zurich, Clausiusstraße 26, Hörsaal C 3.

Bureau of the Congress:

The bureau of the congress will be located in the vestibule of the C floor, Naturwissenschaftliches Gebäude Ost (NO).

Postal Address:

Geographisches Institut der ETH, Sonneggstraße 5, CH-8006 Zurich.

W. Dansgaard

ISOTOPE GLACIOLOGY AND CLIMATIC CHANGES

The deviation δ of the oxygen-18 concentration in precipitation from that in ocean water decreases with the condensation temperature. δ -profiles along firn and ice cores therefore reveal seasonal as well as longterm climatic changes. In high accumulation areas the seasonal δ -changes may be used for absolute dating of ice cores far back in time. Other means for dating are seasonal cycles in the deposition of terrestrial dust, and ice flow model calculations.

Assuming no bottom melting in central Greenland, an ice core through the inland ice in this area is expected to render a climatic record spanning the last 500 000 yrs with decreasing degree of details at greater depths due to molecular diffusion in the ice. Pilot studies in Greenland and Antarctica will be discussed.

B. Stauffer, W. Berner, P. Bucher und H. Oeschger

GASGEHALT UND GASZUSAMMENSETZUNG IN KALTEM UND TEMPERIERTEM EIS

In den kältesten Gebieten im Innern Grönlands und der Antarktis entsteht Eis durch Sinterung trockenen Schnees resp. Firns. Messungen lassen vermuten, daß die Porosität beim Übergang von Firn in Eis in diesen Gebieten sehr konstant ist (Budd und Morgan, 1976). Der Gasgehalt in solchem Eis würde demnach nur von der Dichte der Luft, also vom Luftdruck und der Temperatur abhängen. Dies gestattete es Raynaud und Lorius (1973), aus dem Gasgehalt einer Eisprobe die Höhe abzuschätzen, in welcher das Eis gebildet worden war. Eine theoretische Begründung für die Konstanz der Porosität beim Übergang von Firn in Eis steht allerdings noch aus. Die Gaszusammensetzung in solchen Eisproben entspricht annähernd derjenigen von Luft. Nur CO_2 ist meistens stark angereichert und zeigt große Schwankungen (Raynaud und Delmas, 1976). Daher ist es bis heute nicht gelungen, vom CO_2 -Gehalt einer alten Eisprobe auf den CO_2 -Gehalt der damaligen Atmosphäre zurückzuschließen.

Im temperierten Eis ist der Gasgehalt und die Gaszusammensetzung sehr variabel. Temperiertes Eis entsteht oft durch Sintern von wassergesättigtem Firn. Dabei wird das Wasser zwischen den Eiskörnern herausgepreßt und kann einen Teil der Gase in den Poren lösen und wegtransportieren. Man erwartet also in frisch gebildetem Eis einen Gasgehalt, der kleiner ist als in kaltem Eis und eine Gaszusammensetzung, die arm ist an leichter löslichen Gasen. Auch nach dem Einschließen in den Luftblasen sind die Gase im temperierten Gletschereis noch Veränderungen unterworfen. Wasser, das durch temperiertes Eis fließt, kann einen Teil der Gase lösen und wegtransportieren. Dieser Vorgang läßt sich mit einem einfachen Modell beschreiben.

REFERENZEN:

- Budd, W. F. und Morgan, V. I. 1976. Isotopes, climate, and ice sheet dynamics from core studies on Law Dome, Antarctica. IUGG and International Association of Hydrological Sciences. Proceedings of the International Symposium on Isotopes and Impurities in Snow and Ice, Grenoble, 28-30 August 1975. IAHS-Publication, im Druck.

Raynaud, D. und Delmas, R. 1976. Composition des gaz contenus dans la glace polaire. IUGG and International Association of Hydrological Sciences. Proceedings of the International Symposium on Isotopes and Impurities in Snow and Ice, Grenoble, 28 - 30 August 1975. IAHS-Publication, im Druck.

Raynaud, D. und Lorius, C. 1973. Climatic implications of total gas content in ice at Camp Century. *Nature, Physical Science*, Vol. 243, No. 5405, S. 283 - 4.

U. E i c h e r , U. Siegenthaler, M. Welten, H. Oeschger

VERGLEICH VON POLLENPROFILIEN UND $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - MESSUNGEN
AN SEDIMENTEN AUS DEM SPÄTGLAZIAL

Es wurden Seekreideprofile aus Mooren und Seen des schweizerischen Voralpen- und Alpengebietes pollenanalytisch sowie in Bezug auf ihr $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - Isotopenverhältnis untersucht.

Der ^{18}O -Gehalt in biogen ausgeschiedenem Karbonat (Seekreide) ist hauptsächlich durch den ^{18}O -Gehalt des Seewassers, und damit der Niederschläge bestimmt. Da $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ in Niederschlägen mit der Lufttemperatur korreliert ist, geben ^{18}O -Messungen an Seekreide Auskunft über die Temperatur, bei der das Karbonat ausgefällt wurde. Dabei deutet ein höherer ^{18}O -Gehalt auf wärmere Klimaphasen als ein niedriger Gehalt.

Ein Vergleich der Isotopenwerte mit den mitteleuropäischen Pollenzonen ergibt für das Spätglazial (etwa 12 000 - 6 000 v. Chr.) folgendes Bild:

Die Kältephase "Aelteste Dryas" (bis 11 300 v. Chr.) zeichnet sich durch tiefere ^{18}O -Werte aus, als die angrenzende Wärmephase "Bølling". Dagegen hebt sich die "Aeltere Dryas" in $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ nicht von den beiden Wärmephasen "Bølling und Allerød" ab. Diese drei Pollenzonen (11 300 - 8 800 v. Chr.) erscheinen insgesamt als etwas uneinheitliche, günstige Klimaphase mit relativ hohen ^{18}O -Werten. Die "Jüngere Dryaszeit" (8 800 - 8 200 v. Chr.) ist deutlich mit tiefen ^{18}O -Werten von den angrenzenden Wärmezeiten "Allerød und Präboreal" abgehoben. Die Werteunterschiede im ^{18}O -Gehalt zwischen den genannten Klimaphasen sind markant. Im Mittel dürfte die Temperatur dort um einige $^{\circ}\text{C}$ geändert haben.

U. Schotterer, H. Gäggeler, R. Finkel, H. Oeschger

PROBLEME DER ISOTOPENDATIERUNG VON TEMPERIERTEN
GLETSCHERN AN BEISPIELEN AUS DEN SCHWEIZER ALPEN

Isotopenanalysen an Tiefenprofilen von Firn und Eis der Polarkappen geben Aufschluß über klimatische Daten vergangener Zeiten, insbesondere über jährliche Akkumulationsraten und mittlere Jahrestemperaturen. Ähnliche Informationen sind grundsätzlich auch in den Gletschern der Alpen gespeichert. Die Interpretation der Daten ist jedoch wesentlich schwieriger, da Windverfrachtungen, Schmelzwasser und schwankende Akkumulationsraten zu einer verfälschten Stratigraphie führen.

1957 wurden von unserer Gruppe erstmals auf Grund von Tritiumuntersuchungen Akkumulationsraten am Jungfraufirn bestimmt. Weitere Untersuchungen folgten an der Eiskalotte des Jungfraujochs 1965 (D und ³²Si) 1972 und 1974 (¹⁸O, T, ²¹⁰Pb, ¹³⁷Cs, ⁹⁰Sr) und 1972 auf der Hochebene des Plaine Morte Gletschers nahe der Firnlinie (¹⁸O, T, ²¹⁰Pb, ¹³⁷Cs). Ziel dieser Untersuchungen ist die Erarbeitung des Zusammenhangs zwischen Isotopenverhältnissen im Firn und Eis und Klimadaten, sowie der Vergleich mit den an grönländischen Eiskernen erhaltenen Ergebnissen. Im weiteren interessiert die Bestimmung der Akkumulationsgeschichte durch Datierung verschiedener Firn- und Eishorizonte und die Untersuchung des Schmelzwassereinflusses auf den Gehalt der in Frage kommenden Isotope. Die bisherigen Ergebnisse führten zu folgenden Erkenntnissen:

- Bei den bisher untersuchten Firn- und Eisprofilen fehlen jahreszeitliche Variationen im ¹⁶O/¹⁸O wie auch im T. Dadurch ist ein Auszählen der Jahresschichten nicht möglich.
- Die Datierung der letzten 20 Jahre bleibt auf einige Aktivitätsmaxima beschränkt (T, ⁹⁰Sr, ¹³⁷Cs) die durch die Kernwaffentests erzeugt wurden. Diese Horizonte können allerdings durch Schmelzwassereinflüsse verwischt oder in tiefere Schichten verschleppt werden.
- Das für die Datierung größerer Zeiträume (bis etwa 150 Jahre) zur Verfügung stehende ²¹⁰Pb wird zum Teil an Schmutzschichten in hoher Konzentration zurückgehalten.

Messungen an Neuschneeproben zeigen Schwankungen der Inputkonzentration bis zu einem Faktor 30. Ein Beitrag durch ^{222}Rn , dessen Tochterprodukt ^{210}Pb ist, kann wegen der Durchlüftung der obersten Firnschichten nicht ausgeschlossen werden.

- Die temperierten Gletscher stellen somit ein "offenes System" für die betrachteten Isotope dar: Ohne Kenntnisse der Isotopenverteilung von Input (Niederschlag) und Output (Schmelzwasser) sind Aussagen auf Grund von Isotopenmessungen am Bohrkern allein nur bedingt möglich.

Im Rahmen größerer Bohrprojekte an Alpengletschern sollen die erwähnten Phänomene eingehend untersucht werden. Falls das Verhalten von Spurenstoffen in temperierten Gletschern verstanden werden kann, sollte es gelingen, die jüngste Entwicklung (30 - 50 Jahre) des atmosphärischen Spurenstoffgehaltes zu ermitteln.

P. Bucher, M. Möll, H. Oeschger, B. Stauffer und W.S.B. Paterson

RADIOKOHLENSTOFFDATIERUNG POLAREN EISES IN EINEM
BOHRLOCH DURCH DIE EISKAPPE DES DEVON ISLAND
(NW. T., KANADA)

Im Mai 1973 wurden im Rahmen eines mehrjährigen Projektes des Polar Continental Shelf Project auf der Eiskappe des Devon Island vier Proben zur Datierung nach der ^{14}C - und ^{39}Ar -Methode entnommen. Die Eiskappe liegt bei 75°N , 82°W zwischen 600 und 1885 m ü. M. und bedeckt etwa 15000 km^2 . Das Bohrprogramm verfolgte die Hauptziele, das Fließen des Eises im Zentrum einer großen Eiskappe zu studieren und Informationen über die Klimageschichte zu sammeln. Entsprechend wurde die Lage der drei Bohrungen 20 km NNO des Zentrums gewählt, wo die Akkumulation geringer ist und wo das Felsbett mit einem thermischen Kernbohrer bei 299,3 m Tiefe zweimal erreicht wurde.

In dem einen Bohrloch wurden die Proben für die ^{14}C - und ^{39}Ar -Datierung extrahiert. Mit einer Schmelzsonde (Oeschger et al., 1976) wurden in der gewünschten Tiefe 2-7 t Eis geschmolzen, wobei Gas aus den Blasen freigesetzt wurde. Das Gas wurde kontinuierlich abgepumpt, getrocknet und aufgefangen, CO_2 bereits in der Schmelzsonde, die übrigen Gase an der Oberfläche. Nach der Gasextraktion wurde das Schmelzwasser in der Sonde durch ein Filter gepumpt, um Partikel $>0,8\ \mu\text{m}$ aufzusammeln. Im Labor werden die Proben zu einer geeigneten Form aufgearbeitet und ihre Radioaktivität bestimmt. Die Analyse der ^{14}C -Aktivität im CO_2 ist inzwischen abgeschlossen. Die CO_2 -Proben wurden mit tritiumfreiem H_2 katalytisch zu CH_4 hydriert und in zwei 15 cm^3 -Gasproportionalzählrohren mit dem NBS- ^{14}C -Standard verglichen. Um der Kontamination durch Tritium zu begegnen, wurden verschiedene Tests durchgeführt. Der ^{13}C -Gehalt des CO_2 wurde massenspektrometrisch bestimmt. Die ^{14}C -Resultate wurden nach der dendrochronologischen Eichkurve in wahre Alter umgerechnet. Es liegen folgende Resultate vor:

Mittlere Tiefe	m	128	259	283	293
(^{14}C)	%	73,7	68,2	66,0	53,3
(^{13}C)	%	- 21,46	- 16,29	- 15,78	- 15,74
Alter (vor 1950)	Jahre	2730	3380	3650	5780
Fehler	Jahre	± 450	± 800	± 330	± 300

Berechnet man aufgrund dieser Alter die mittleren Akkumulationsraten in einem Fließmodell (z.B. Dansgaard und Johnsen, 1969), so sieht man, daß das Resultat für die Tiefe 128 m aus dem Rahmen fällt. Kontamination durch fossilen Kohlenstoff organischen Ursprungs scheint wahrscheinlich und wird bestätigt durch den tiefen ^{13}C -Gehalt.

Im Rahmen des Devon Island Projekts wurden verschiedene weitere Datierungsmethoden versucht:

- aufgrund der Akkumulationsmessungen der letzten Dezennien und der Messung des vertikalen Fließgeschwindigkeitsprofils im Bohrloch kann eine Beziehung zwischen dem Alter und der Tiefe berechnet werden. Sie stimmt, außer in 128 m Tiefe, gut mit den ^{14}C -Resultaten überein.
- die Analyse des $\delta(^{18}\text{O})$ -Profils der drei Bohrkernkerne läßt leider eine Datierung durch Abzählen von Jahresschichten nur bis in eine verhältnismäßig geringe Tiefe zu. Doch eine zeitliche Einordnung des Profils durch Korrelation mit bekannten globalen Klimaschwankungen (z.B. letzte Eiszeit) ist möglich. In den untersten 10 m scheint allerdings das Fließverhalten des Eises gestört oder ein Verlust durch Ablation vorzuliegen (Dansgaard, Fischer und Johnsen, pers. Mittg.).
- eine Analyse des Partikelgehalts ergibt ein Profil, das grundsätzlich gleich verläuft wie das $\delta(^{18}\text{O})$ -Profil (Koerner, 1976). Auch hier findet man jahreszeitliche Schwankungen nur in gewissen Bohrkernabschnitten.
- an einer Probe aus 130 - 136 m Tiefe wurde der ^{32}Si -Gehalt analysiert, der einem Alter von (700 ± 140) Jahren entspricht, in guter Übereinstimmung mit dem Alter gemäß Messungen der vertikalen Geschwindigkeiten (Clausen, pers. Mittg.).

Der Vergleich der verschiedenen Datierungsmethoden zeigt ein recht kongruentes Bild. Die Devon Eiskappe gehört damit in der Periode der letzten 6000 Jahren zu den am besten datierten Eiskappen.

REFERENZEN:

- Dansgaard, W. und Johnsen, S. J. 1969. A flow model and a time scale for the core from Camp Century, Greenland. *Journal of Glaciology*, Vol. 8, No. 53, S. 215 - 23.
- Koerner, R. M. 1976. Distribution of micro-particles in a 299 m core through the Devon Island ice cap, Northwest Territories, Canada. IUGG and International Association of Hydrological Sciences. Proceedings of the International Symposium on Isotopes and Impurities in Snow and Ice, Grenoble, 28 - 30 August 1975. IAHS-Publication, im Druck.
- 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, im Druck.

M. Briat et R. Delmas

ETUDE GEOCHIMIQUE DU MANTEAU NEIGEUX DANS LE MASSIF
DU MONT BLANC, (ALPES FRANÇAISES)

Au cours de deux campagnes successives effectuées en 1973 et 1974 dans le massif du Mont Blanc, en zone de neige sèche et en zone d'infiltration froide, nous avons prélevé des échantillons de neige sur une profondeur de 2 m (de manière à recouvrir au moins un an d'accumulation)

- au Col du Midi (3600 m)
- au Col du Goûter (4250 m)
- au sommet du Mont Blanc (4800 m).

Nous avons effectué également un carottage de 20 m au Col du Goûter, où l'accumulation était relativement faible et la fusion estivale limitée, de façon à recouvrir une vingtaine d'années.

L'accumulation aux différents sites a été déterminée par mesure de la radioactivité β globale de la neige. Nous avons analysé les échantillons sans préconcentration, et après recarottage en ce qui concerne le carottage du Col du Goûter. Nous avons utilisé l'absorption atomique sans flamme (Al, Fe, Mn, K, Ca, Na, Pb), l'activation nucléaire (Cl, Na, Mn, V, Al), et l'ionométrie (SO₄).

En étudiant les relations existant entre les différents éléments en chaque site et l'évolution des concentrations en un même site au cours du temps nous avons essayé de déterminer l'origine des impuretés déposées dans la neige et notamment l'incidence de l'activité humaine sur les retombées.

C. Schlüchter

CHRONOSTRATIGRAPHISCHE ALTERNATIVMODELLE - EIN SCHRITT
 NÄHER ZUR "WAHREN CHRONOLOGIE" DER PLEISTOZÄNEN ER-
 EIGNISSE IM GEBIET DER INSEL BROUGHTON, N.W.T., KANADA^{†)}

Die hier vorgestellten chronostratigraphischen Alternativmodelle des früh- und mittel-wisconsinischen Geschehens beruhen auf den Ergebnissen der Untersuchungen der oben genannten Autoren im Gebiet der Insel Broughton in der östlichen kanadischen Arktis. Die Feldevidenzen wurden in Aufschlüssen im nördlichen Teil der Insel und auf dem westlich des Broughton Kanals liegenden Baffin-Festland zusammengetragen. Das Untersuchungsgebiet ist somit für arktische Dimensionsbegriffe relativ klein. - Wir haben versucht, unsere Untersuchungsergebnisse (Kartierungen, lithostratigraphische Gliederung, Pedologie, Palökologie, Biostratigraphie, ¹⁴C- und ²³⁰Th-Datierungen, Altersbestimmungen von marinen Molluskenschalen am Zersetzungsgrad von Aminosäuren) in einem chronologischen Zeitgerüst zusammenzufassen. Dabei haben wir gelernt, daß unsere Ergebnisse nicht nur eine zwingend-gültige Chronologie der klimatischen Ereignisse, der Aufeinanderfolge der Thermomere und Kryomere, während der letzten 120 000 Jahre ergeben.

Unter Berücksichtigung dieser Tatsache versuchen wir mit dem Aufstellen von chronostratigraphischen Alternativmodellen, die gesicherten stratigraphischen Mosaiksteine nicht in ein "einzig-bestmögliches" Zeitgerüst hineinzuzwängen. Wir möchten vielmehr versuchen, mit unserem Vorgehen einen Beitrag zur Beantwortung der Frage nach den Ursachen im pleistozänen klimatischen Wechselgeschehen zu leisten.

Lithostratigraphisch umfaßt im Untersuchungsgebiet unser chronostratigraphisches Gerüst der letzten Eiszeit (= Wisconsin) folgende Einheiten (vom Liegenden zum Hangenden):

- Grundmoräne (Platform Till) und Seitenmoränen des I. Stadiums der letzten Eiszeit
- die 42 - 46 m Terrasse
- die 30 - 32 m Terrasse (? = in Verbindung mit den Cape Broughton Marine Sands)
- holozäne marine Sedimente.

^{†)} Mit Beiträgen von: J.T. Andrews, R.W. Feyling-Hanssen, P.E. Hare, G.H. Miller, M. Stuiver, B.J. Szabo

Eine besondere Schlüsselstellung im chronostratigraphischen Korrelierungssystem der pleistozänen Sedimente im Gebiet von Broughton nehmen nach den neuen Untersuchungen einerseits die Sedimente an der Typuslokalität des Cape Broughton Interstadials (= Cape Broughton Marine Sands, vgl. FEYLING-HANSEN, 1976), andererseits die von Feyling-Hansen und Schlüchter untersuchte 42 - 46 m Terrasse ein. - Die lithostratigraphische Gliederung, unter Berücksichtigung der radiometrischen Altersbestimmungen, erlaubt folgende chronostratigraphische Interpretationen (unter der nach ANDREWS, SZABO & ISCHERWOOD, 1975 vernünftigen Annahme des Beginns der letzten Eiszeit in der Ostarktis um 115000 BP) [vgl. Fig. 1] :

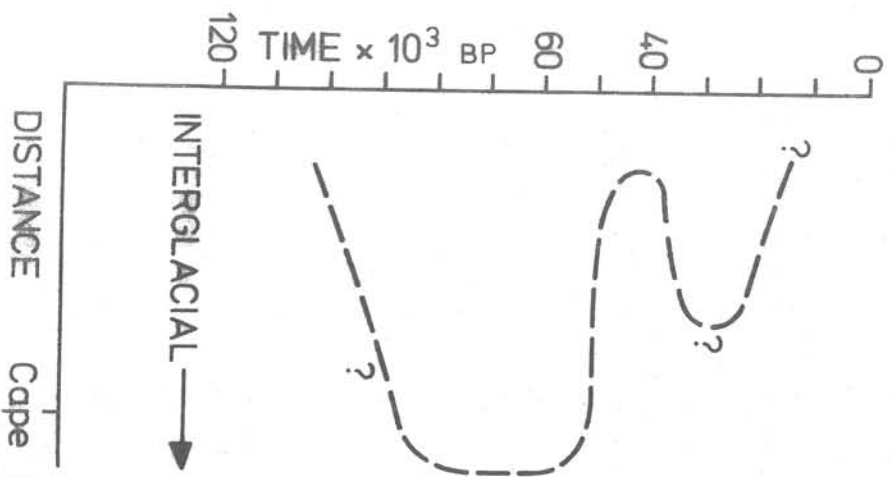
I. Modell: Die Berücksichtigung der ^{14}C -Datierungen und der Foraminiferenfaunen in den Cape Broughton Marine Sands (= Type strata) ergibt für dieses interstadiale Zeitintervall ein Alter von 36000 bis 45000 BP. Es folgt somit auf ein sehr ausgedehntes I. Stadium und läßt das II. letzteiszeitliche Stadium (= Napiat - Stadium) relativ kurz erscheinen.

II. Modell: Dieses Modell beruht auf der Berücksichtigung der relativen Zeitdifferenz zwischen den erhaltenen Aminostäuren-Alter mariner Mollusken, welche von Fundstellen stammen, die nach mikropaläontologischen Kriterien alle von Cape Broughton - interstadialen Alter sind. Dieser Befund stimmt mit der Annahme von FEYLING-HANSEN (1976) überein, wonach dieses Interstadial ca. 25000 Jahre umfaßt. Somit wird das I. Wiskonsin - Stadium zeitlich nach oben verkürzt. Dieses Modell erhält von pedologischen Beobachtungen eine weitere wesentliche Stütze.

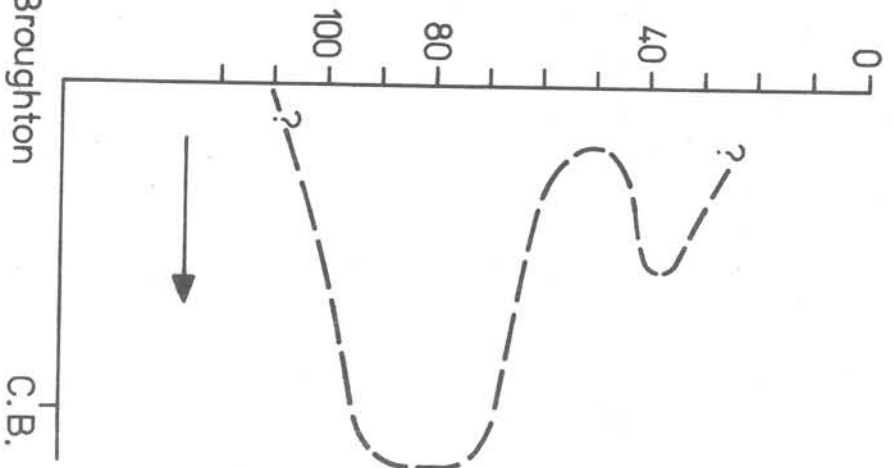
III. Modell: Diese zeitliche Gliederung erhält ihre wesentliche Stütze im Mißtrauen, das den ^{14}C -Daten von ≥ 40000 BP aus arktischen Gebieten entgegengebracht wird und diese nur als Minimalalter akzeptiert, besonders dann, wenn diese Daten von organischem Material stammen, das mit subarktischen Faunenelementen zusammen vorkommt (vgl. BLAKE, 1973). Diese Ablagerungen würden somit zwangsläufig letztinterglazial und damit dem Sangamon Interglazial des Mittleren Westens chronokorrelativ. Nach dieser Interpretation sind sämtliche bekannten fossilen Faunen auf Broughton interglazial und das Napiat-Stadium ist nicht spät- sondern frühwiskonsinen Alters.

Die kritische Diskussion von pro und contra dieser drei Alternativmodelle und die gezielte weitere Forschungsarbeit werden helfen, ein gesichertes Zeitgerüst der quartären Ereignisse in unserem Untersuchungsgebiet aufzubauen. Wir sehen damit wieder einmal mehr, daß die grundsätzlichen chronostratigraphischen Probleme im arktischen, wie auch im alpinen Bereich, die gleichen sind.

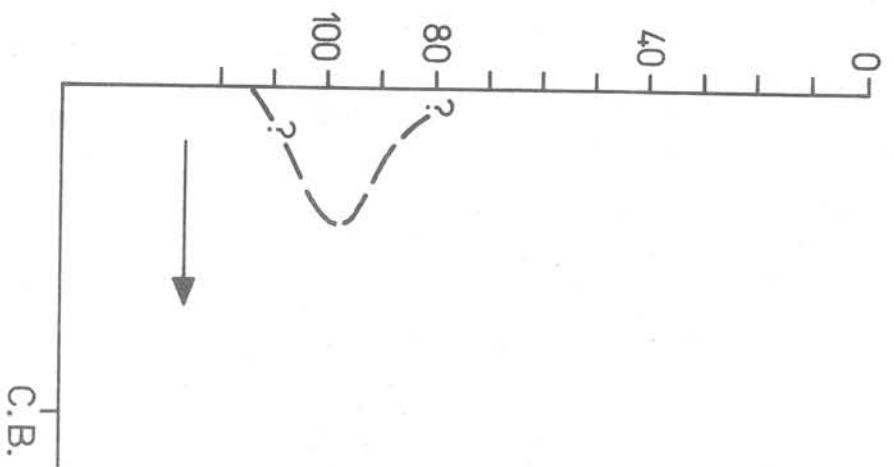
(1)



(2)



(3)



W. Ambach

ZUM WÄRMEHAUSHALT IM AKKUMULATIONSGBIET DES
GRÖNLÄNDISCHEN INLANDEISES
STATION CARREFOUR, EGIS II/1967

Die Ergebnisse der Wärmehaushaltmessungen von Station Carrefour (1850 m Seehöhe, Mai bis Juli 1967) werden im einzelnen diskutiert. Als Änderung des Wärmeinhaltes der Schneeschichten ergibt sich für die genannte Periode ein Energieverbrauch für die Erwärmung der Schneeschichten von 673 cal/cm^2 . Diesem geringen energetischen Effekt stehen im Wärmehaushalt sehr große Energieströme gegenüber, die allerdings nur reduziert wirksam sein können. Es ist ein typisches Ergebnis, daß bei kalten Schneeflächen ein Regelmechanismus auftritt, der thermischen Zustandsänderungen entgegenwirkt. Das Prinzip dieses Regelmechanismus wird in vereinfachter Form diskutiert.

M. Welten

POLLENANALYTISCH ERSCHLOSSENE VEGETATIONSBILDER AUS
DER WÜRM- UND RISS-KALTZEIT AM NORDRAND DER ALPEN

Nach den Vergletscherungskarten der Schweiz, aus der meine Untersuchungen stammen, liegen alle untersuchten Punkte innerhalb des vergletscherten Areal. Wie können sie über eiszeitliche Verhältnisse Aufschluß geben? Genau so wie anlässlich der Polartagung Umgebung und Vegetation in Grindelwald und auf Jungfraujoch betrachtet werden können, geben solche pollenanalytischen Testprofile Auskunft über die Verhältnisse bei herannahendem und bei sich zurückziehendem Gletscher, natürlich aber nicht für die Zeit der Gletscherbedeckung.

Vorwiegend an zwei in den letzten Jahren bearbeiteten Pollenprofilen sollen die Verhältnisse über Teile der Würm-Eiszeit und solche der Riss-Eiszeit dargelegt werden. Sie werden durch Diagrammausschnitte und Vegetationsbilder veranschaulicht.

Wir stellen fest, daß der Übergang von der Interglazialzeit zur Kaltzeit eine Phase der lichten borealen Restgehölze mit Verheidungs- und Vermoorungserscheinungen durchläuft, der Übergang von dieser initialen Kaltphase zur Vereisungsphase jedoch den Charakter einer kontinental getönten Kaltsteppe annimmt.

Das Vegetationsbild der Rückkehr zu wärmeren Abschnitten hängt von der Intensität und Dauer der vorangehenden Kaltzeit ab. In den Fällen der geringeren und kürzeren Eisvorstöße wandern relativ rasch die Elemente ein, die die ungünstige Klimaphase in der nahen Umgebung in Einzelexemplaren überdauern konnten (Fichten, Erlen, Kiefern, Birken). Nach Intensivphasen der Eiszeiten sind es kontinentale und subarktische Elemente, die der Rückwanderung der waldbildenden Birken und Kiefern vorausziehen (Lärche, Omorika-Fichte, Wacholder, Sanddorn, Spalierweiden, Zwergbirken).

Nach unseren heutigen Kenntnissen wurden in Mitteleuropa die wärmeliebenden Laubhölzer (Eichen, Linden, Ulmen, Esche, Ahorne, Hasel, Buche, Hainbuche, Epheu, Stechpalme, Buchs) und die anspruchsvolleren Nadelhölzer (Tanne, Eibe, wohl auch die Fichte) in den drei letzten Eiszeiten gänzlich vernichtet. Baumförmige Birken, Berg- und Waldföhre, wohl auch Arve und Lärche dürften in Einzelexemplaren oder kleinen Baumgruppen, niemals als Wälder, die Eiszeiten im unvereisten Gebiet überdauert haben, wohl nur selten

über dem Eisrand (wie das heute geschlossene Waldbestände über den Gletscherzungen tun, die weit unter die Schneegrenze hinabreichen). Damit ist erwiesen, daß die für die Würmeiszeit angenommene Absenkung der Schneegrenze nicht eine Absenkung der Waldgrenze um den gleichen Betrag zur Folge hatte. Die heute 700 - 1000 m betragende Distanz zwischen Schneegrenze und Waldgrenze erreichte in den Eiszeiten eine Größenordnung von 1800 - 2300 m. Die eiszeitlichen Inlandeismassen entstanden und hielten sich nicht in einem System sehr steiler Temperaturgradienten, wie das die heutigen Alpengletscher tun. Die Gradienten waren weiträumig flach, weshalb heutige Verhältnisse nur sehr zurückhaltend als Modell eiszeitlicher verwendbar sind. Selbst spätglaziale Gletschervorstöße sind kaum irgendwo in geschlossenen Wald eingedrungen, wie das von postglazialen Vorstößen vielfach erwiesen ist. Aus diesem Grunde ist es wohl richtig, das Spätglazial als letzte Phase der Eiszeit aufzufassen.

Wir verdanken dem C 14-Labor Bern (Prof. Dr. H. Oeschger) einige wichtige Datierungen, Liz. phil. U. Eicher durch seine 0 18/0 16 - Untersuchungen eine Vertiefung unserer Vorstellungen über den Temperaturverlauf des Würm-Spätglazials.

G. Patzelt

ÄNDERUNGEN DER HÖHENLAGE DER GLEICHGEWICHTSLINIE ALS INDIKATOR FÜR KLIMASCHWANKUNGEN

Ar. acht Alpengletschern wird zum Teil seit über 20 Jahren der Massenhaushalt mit Hilfe der direkten glaziologischen Methode bestimmt. Dabei muß alljährlich gegen Ende des Haushaltsjahres die maximale Ausaperung der Gletscher kartographisch sehr genau festgehalten und jeweils die mittlere Höhe der Gleichgewichtslinie (Nulllinie der Massenbilanz) bestimmt werden. Mit diesem umfangreichen glaziologischen Beobachtungsmaterial wird der bisher wenig zufriedenstellend gelöste Fragenkreis um die Bestimmung der Schneegrenze und ihrer Schwankungen in den Alpen neu aufgegriffen.

Nach einer knappen Darstellung der Bestimmungsmöglichkeiten für die GWL werden für die untersuchten Gletscher die Mittelwerte für die Internationale Hydrologische Dekade (IHD, 1965 - 1974) angegeben und die in den jeweiligen Beobachtungsreihen eingetretenen Extremwerte. Dann wird gezeigt wie die GWL bei ausgeglichener Massenbilanz ($\bar{b} = 0$) die Gesamtfläche (S) jedes Gletschers in einem bestimmten, ungefähr gleichbleibenden Verhältnis in Akkumulationsfläche (S_c) und Ablationsfläche (S_a) teilt, und daß die Flächenverhältnisse $S_c/S_a = 2 : 1$ oder S_c/S (AAR) = 0.67 bei $\bar{b} = 0$ für Alpengletscher einen guten Mittelwert darstellen dürften.

Mit diesem festgelegten Flächenverhältnis läßt sich nun auch die Höhenlage der GWL an solchen Gletschern bestimmen, von denen durch hinreichend genaue Karten nur die Gesamtgletscherfläche und stationäres Verhalten bekannt ist. Unter der Annahme, daß durch Vorstoßmoränen markierte Gletscherstände einen Gleichgewichtszustand des Gletschers am Ende der Vorstoßperiode darstellen, wurde an zahlreichen Gletschern die meist gut rekonstruierbare Fläche des Maximalstandes von 1850, oder des Vorstoßes von 1920 bestimmt und mit dem Flächenverhältnis $S_c : S_a = 2 : 1$ die Höhe der GWL berechnet. Die erhaltenen Werte können überprüft werden durch die mittlere Höhe der ursprünglichen Ansatzstellen der Ufermoränen (Methode Lichtenecker), da nur unterhalb der GWL Wallmoränen abgelagert werden. Es ergab sich eine nahezu vollkommene Übereinstimmung der Höhenwerte der GWL bei Gletschern an denen beide Methoden angewendet werden konnten.

Am Beispiel des Hintereisferners wird gezeigt, daß die GWL während des Vorstoßes um 1920 (2850 m) nur unwesentlich höher lag als zur Zeit des Hochstandes von 1850 (2840 m). Von 1920 bis 1943/52 (10 j. Mittel) ist die GWL 230 m angestiegen und bis zur IHD (1965/74) wieder rund 120 m abgesunken. Am Sonnblickkees lag die GWL um 1850 und um 1920 bei 2600 m, im IHD-Mittel in 2700 m Höhe.

Die Höhenlage der GWL steht in sehr enger Beziehung zur spezifischen Massenbilanz (MB) der Gletscher, wie sie durch die hochsignifikanten linearen Korrelationskoeffizienten angezeigt ist, die bei den 5 erfaßten Gletschern zwischen $r = -0.92$ und -0.99 liegen. Die Höhe der GWL ist eine wichtige Kenngröße für die MB eines Gletschers.

Wie die MB wird auch die Höhenlage der GWL maßgeblich vom sommerlichen Witterungsablauf bestimmt, beide stehen vor allem mit der Mitteltemperatur der Ablationsperiode (Mai - September) in enger Beziehung. Die Abweichungen der Mitteltemperaturen Mai - September von 7 ausgewählten Höhenstationen ist mit der Höhe der GWL des Hintereisferners signifikant korreliert mit einem Koeffizienten von $r = 0.85$. Bei Mittelbildung über 10 Jahre wird die Beziehung noch enger. Die erfaßbaren Höhenänderungen der GWL des Hintereisferners entsprechen den aus den 10 j. Mitteln der Temperaturschwankungen mit einem Gradienten von $0.65^{\circ}/100$ m errechneten Höhenintervallen gut, so daß aus den Temperaturreihen der Höhenstationen Dezennienmittelwerte der GWL abgeschätzt werden können. Andererseits lassen gut erfaßte Höhenänderungen der GWL quantitative Abschätzungen der Sommertemperatur zu. Am Hintereisferner lag die GWL während der Vorstoßperioden von 1850 und 1920 jeweils in ungefähr gleicher Höhenlage, die negativen Temperaturabweichungen (Mai - September) vom 100 j. Mittel 1851 - 1950 erreichten in den, diesen beiden Vorstößen vorangegangenen Dezennien jeweils 0.5° ; dem Anstieg der GWL um 230 m bis 1943/52 entspricht ein Temperaturanstieg von 1.6° ; das seither eingetretene Absinken der GWL um ca. 120 m war von einer Temperaturerniedrigung von ca. 0.9° begleitet.

Es wird nun noch zu überprüfen sein, ob und wie die am Hintereisferner gefundenen Beziehungen für andere Gletscher zutreffen. Es hat den Anschein, als wäre in Gebieten mit größeren Niederschlagsmengen die Amplitude der Höhenänderungen der GWL gedämpft. Auch die absolut geringere Höhenlage der GWL (Sonnblickkees, Silvrettagletscher) dürfte zum Großteil auf die höheren Niederschläge in diesen Gebieten zurückzuführen sein, doch reicht für eine diesbezügliche quantitative Aussage das vorliegende Datenmaterial noch nicht aus.

T. Caflisch, G. Müller und F. Müller

EIN ANWENDUNGSBEISPIEL VON DATEN DES GLETSCHER- INVENTARS: DIE FIRNLINIE IN DEN SCHWEIZER ALPEN

Im Rahmen des Welt-Gletscherinventars wurden entsprechend den Richtlinien der Unesco/AIHS für jeden Schweizer Gletscher rund 40 Parameter ermittelt. Neben direkt meßbaren Größen wie Fläche, Zungenhöhe, Länge etc. fanden auch die mit Hilfe eines statistischen Modells geschätzten Eismächtigkeiten Eingang. Im Vortrag werden die Resultate einer Analyse der Firnliniendaten vorgestellt. Die Firnlinie stellt auf Gletschern, welche aufgefrorenes Eis nur in unbedeutendem Maße aufweisen, eine gute Näherung für die Gleichgewichtslinie dar.

Im Zusammenhang mit der Datenerhebung des Schweizerischen Gletscherinventars wurden die Firnlinienhöhen 1973 für ca. 500 Gletscher ermittelt. Eine spezielle luftphotographische Erfassung der Schweizer Alpen durch den Luftaufklärungsdienst der Armee lieferte die dazu notwendigen Grundlagen. Alle Gletscher wiesen am Flugdatum praktisch maximale Ausaperung auf. Das Gletscherhaushaltsjahr 1972/73 lag bezüglich Ausaperung und klimatischen Bedingungen zwar über dem Mittel der letzten zwölf Jahre, war aber kein Extremjahr. Es scheint deshalb möglich, die Firnlinie 1973 als einen Schlüssel zur Untersuchung der Beziehung zwischen Gletscher und Klima heranzuziehen.

Aus einer Trendoberflächenanalyse ergaben sich nicht nur Hinweise auf den großräumigen Verlauf der Firnlinie, sondern auch Residualregionen mit großen Abweichungen. Zusätzlich liefert die Trendoberflächenanalyse Anhaltspunkte für die Auswahl repräsentativer und besonderer Gletscher, welche sich für Detailstudien eignen. Im weiteren wird versucht, Einflußgrößen aufzudecken, welche die räumlichen Schwankungen und speziell die starken lokalen Abweichungen vom allgemeinen Trend verursachen.

In der Literatur werden zahlreiche Schätzmethoden zur Berechnung der mittleren Gleichgewichtslinienhöhe mehrerer Jahre beschrieben. Aus einem Vergleich der Firnlinie 1973 mit den verschiedenen Näherungsverfahren läßt sich die der jüngsten Zeitperiode am besten entsprechende Methode finden. Abschließend soll der Zusammenhang der Firnlinie mit weiteren Gletscherparametern, wie AAR-Wert, Typ, Form etc. gezeigt werden.

ÜBER EINIGE ZUSAMMENHÄNGE ZWISCHEN KLIMAFAKTOREN,
ZIRKULATION UND VEREISUNG IM MERIDIONALPROFIL DURCH
AMERIKA UND DIE POLE

Die Gebirge am Westrand des amerikanischen Kontinents bieten die Möglichkeit, den Einfluß des Klimas auf die Vergletscherung über den Breitenbereich von 70°N bis 55°S zu untersuchen. Die Faktoren Breite, Höhe, Exposition zur Sonne sowie die Bodenbeschaffenheit (Albedo) bestimmen den lokalen Wärmehaushalt und sind damit für die Ablation ausschlaggebend. Ebenso beeinflußt die atmosphärische Zirkulation mit Bewölkung und Zufuhr fühlbarer oder latenter Wärme die Ablation, doch ist sie in erster Linie für die Akkumulation ausschlaggebend. Luv- oder Leelage, Geländeform und Ursprungsgebiet der vorherrschenden Luftströmungen bewirken eine charakteristische, breitenabhängige Ost-Westverteilung der Gletscher Amerikas, die in den Anden besonders ausgeprägt wechselt. In kleinem Maßstab bestimmt die Geländeform die Bildung von Wächtergletschern, z.B. in der Antarktis, oder von Bodeneis in den Tälern der arktischen Gebirge. Typische Beispiele für die wechselhaften Bedingungen der Eisbildung werden mit Bildern und Klimadaten belegt.

Während die Gebirgsgletscher nicht in der Lage sind, mehr als ein glaziales Mikroklima zu schaffen, nehmen die polaren Eismassen Einfluß auf das Klima im Scale von 1000 km. Klimafaktoren, Zirkulation und Vereisung sind dabei durch Rückkoppelungen verbunden, die durch die dynamische Reaktion der Eiskörper nichtlinear werden und schon oft Gegenstand theoretischer Untersuchungen waren. Als Beispiel stabiler Rückkoppelungen wird der Zusammenhang zwischen Oberflächentemperatur, stratosphärischer Zirkulation und troposphärischen Störungen in der zentralen Antarktis erläutert. Vorübergehende, zyklonale Erwärmung wird durch erhöhte Ausstrahlung rasch kompensiert, so daß die Abkühlungsrate in den Wintermonaten an der Oberfläche unabhängig von der troposphärischen Zirkulation bleibt. Gleichzeitiges Auftreten von Temperatur- und Druckminima weisen auf Abkühlung durch Strömungsdivergenz und damit auf eine Koppelung zwischen den Strahlungshaushalten der Oberfläche und der Stratosphäre und oberen Troposphäre.

F. Müller, A. Ohmura, R. Braithwaite und K. Schroff

DAS NORTH WATER PROJEKT:

DIE PROBLEME, DAS FELDEXPERIMENT UND EINIGE ERGEBNISSE

Das North Water, eine der größten Polynyas der nordamerikanischen Arktis, befindet sich im nördlichsten Teil der Baffin Bay und umfaßt eine Fläche von rund 40 000 km². Obwohl schon 1616 von William Baffin erwähnt, ist diese Region drastisch geschwächten Meereises (und zum Teil ganzjährig offenen Wassers) auf nahezu 80 °N bis anhin ungenügend bekannt, um die Hauptfragen durch quantitative Formulierungen beantworten zu können: 1) Wie entsteht eine solche Anomalie, und 2) wie wirkt sie sich auf das Klima und die Vergletscherung der Umgebung aus?

Vornehmlich die zweite Frage ist seit Juni 1972 Gegenstand einer größeren Feldstudie, die gemeinsam durch Kanada, die USA und die Schweiz getragen wird, das North Water Projekt der McGill University in Montreal und der ETH Zürich.

Von einem generellen, meso-maßstäblichen Modell ausgehend werden die zu bearbeitenden Grundprobleme beleuchtet:

- 1) Die genaue Position und räumlich-zeitliche Variabilität der Polynya und deren hauptsächlichsten Meereistypen.
- 2) Größe des Strahlungs- und des fühlbaren und latenten Wärmeflusses sowie der Schubspannungen an der Oberfläche.
- 3) Ausmaß der Luftmassenmodifikation.
- 4) Beitrag der Polynya zur Zyklogenese in diesem Gebiet und zum regionalen Niederschlag.

Die Schar der benötigten Meßgrößen, die Meßgenauigkeit, die räumliche und zeitliche Meßhäufigkeit und die Kontrollmöglichkeiten werden diskutiert und die zugehörigen Feldanordnungen kurz gezeigt: drei auch im Winter besetzte Stationen wurden bis zu 30 Monaten bemannt, um Daten zum Wetter an der Oberfläche und - mit Hilfe von täglichen Radiosondenaufstiegen an zwei Stationen - bis zu einer Höhe

von mindestens 10 km aufzunehmen. Ein Netz von automatischen Wetterstationen ergänzte diese Messungen. Direkte Beobachtungen über die Meereisveränderungen wurden kombiniert mit systematischen Meißflügen mit einem PRT-5 Strahlungsthermometer und einem Albedometer und ergänzt durch Satellitenbildanalyse. Auf den umliegenden Eiskappen wurden in sechs Firnschichten und Bohrkernen die Schneestratigraphie und Isotopenverhältnisse aufgenommen.

Die Feldaufnahmen sind noch nicht völlig abgeschlossen, jedoch liegt das Hauptgewicht des North Water Projektes seit einem Jahr auf der Auswertung. Einige vorläufige Ergebnisse, insbesondere das Klima betreffend, sollen mitgeteilt werden. Es werden erste Angaben über die Stärke des Einflusses der Polynya auf Lufttemperatur, vertikale Strukturierung der Winteratmosphäre, Luftdruckverteilung, Luftfeuchtigkeit, Gebietsverdunstung, Bewölkung und Niederschlagsverteilung gemacht. Es liegen auch erste Resultate zur Geometrie des Einflußbereichs der Polynya vor: horizontale und vertikale Ausdehnung sowie Symmetrieverhältnisse.

A. Ohmura und F. Müller

A NUMERICAL EXPERIMENT ON THE MESO-SCALE TEMPERATURE
AND HUMIDITY FIELDS AND ATMOSPHERIC CIRCULATION OF
THE NORTH WATER

An effective method of investigating the relation between the polynya and the atmosphere is by numerical experiment with a thermodynamic atmospheric model. The present paper describes the main features of the two-dimensional six-layer moist model which generates cloud layers and precipitation. First results of this experiment using realistic Arctic winter boundary conditions as obtained through field observations are presented.

The hydrodynamic, continuity, gas state and conservation equations for heat energy, water vapour and water in non-vapour phases are solved in this experiment. The model simulates an atmospheric cross-section of 1000 km length along latitude 75°N where the four aerological stations Resolute Bay, Coburg Island, Carey Islands and Thule Air Base are located. The polynya is assumed to occupy a 400 km stretch of the cross section with 200 km and 400 km of frozen sea or snow covered land on the windward and leeward sides respectively. The horizontal grid distance is 20 km; the vertical grid is exponentially spaced, starting at the roughness height of the surface and terminating at 9,3 km, where upper boundary conditions are prescribed. The lowest layer, corresponding to the constant flux layer, is set at 22 m thickness. The second to the sixth layers represent the spiral layer and free atmosphere. The boundary between the spiral layer and the free atmosphere is not prescribed. The turbulent exchange coefficients in these layers are determined by surface roughness, stability, wind and temperature profiles and the distance above the surface. The stability is parametrized by the Gradient Richardson Number and the influence of the stability is taken into account by using the improved Monin-Obukhov function for near neutral and stable regions, and Priestley's formulation for the region of free convection. The dependence of the turbulent exchange coefficients upon height was formulated using the mixing length of Panofsky and McCormick.

The time derivatives of the equations are approximated by forward-differences and the spatial derivatives by centre-differences except for the advective terms which are taken one-sided in favour of the windward side. The integration was carried out in time steps of 10 minutes.

The numerical experiment was initiated with horizontally isothermal boundary conditions, i.e. a surface temperature of -34°C , which is the mean temperature of Resolute Bay for January 1974. During the integration, the surface temperature of the 400 km stretch of the polynya was allowed to increase to -15°C while the temperature of the surrounding was kept at -34°C . The temperature modification of the air mass first reached equilibrium on the windward side of the polynya. The adjustment on the lee side required 18 hours, and a full two days for the heating to diffuse over the 400 km stretch of the lee side land. The heating effect reached heights of 1 and 2 km on the wind and lee sides respectively. This agrees well with the upper air soundings at the Carey Islands station where for January 1974 this limit was observed at a height of 1,5 km. The modification of specific humidity appears to be very similar to that of temperature.

The computed vertical cross-sectional distributions of temperature and specific humidity agree well with the cross-sections which were drawn from the observations. Some of the atmospheric features which were not discerned by field observations were revealed in the results of the numerical experiments. The computed circulation of the region is cyclonic centred on the lee side of the polynya. The computed surface turbulent heat fluxes are 700 and $100\text{ cal cm}^{-2}\text{ day}^{-1}$ for sensible heat and latent heat of vaporization respectively. This high Bowen ratio is due to low temperature. The fast and deep modification of atmosphere over the polynya is primarily due to the large turbulent exchange coefficients induced by the instability over the polynya. On the other hand, extremely slow and shallow air mass modification over the leeward land is due to the small turbulent exchange coefficients resulting from the strong stability. As a result, the horizontal extent of heating reached more than 400 km downwind from the edge of the polynya, with maximum concentration of heat in the layer between 100 m and 300 m above the surface. A large divergence in the surface shear stress field appeared on the windward extremity of the polynya, which explains the existence of open water in Smith Sound, Jones Sound and Lancaster Sound. This large divergence is caused by the local pressure gradient and the sudden increase in the turbulent exchange coefficient as air travels from the frozen surface onto the polynya. A moderate convergence in the surface shear stress field was found over the lee-side end of the polynya, which can be interpreted as the condition near the southern boundary of the polynya. A low-level cloud was formed over the lee side of the polynya and the frozen surface, from which precipitation fell. The amount of precipitation, however, is far too small compared with the observed precipitation. This discrepancy may be the result of the crudeness of the precipitation model. However, it may also indicate that there is no appreciable precipitation occurring under the stable mean winter condition, and that in wintertime even for the region of the polynya the onset of a more unstable condition, such as cyclones, is necessary for forming measurable precipitation.

A. Ohmura und F. Müller

A REVIEW OF HEAT BALANCE STUDIES ON ARCTIC TUNDRA
AND A PROPOSAL FOR THE FUTURE

The study of heat balance at the surface of the Arctic tundra has been developed along with that of planetary heat balance, in which the role of the earth's surface is particularly important.

The origin of the concept of heat balance is the product of nineteenth century thermodynamics: IPY 1 was the first attempt to measure global radiation at many locations in the Arctic, though with little success: a good progress was made with respect to radiometry in the late 19th and early 20th centuries. In 1930 a reasonable description of the surface boundary layer was achieved, which made the gradient method practical: during IPY 2 the first successful attempt was made to determine all the involved components separately: IGY produced the most outstanding works: IBP is becoming a new stimulation for extending the field measurements of heat balance on the tundra surface. The key works during these periods will be reviewed.

There have been two traditionally used methods to investigate surface heat balance. One is a direct measurement with suitable instruments and the other is an attempt to estimate the heat balance components using either empirical laws or the laws of physics and the appropriate atmospheric information.

The most serious shortcoming of the current field studies is the fact that there is no single work continued long enough to be climatological. This is a serious obstacle in evaluating the role of tundra within the global system of climate. The second problematic point is that most of the works are either microscale studies with great detailness or extensive investigations with doubtful technique. The first point concerns the problem of sampling and the second point the accuracy. The third problem is that little progress was made so far for relating the surface fluxes to the large scale atmosphere. For this problem Kraus proposed a bulk-treatment of the planetary boundary layer and Ohmura presented a coupled model of the constant flux layer and the spiral layer.

The survey of the previous works shows that a new form of organization for field experiments is necessary to overcome these main problems.

The authors propose that new experimental stations be made and maintained, one on a flat land area and the other in a mountaineous region between the latitudes of 60° and 70° N, where the ratio of the land to the sea surfaces is the largest in the entire globe. Such stations should be located in clearly defined hydrological basins, equipped with micrometeorological stations for full heat balance measurement, equipment for basin hydrological balance and an aerological station. The most suitable locations for such long term heat balance studies are the northeastern sector of the District of MacKenzie, the District of Keewatin and mid- and southern Baffin Island.

G. Kappenberger, F. Müller und H. Blatter

MASSENHAUSHALT, BEWEGUNG UND WÄRMEHAUSHALT DES
LAIKA - GLETSCHERS, COBURG ISLAND, NWT, CANADA

Im Zusammenhang mit dem North Water Projekt wurde seit Sommer 1973 auf dem Laika-Gletscher und auf der Laika-Eiskappe, etwa 1 km W der Coburg Island Station (NWT, Kanada, $75^{\circ}55'N/79^{\circ}15'W$) eine glaziologische Studie durchgeführt. Die fast kreisrunde, knapp 10 km große Eiskappe erhebt sich nur bis 530 m ü.M. und speist drei Gletscherzungen: die größte, piedmontförmige des Laika-Gletschers nach NE, die steile des Wulf-Gletschers nach W und einen in einer Eiswand endenden Talgletscher, den Ice Wall Gletscher nach E (inoffizielle Namen).

Als Grundlage für Feldarbeit und Auswertung wurde eine einfache Karte im Maßstab 1 : 25000 gezeichnet, basierend auf Luftbildern von 1959. Aufgrund der direkten glaziologischen Methode wurde für das natürliche Haushaltjahr 1973/74 der Massenhaushalt für den Laika-Gletscher, für 1974/75 jener für die gesamte Eiskappe ermittelt. Es wurden Ablationspegel gesetzt, Schneeschächte gegraben und, da der Hauptanteil der Akkumulation durch aufgefrorenes Eis gebildet wird, Sondierungen der auf kompaktem Eis liegenden Winterschneedecke vorgenommen. Ein Zusammenhang der hauptsächlich aus N bis E kommenden Niederschläge mit der Höhe über Meer konnte nicht gefunden werden. Durch häufige, z. T. stürmische Westwinde wurden exponierte Zungen nahezu schneefrei geblasen, größere Schneemengen dagegen in Windschattenlagen abgelagert. Trotz der topographischen Einflüsse bleibt der Bilanzgradient des Laika-Gletschers nahezu unabhängig von der Höhe und ist sehr hoch. Dies erklärt sich einerseits durch einen hohen Akkumulationsgradienten (Windeinfluß und Sommerniederschläge), andererseits durch eine früh einsetzende Eisablation im Zungenbereich, wo die Albedo wegen größerer Verschmutzung noch kleiner wird.

Weitere Luftbilder der Gletscherzungen von 1971 wurden photogrammetrisch ausgewertet und ein Vergleich mit der Karte von 1959 erlaubte, den Massenverlust des Zungengebietes in diesen 10 Jahren zu bestimmen. Die Werte und die Verteilung des Oberflächenrückganges in dieser Periode zeigen eine große Ähnlichkeit mit den Ablationswerten. An einem Querprofil am Übergang Eiskappe-Gletscherzunge wurde die Verteilung

der Horizontalgeschwindigkeit gemessen. Im Haushaltjahr 73/74 betrug der damit geschätzte Eisnachschub rund einem Fünftel der negativen Bilanz, und der so errechnete absolute Massenverlust der Zunge entsprach ziemlich genau dem Jahresmittel des mit Hilfe der geodätischen Methode ermittelten Wertes. Bewegungsmessungen im oberen Zungengebiet zeigten eine minimale Geschwindigkeit im Frühjahr und einen markanten Anstieg, bis um $\frac{1}{3}$ der mittleren Jahresgeschwindigkeit, während der Schmelzperiode.

Im Sommer 1975 wurden in einem Längsprofil des Laika-Gletschers fünf Tiefbohrungen für Temperaturmessungen im Eis durchgeführt. Dazu wurde ein Heißwasserbohrer mit offenem Kreislauf verwendet. Auf dem höchsten Punkt der Eiskappe wurde von Mitte April bis Anfang September die Aufwärmung der obersten 10 m verfolgt und parallel dazu die Lufttemperatur gemessen. Die Temperaturverteilung im Längsprofil zeigt folgendes Bild: Der oberste Teil des Gletschers ist kalt und am Boden angefroren. In mittleren Höhen sind die Temperaturen unerwartet hoch, eine bodennahe Zone ist sogar temperiert. In diesem Gletscherabschnitt befinden sich einige Spaltenregionen. An einem numerischen Modell soll getestet werden, wie weit die Wärmemenge, die beim Gefrieren in solchen Spalten gesammelten Schmelzwassers frei wird, diese starke Aufwärmung erklärt. Auf der Zunge ist das oberflächennahe Eis wieder etwas kälter, da auch im Winter die isolierende Schneedecke fehlt.

K. Heine

DIE PERIGLAZIALGEBIETE MEXIKOS IN VERGANGENHEIT
UND GEGENWART

Im Rahmen des Mexiko-Projektes der Deutschen Forschungsgemeinschaft wurden in den vergangenen Jahren vom Verf. u.a. auch Untersuchungen zur Periglazialmorphologie an den hohen Vulkangebirgen Zentralmexikos durchgeführt. Die untersuchten Vulkane haben Höhen zwischen knapp 5700 m und 4000 m; sie befinden sich in der von West nach Ost verlaufenden Cordillera Neovolcánica (19°N, 97 - 100°W). Drei Vulkane (Pico de Orizaba 5700 m, Popocatepetl 5452 m, Iztaccihuatl 5286 m) tragen rezente Gletscher, deren Zungen an Nord- und Westhängen bis 4650 m herunterreichen können. Zwischen der oberen Waldgrenze in rund 4000 m Höhe und den rezenten Gletschern bzw. den unvergletscherten Gipfeln können verschiedene morphologische Prozesse und die daraus resultierenden Formen beobachtet werden, die allgemein "periglazialen" Vorgängen zugeschrieben bzw. als "periglazialer" Formenschatz gedeutet werden. Im einzelnen handelt es sich um fossilen Permafrost, Blockgletscher, Kammeisbildungen, Polygon- und Steinnetzböden, Streifen, Erdstreifen, Erdknospen, Texturböden und Zellenböden; hinzu kommen Rasengirlanden, Rosenabschalen und Vegetationsringe.

(1) Miniaturstrukturböden haben in Mexiko verschiedene Ursachen. Unsortierte Erdknospen und Erdstreifen sind kammeisbedingte Formen, die beim Zusammenbrechen der Kammeisnadeln entstehen. Knospen werden in schattigen Lagen, Streifen in Abhängigkeit der einfallenden Sonnenstrahlen gebildet. Sortierte Miniaturerdstreifen entstehen in \pm unverwitterten Aschen und Lapilli mit einer hangabwärts gerichteten Anordnung der Streifen. Miniaturzellen- und Miniaturtexturböden sind keine primär frostbedingten Formen, sondern entstehen in ihrer ersten Anlage durch Trockenrisse, die später durch eingewehte gröbere, vom Wind an der Bodenoberfläche bewegte Steinchen zu einem sortierten Miniaturpolygonboden weiterentwickelt werden können.

(2) Rosenabschälung erfolgt infolge Kammeisauffrieren des Materials und Windausblasung. Aus Büschelgräser können Vegetationsringe und schließlich Vegetationsgirlanden und -terrassen entstehen; diese Formen sind kammeisbedingt; Frostkriechen und Gelsolifluktion (d.h. Solifluktion i.w.S.) spielen keine Rolle.

(3) Ebenfalls kammeisbedingt ist an einigen Vulkanen die 'Glatthang'-Bildung.

(4) Polygonböden und Steinnetzböden wie auch Steinstreifenböden, die nicht als Miniaturformen vorliegen, befinden sich in Höhen über 4700 m. Ein Teil dieser Formen ist auf frostbedingte Vorgänge im Boden zurückzuführen. Steinstreifen im Abstand von ca. 1 m und mehr findet man häufig unterhalb der rezenten Gletscher; zwischen den größeren Steinen der Streifen erfolgt heute oft die Drainage; es kann nicht entschieden werden, ob Ausspülungsprozesse die erste Anlage der Steinstreifen verursachte oder ob diese durch frostbedingte Vorgänge erfolgte.

(5) Verschiedene Blockgletscher-Generationen konnten an den Vulkanen La Malinche und Nevado de Toluca unterschieden werden. Sie haben pleistozänes bis subrezentens Alter.

(6) Die Diskussion über ein Konvergieren bzw. ein Divergieren der Schneegrenze und Strukturbodengrenze in den Subtropen resultiert daraus, daß die Formen und nicht die Prozesse Berücksichtigung finden. Gleiche Formen können durch verschiedene Prozesse gebildet werden: in den Subtropen kann infolge Kammeisbildung ein "periglazialer" Formenschatz weit unterhalb der Schneegrenze entstehen. Werden kammeisbedingte Formen als rezente periglaziale Kleinformen angesehen, dann muß von einem Divergieren der genannten Grenzen in den Subtropen gesprochen werden; werden die kammeisbedingten Formen nicht den Frostbodenformen gleichgesetzt - Temperaturen unter dem Gefrierpunkt müssen mehrere Dezimeter in den Boden eindringen -, so zeigt die Höhenlage der frostbodenbedingten Formen in den Subtropen ein Konvergieren der Schnee- und Strukturbodengrenze.

(7) Aufgrund umfangreicher glazialmorphologischer und -geologischer Arbeiten kann für das Arbeitsgebiet eine Rekonstruktion der klimatischen Schneegrenze für verschiedene Vergletscherungsphasen des Jungquartärs gegeben werden (Fig. 1).

(8) Aus der Rekonstruktion der Schneegrenzen kann in Verbindung mit anderen Befunden eine Rekonstruktion des Klimas vorgenommen werden. Man muß davon ausgehen, daß die Lage von Schneegrenze, Permafrostbodengrenze, Strukturbodengrenze und Waldgrenze während des Jungquartärs in ihrem Verhältnis zueinander nicht konstant war, da hygrische Klimaschwankungen unabhängig von thermischen Schwankungen verliefen.

(9) In diesem Zusammenhang muß auf die Problematik aufmerksam gemacht werden, die sich für (oft vorgenommene) Rekonstruktionen letztkaltzeitlicher Schneegrenzen für große Räume ergeben, da nicht altersgleiche Phänomene (Moränen, Strukturböden etc.) für die Rekonstruktion hinzugezogen werden.

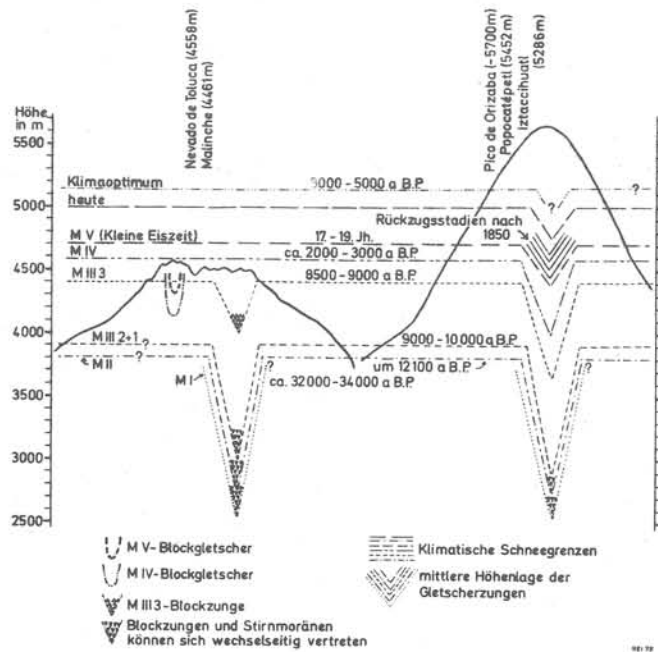


Fig. 1 : Rekonstruktion klimatischer Schneegrenzen
für die hohen Vulkane Zentralmexikos

G. Sommerhoff

UNTERSUCHUNGEN ZUR MORPHOLOGIE DES SÜDGRÖNLÄNDISCHEN KONTINENTALRANDES

Die Untersuchungen zur Morphologie des Meeresbodens vor Südgrönland basieren auf einer morphologischen Auswertung von Original-Vermessungskarten und Echogrammen, von Sedimentechogrammen und Sedimentproben, von seismischen und magnetischen Profilen. Das umfangreiche Material ermöglicht eine detaillierte morphologische Gliederung und eine weitgehend abgesicherte morphogenetische Deutung des Meeresbodenreliefs vor Südgrönland zwischen Dänemarkstraße, Kap Farvel und Disko Bucht.

Die morphologischen Ergebnisse lassen sich wie folgt zusammenfassen:

West- und Ostgrönland-Schelf sind glazial geprägte Schelfe. Morphologisch lassen sie sich in einen Küstenschelf mit glazialen Erosionsformen und einen Außenschelf mit glazialen Akkumulationsformen gliedern. Der Küstenschelf ist durch Rundhöckerplatten mit deutlicher W-E-Hangasymmetrie und tief eingeschnittenen Trogtälern geprägt. Der Außenschelf ist durch ein moränales Relief mit mächtigen Moränenwällen und breiten Gletscherbecken gekennzeichnet. Küsten- und Außenschelf sind vor der Westküste durch eine Kette tektonisch vorgezeichneter Längsrinnen voneinander getrennt.

Der Schelfrandrücken der Bänke und Rinnenschwellen markiert auf dem ostgrönländischen Schelf die Maximalausdehnung des fest aufliegenden Inlandeises. Auf dem Westgrönland-Schelf lassen sich zwei Eisrandlagen unterscheiden. Während der Maximalvorstoß südlich der Sukkertop-Rinne bis zum Schelfrand reichte, stellt der die Schelfrinnen flankierende Rücken der Bänke und Rinnenschwellen die Eisrandlage einer Rückzugsphase dar.

Der hohe Basaltanteil in den Sedimentproben sowie die starken magnetischen Anomalien auf dem ostgrönländischen Küstenschelf weisen auf submarine Basaltvorkommen hin. Die sich im Rundhöckerrelief widerspiegelnden Dykes-Strukturen sind durch selektive Eiserosion herausgearbeitet worden.

Der südgrönländische Kontinentalabhang ist vor den Schelfrinnen durch deltaförmige, plio-pleistozäne Sedimentkegel bis zu 20 m meerwärts vorgebaut. Ausläufer der Sedimentkegel lassen sich als breite Sedimentrücken bis zum Ansatz der Tiefsee-Ebene verfolgen. Daß es sich hier um Sedimentvorbauten handelt, wird durch seismische Profile bestätigt, nach denen

die Sedimentrücken deutliche Schichtungsstrukturen aufweisen. Ihre Deutung als glazimarine Sedimentkegel wird erhärtet durch Sedimentechogramme, in denen sich die Sedimentkegel durch eine stark reflektierende, schallharte Oberfläche mit geringer Schalleindringtiefe ausweisen. Das deutet auf einen hohen Anteil grobkörnigen terrigenen Materials hin.

Canyonartige Einschnitte trennen die breiten Sedimentrücken des Kontinentalfußhanges. Im westlichen Reykjanes Becken läßt sich ein ganzes System schön ausgebildeter Canyons herausgliedern. Durch diese Canyons wurden große Mengen terrigenen Schuttes in die Tiefsee-Ebene verfrachtet. Die Canyons sind vermutlich zu Zeiten niedrigerer Meeresspiegelstände (Pliozän-Pleistozän) entstanden, als durch rasche terrigene Sedimentzufuhr und starke Zunahme der Sedimentmächtigkeiten auf dem Kontinentalabhang turbidity currents ausgelöst wurden. Die Canyons sind in die Sedimentkegel des Kontinentalfußhanges eingeschnitten, die daher als Erosionsreste ehemals ausgedehnter plio-pleistozäner Sedimentkegel gedeutet werden können.

Die nacheiszeitliche marine Überformung ist auf dem Ostgrönland Schelf als gering zu veranschlagen. Einerseits verhindert der Ostgrönlandstrom eine rezente Sedimentüberdeckung, andererseits reichen aber seine Geschwindigkeiten für eine erosive Überformung nicht aus. Da der ostgrönländische Schelf auch während des glazialeustatischen Meeresspiegel-Tiefstandes nicht im Brandungsbereich gelegen hat, fehlen marine Abrasionsformen. Der westgrönländische Schelf weist dagegen auf den südlichen Schelfbänken (südlich 65°N) oberhalb 70 m Meerestiefe deutliche Brandungsformen (Brandungswälle, -rinnen, Abrasionsterrassen) auf. Da unterhalb 70 m Tiefe Abrasionsformen fehlen, wird für die südlichen Schelfbänke eine glazialisostatische Absenkung in der Größenordnung von 50 m postuliert, eine Größenordnung, die sich mit den Beträgen der glazialisostatischen Heraushebung der gegenüberliegenden Küste deckt.

G. Stäblein

PERMAFROST IM PERIGLAZIALEN WEST-GRÖNLAND

Die Verbreitung und Ausbildung von Permafrost wird an Beispielen der Umgebungen von Holsteinsborg ($66^{\circ} 56' N / 54^{\circ} 20' W$) und Jakobshavn ($69^{\circ} 13' N / 51^{\circ} 03' W$) in West-Grönland dargestellt. Die ökologischen und klimatischen Bedingungen werden diskutiert. Unter der sommerlichen Auftauschicht wird in beiden Bereichen stellenweise permanente Bodengefrorenis ab 20 bzw. 130 cm Tiefe angetroffen mit bis mehrere m Mächtigkeit.

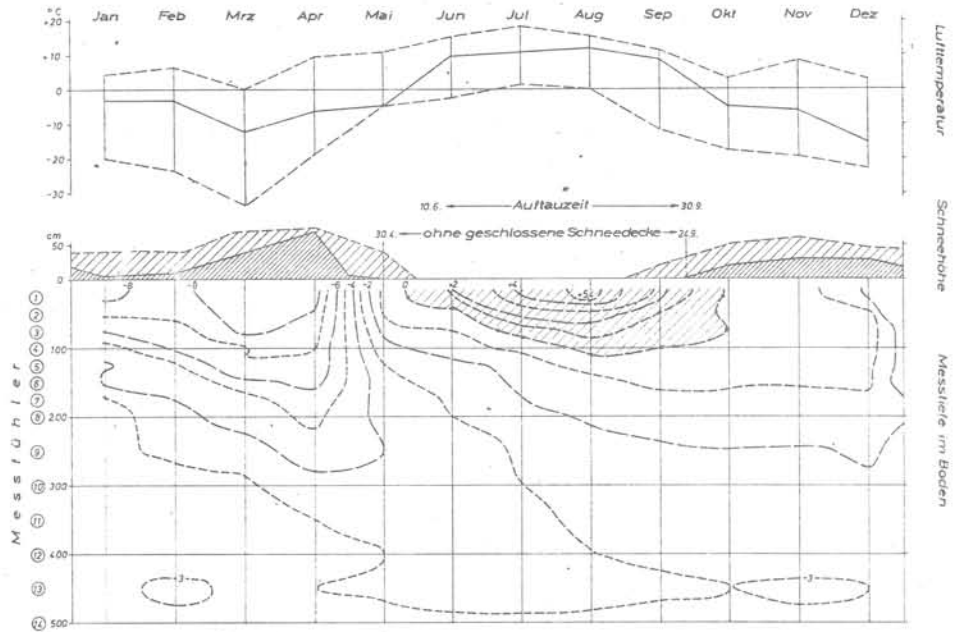
In der bisherigen Literatur wurde Holsteinsborg noch zum Bereich mit diskontinuierlicher Permafrostverbreitung, während Jakobshavn dagegen zum Bereich mit kontinuierlichem Permafrost gerechnet. Nach unseren Geländeuntersuchungen muß man davon ausgehen, daß in beiden Gebieten die lokalen petrographischen, edaphischen und ökologischen Bedingungen wesentlicher sind für das Auftreten bzw. Aussetzen des Permafrostes als die regionalen klimatischen Unterschiede zwischen beiden Gebieten. Der Bereich des kontinuierlichen Permafrosts wird erst weiter nördlich bei Upernavik erreicht.

Am Beispiel von zwei Bodentemperaturmeßstationen mit mehrjährigen Meßreihen der GGU werden die unterschiedliche Temperaturverteilung im Boden und deren Entwicklung im jährlichen Rhythmus dargestellt. Dabei wird die Korrelation zu den Parametern der modalen Temperaturverhältnisse und Schneebedeckung untersucht.

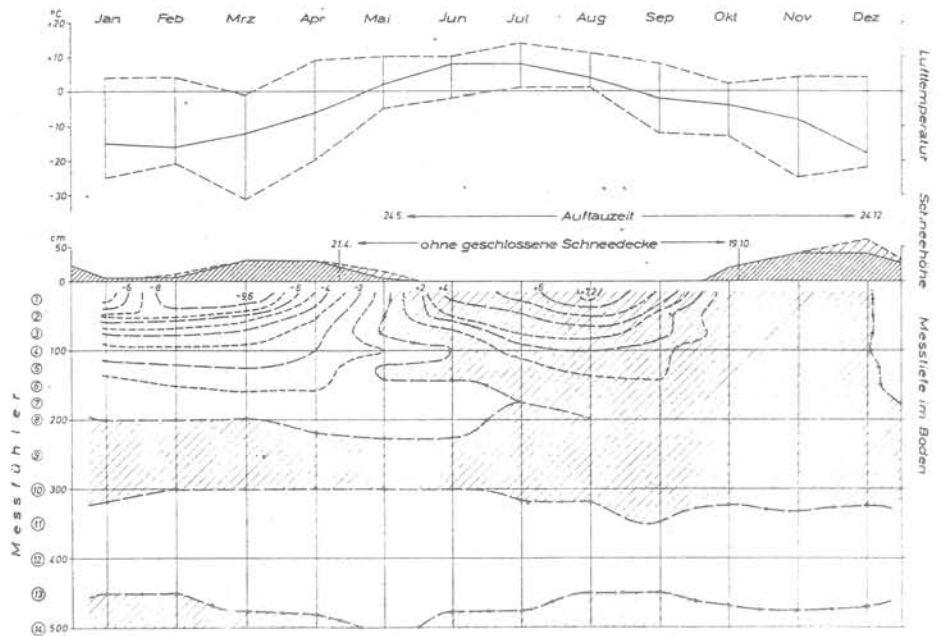
Als Beispiele der Ergebnisse sind die Pedothermoisoplethen der Bodentemperaturmeßstation Holsteinsborg und Jakobshavn für 1969 beigefügt.

Permafrost im periglazialen West-Grönland

Prof. Dr. G. STÄBLEIN, Berlin +



Jakobshavn ($69^{\circ} 13' N / 51^{\circ} 03' W$)



Holsteinsborg ($66^{\circ} 56' N / 51^{\circ} 20' W$)

S. Funder

HOLOCENE VEGETATIONAL HISTORY IN THE SCORESBY
SUND REGION, EAST GREENLAND

Pollen diagrams have been worked out from lake sediment cores obtained by boring in lakes in the region around the Scoresby Sund fjord complex at 71°N lat. in East Greenland. The present climate in the region is high arctic with a mean annual temperature of -7 °C; the optimal type of vegetation is dwarf shrub heath of varying composition. The pollen record, dated by C¹⁴-dating, extends back to ca. 10 000 ys BP; generally, four phases in the development of the vegetation can be distinguished in the pollen diagrams:

a) a colonising phase where Oxyria digyna, Saxifraga oppositifolia, Salix herbacea etc. attain high relative frequencies, - these species are characteristic of the scattered vegetation on newly exposed ground in the area to-day.

b) a transition phase with a decrease of the colonisers and an increase of grasses and herbs - but with few dwarf shrubs.

c) a "climax" phase with Betula nana and Empetrum nigrum, indicative of the dense thermophilous dwarf shrub heath that occurs now only on favourable sites.

d) a decline phase characterised by the high arctic shrubs Salix arctica and Cassiope tetragona, - probably the most common species in the area at present, - dominating in a stereotype "heath" that covers vast areas.

The first phase reflects only a stage in a local succession and is without relation to any specific climate. The phases b and c from ca. 10 000 ys BP seem to mark an amelioration culminating in phase c, where the dense thermophilous dwarf shrub heath with Betula nana covered extensive areas. During this phase the climate was probably somewhat warmer than now, the period lasted from ca. 8000 to ca. 5000 ys BP. The pollen evidence is corroborated by the behaviour of the major fjord glaciers: from ca. 9500 they receded rapidly to positions behind their present fronts at 6500 ys BP.

Precisely when the subsequent deterioration started is difficult to ascertain; the rapid immigration of Salix arctica into the region at 5000 - 4500 ys BP shows that the climate had been suitable for this hardy high arctic species for some time. It is interesting to

note here that the two "southern" bivalve species Mytilus edulis and Chlamys islandica which had immigrated into the fjords ca. 8000 ys BP apparently became extinct around 5500. The deterioration made itself worst felt in the coastal area, where the dense *Betula nana*-heath disappeared completely and the "colonisers" returned. At sheltered sites in the interior, however, the *Betula nana*-heath has persisted to the present day.

The climatic interpretation of the East Greenland pollen record is hampered by the often much delayed immigration of the indicator species into this remote area. Still, the development outlined here seems to agree well with that known from northwestern Europe.

F.-D. Miotke

PERMAFROSTHÄNGE IM YUKON UPLAND NÖRDLICH VON
FAIRBANKS

Im Yukon-Upland ($65^{\circ} 28' N$, $145^{\circ} 23' W$), ca. 150 km nordwestlich von Fairbanks, wurden im Gebiet zwischen dem Eagle Summit-Paß und dem Mastodon Dome (1325 m) Formen und Prozesse der Hangentwicklung über Permafrost untersucht.

Im Gipfelbereich der Bergzüge sind Verflachungen zu erkennen, die als Reste einer tertiären Rumpffläche gedeutet werden können. Darunter setzen tiefe Kerbtäler an, deren Schutt- und Schotterfüllungen im Talboden (um 800 m) durch quartäre Terrassen gegliedert sind. Auch im Talhang sind örtlich Reste höherer Talböden erhalten. Die meisten der zahlreichen Hangverebnungen entstanden jedoch durch periglaziale Formungsprozesse.

Bei einer geschätzten mittleren Julitemperatur von wenig unter $10^{\circ} C$ tauft der Permafrostboden der Hänge nur bis zu einer Tiefe von wenigen Zentimetern bis max. ca. 1,50 m auf. In der sommerlichen Auftauschicht ist trotz der relativ geringen Niederschläge (geschätzt ca. 650 mm/Jahr) genügend Feuchtigkeit vorhanden, so daß sich ausgeprägte rezente Solifluktionerscheinungen ausbilden können. Besonders in den mittleren bis unteren Hangbereichen, wo vor allem Moospolster als Isolierung (geringe Auftautiefe) und Wasserspeicher wirken, entwickeln sich örtlich sehr mächtige Solifluktionsloben. Die dort maximal 5 m hohen Lobenstirnen überfahren die einige Meter hohe Randvegetation, die hauptsächlich aus Weiden in Baum- und Buschform sowie Birken und vereinzelt Erlen besteht. Im höheren Hangbereich bedeckt eine nach oben offener werdende Tundravegetation den Boden.

Die anstehenden, örtlich metamorphisierten, präkambrischen Schiefer (Birch Creek Chist) sind gegenüber der Frostverwitterung so sehr anfällig, daß nur an wenigen Steilhängen anstehendes Gestein zu erkennen ist. Noch ca. 1-2 m unterhalb der Schuttdecke ist der anstehende Schiefer völlig zerrüttet. Der Massentransport am oberen Hang vollzieht sich in verschiedenen Formen: Schutthalden, Rutschungen, Steinstreifen, Solifluktion und Abspülvorgänge sind weit verbreitet. Die flachen, gekappten Höhenrücken sind wie die flachen unteren Hänge im Talbodenbereich durch Frostmusterböden aller Dimensionen bedeckt. Je nach dem Hanggefälle und Substrat sind unterschiedlich große Steinringe oder

Steinstreifen ausgebildet, die besonders im unteren Hangbereich durch die Vegetation auffällig nachgezeichnet werden.

Die Talasymmetrie ist in sehr deutlicher Form ausgebildet: nordexponierte Hänge sind wesentlich steiler als südexponierte Hänge. Höhere Talschlüsse waren ehemals vereist, dort bildeten sich Karformen.

Durch Geländeaufnahmen und mit Hilfe von Luftbildern wurden die Landschaftseinheiten und Kleinformen vermessen und kartiert. Es lassen sich so bestimmte Formen bestimmten Reliefeinheiten innerhalb der Höhenstufung zuordnen.

A. Weidick

GLACIATIONS OF NORTHERN GREENLAND - NEW EVIDENCE

Field investigations on the Quaternary deposits of North Greenland are still scarce and scattered, but a number of pre-10,000 B.P. radiocarbon dates are reported. These favour a concept of a small Late Wisconsin/Würm extent of the Inland Ice.

In North-West Greenland a new deposit in Olrik Fjord, only 160 km due west of Camp Century, is dated to 18,990 B.P. and demonstrates the possibility of a reduced Late Wisconsin/Würm Inland Ice though it cannot at present be demonstrated with certainty that it was not overridden by a subsequent glacier readvance. The content of shells reveals climatic conditions close to the present ones, and if the age determination is correct, the contemporaneous interstadial of the Camp Century record (approximately 28,000 - 18,000 B.P.) has too small amplitude.

In North-East Greenland, occurrence of driftwood aging more than 35,000 years B.P. in the central parts of Peary Land and high, presumably interstadial or interglacial terrace levels in Independence Fjord is reported. The last glaciation (Late Wisconsin/Würm) of Peary Land was dominated by a local glaciation centered over Frederick E. Hyde Fjord. Combining these informations, an interstadial survival of a local ice cap over Peary Land is envisaged.

H. Kaminski

FERNERKUNDUNG - REMOTE SENSING -

DER VARIATIONEN DER MEEREISFLÄCHEN IN DER BARENTS-SEE
VON 1966 - 1975 MIT SATELLITENDATEN, U. A. NOAA - VHRR

Die Flächenausdehnung und die zugehörigen Massen von Eis, Schnee und Meereis in der Arktis sind signifikante Verbundfaktoren für die Tendenz der Luft- und Wassertemperaturen und der hiermit in Zusammenhang stehenden Kalt- und Warmluftverteilung in der Nord-Hemisphäre. Umweltforschungssatelliten, mit Infrarotsensoren ausgerüstet, und damit auch die Polarnacht durchdringend, gestatten eine kontinuierliche Überwachung der Dynamik von Eis-, Schnee- und Meereisparametern in den Polarbereichen. Diese Möglichkeit wird anhand einer Langzeituntersuchung der Dynamik des Meereises in der Barents-See von 1966 bis 1975 vorgestellt. Die Ergebnisse sind nicht nur für die allgemeine Polarforschung sondern auch für die globale Klimaforschung von Bedeutung.

Es ergeben sich folgende Aussagen und Ergebnisse:

1. Daten der Umweltforschungssatelliten (besonders mit Infrarotsensoren), wie z.B. NOAA (VHRR), gestatten es, mit ausreichender Genauigkeit eine Bilanz der globalen Schnee-, Eis- und Meereismengen zu erstellen.
2. Diese Daten ermöglichen es auch, die Langzeitdynamik (Variationen) der Schnee-, Eis- und Meereismengen zu bestimmen.
3. Für die Jahre 1966 bis 1975 wurden anhand von Satellitendaten die Freiwasserflächen in der Barents-See (jeweils für den Monat April) bestimmt. Es wurde eine signifikante, stetige Zunahme der Freiwasserflächen, d.h. Rückgang der Meereisbildung, festgestellt.
4. Die jährlichen Schwankungen der Freiwasserflächen (Meereisbildung) zeigen eine gute Korrelation mit den mittleren Wassertemperaturen des einströmenden Golf-Nordkap-Stromes bzw. den mittleren Lufttemperaturen des Monats April, besonders ausgeprägt mit Lufttemperaturen der Stationen nördlicher als 77 °N.
5. Korrelation der Freiwasserflächen mit den mittleren Wassertemperaturen des einströmenden Golf-Nordkap-Stromes und den mittleren Lufttemperaturen im Bereich der Barents-See weisen aus, daß die Meereisbildung in diesem kleinen Bereich der Arktis von Parametern abhängig ist, die im globalen Verbund zu sehen sind, z.B. der Warmwassertrans-

port (Quantität und Temperatur) durch den Golf- oder Nordkapstrom in das Nordpolarbecken (Barents-See). Die Quantitäten des jährlichen Wassermassentransportes in die Barents-See wurden als konstant angesetzt. Dieses ist sicherlich nicht statthaft, (Hinweis auf Korrelation 1975). Die sicherlich auch variablen Wassermassen konnten, da diese Daten fehlen, nicht berücksichtigt werden. Trotzdem beweist das Ergebnis signifikant den Verbund des dynamischen Funktionssystems "Planet Erde" aus.

6. Da den Schelfbereichen des nördlichen Europas und Asiens (Eurasiens) im Hinblick auf die Erschließung von Öl- und Erdgaslagerstätten, der Erschließung von neuen Fangbereichen für die Hochseefischerei zukünftig Bedeutung zukommen wird, eröffnen die Satellitendaten die einzige Möglichkeit, auch während des Polarwinters im operativen Ausmaß vorgenannte Aufgabenstellungen anzugehen und einer Lösung zuzuführen.
7. Die Weiterführung derartiger Langzeituntersuchungen der Dynamik von Schnee, Eis und Meereis in der Arktis ist zur Erkennung von klimatologischen Globaltendenzen von Bedeutung, da das Klima der Erde in entscheidendem Maße von der Zu- oder Abnahme der Schnee-, Eis- und Meereismengen abhängig ist.
8. Zusätzlich kommt der Erfassung von Eis, Schnee und Meereis dadurch besondere Bedeutung zu, da die anthropogenen Faktoren, wie Energieverbrauch, Energieproduktion, Abwärmen, atmosphärische Trübung, CO₂ - Konzentration usw., eine derartige expansive Dimension erreicht haben, die z.B. im Energie-Bereich nicht mehr gegenüber der natürlichen, solaren Global-Energieeinstrahlung vernachlässigbar sind. Die Bilanzierung der Eis-, Meereis- und Schneevorräte der Erde, ihre Zu- oder Abnahme und Verteilung, steht daher in einem direkten Zusammenhang mit der Aufgabenstellung der Umweltkonferenz der Vereinten Nationen vom Juli 1972 in Stockholm. Die Konferenz hat in der Empfehlung 79 gefordert, daß ein möglichst umfassendes, globales Beobachtungsnetz geschaffen wird, damit alle Effekte, die auch nur Ansätze für Klimamänderungen enthalten könnten, sofort erfaßt werden, um hieraus das Maß des anthropogenen Zugriffs auf die Umwelt zu determinieren.
9. Die Genauigkeit der jetzigen Satellitendaten und vor allem ihre hohe Datenfolge reicht völlig aus, um pragmatisch die gesellschaftspolitisch relevanten Globalparameter zu bestimmen und die anthropogenen Faktoren einer Umweltbeeinträchtigung kurzfristig in ihrem Umfang zu definieren.

Die globalen Probleme, die sich exponentiell entwickeln, geben keinen zeitlichen Raum für eine ausschließlich klassisch akademische, d.h. zeitlich nicht limitierte Behandlung der Problemstellungen.

10. Vorliegende Untersuchung der Dynamik des Meereises in der Barents-See hat den Charakter einer Innovationsstudie mit dem Ziel, einem breiten Kreis von Fachinstitutionen einen Einstieg in die Möglichkeiten der Satellitendaten-Interpretation für die Polarforschung im allgemeinen zu eröffnen.

M. Ostheider

UNTERSUCHUNGEN ÜBER DAS MEEREIS IN DER OSTGRÖNLAND-
SEE MIT HILFE VON SATELLITENBILDERN
(LANDSAT-1 MSS UND NOAA-2 VHRR)

In vielen Bereichen der Forschung und der Praxis benötigt man Informationen über das Verhalten des ostgrönländischen Meereises. Zwar publizieren die zuständigen staatlichen Eisdienste periodisch Eiskarten, doch werden in diesen nur die größten Eismerkmale wie z.B. Lage des Eisrandes, Konzentration etc. festgehalten. Dies läßt sich im wesentlichen durch den Zweck der Karten erklären, hängt aber auch damit zusammen, daß

1. das konventionelle Beobachtungsnetz lückenhaft und nicht engmaschig genug ist, und
2. eine intensivere routinmäßige Auswertung der verwendeten Wettersatellitenbilder und ggf. sonstigen Fernerkundungsdaten aus finanziellen Gründen nicht vertretbar wäre.

Seit dem Start des Satelliten ERTS/LANDSAT-1 im Juli 1972 und des Satelliten NOAA-2 im Oktober desselben Jahres stehen hochauflösende Satellitenbilder zur Verfügung, die neue und verbesserte Möglichkeiten zur Erfassung des Meereises eröffnen.

Ein wichtiger Vorteil von Satelliten gegenüber allen anderen Aufnahme-Plattformen ergibt sich aus der Aufnahmeperiodizität. Dadurch kann man einerseits mit einer Einzelauswertung den Meereiszustand zu bestimmter Zeit festhalten, andererseits Bewegungsabläufe des Eises über verschiedene Zeitetappen überwachen.

Die geometrischen Eigenschaften der LANDSAT MSS-Bilder wurden bereits in diversen Publikationen beschrieben, diejenigen der VHRR-Aufnahmen wurden v. Verf. analysiert. Es konnten Kurven konstruiert werden, aus denen man für jeden Bildpunkt das Auflösungsvermögen AV und für beliebige Bildstrecken (parallel oder senkrecht zur Subsatellitenbahn) die zugehörigen Erdstrecken direkt ablesen kann. Zur geographischen Positionierung der VHRR-Bilder wurde ein geeignetes Koordinatennetz gezeichnet.

Bezüglich der Objekterkennbarkeit ergaben mehrere Meßreihen folgende Resultate:

1. Zur Identifizierung von Eisschollen benötigt man durchschnittlich 4-5 Boden-Auflösungselemente in Richtung des kleinsten Schollendurchmessers, während aus den Messungen der Öffnungen im Eis (Wasserflächen) ein Verhältnis AV: Detailerkennbar-

keit von etwa 1 : 2 resultiert. Die Erkennbarkeitsschwelle von linearen Strukturen (Rinnen, längliche Polynyen) bewegt sich in der Größenordnung und sogar unterhalb der Boden-Auflösung.

2. Schollen mit einem kleinsten Durchmesser von mehr als 13 km waren durchwegs sehr gut feststellbar, während im Intervall zwischen 5 und 13 km alle drei gewählten Erkennbarkeitsstufen etwa gleichmäßig verteilt waren.

Für einen eng begrenzten Bereich der Ostgrönlandsee wurde die Meereisdarstellung in den VHRR-Bildern verglichen mit der Wiedergabe in LANDSAT-Bildern desselben Gebietes, die an den selben Tagen aufgenommen waren. Verschiedene Aspekte wurden untersucht und mögliche Interpretationsfehler aufgezeigt. Als Hauptproblem erwies sich die Trennung von Eis und Wolken.

Für den Zeitabschnitt 19. 5. - 25. 6. 1973 wurde die Bewegung einzelner Eisschollen analysiert im Hinblick auf Geschwindigkeit, Richtung und Drehung um die Achsen. Die resultierende Eis-Driftkarte soll im einzelnen erläutert werden.

H. J. Müller-Beck

AUSGRABUNGEN IN EINER PROTO-DORSET-STATION AUF
BANKS ISLAND

Zwischen 1970 und 1975 führte das Institut für Urgeschichte (Jägerische Archäologie) der Universität Tübingen eine Plangrabung in der von W. TAYLOR und R. MCGHEE erstmals durch Sondagen untersuchten Station UMINGMAK im Inneren von Banks Island durch.

In der insgesamt über 10 ha großen Station konnten ein durch gut erhaltene Feuerstellen charakterisierter Wohnbereich im Nordteil und ein Abfallbereich im Westteil eingehender untersucht werden. Es handelt sich um eine in ihrem Fundgut offensichtlich einheitliche Station, die auf etwa 3600 Jahre vor heute datiert werden kann und die kurz vor der anschließenden markant ausgeprägten Klimaabsenkung liegt. Sie wurde durch die mit dieser Klimaverschlechterung verbundenen stärkeren Sedimentationsdynamik überdeckt. Die Fundhorizonte liegen in einem begrabenen und zum Teil durch rezente Erosionen wieder freigelegten "Dryas-Torf". Stein-, Holz- und Knochenhaltung ist.

Das Fundgut besteht aus Steingeräten der "arctic small tool"-Tradition mit Geschoßspitzen und Einsatzschneiden aus feinkörnigem Quarzit, die in einer einfacheren Technik aus präparierten Blockkernen hergestellt wurden. Kratzer, Arbeitsspitzen und Mikroklingen wurden in einer sehr entwickelten und gut kontrollierten Punch-Klingentechnik hergestellt. Die Kantenformung wurde zur besseren Kontrolle der angestrebten Funktionsbereiche zum Teil schon durch Schliff erreicht, da sich die Möglichkeiten der Schlagtechnik dafür als unzureichend erwiesen. Die Knochen- und Geweihgeräte sind vielfältig und werden besonders durch Knebelharpunen- und Druckstab-Formen charakterisiert, die zeitgleichen der östlichen Zentralarktis entsprechen.

Neben den erwähnten Feuerstellen, die mit Weidenholz beschickt wurden, konnten Reste von Konstruktionen aus Moschusochsenschädeln und Steinen beobachtet werden, die sich allerdings bisher - offenbar wegen häufiger Wiederbenutzung - nicht zu Zeltgrundrissen zusammenfügen ließen. Für die Holzgeräte wurde Treibholz benutzt. Neben Schäftfragmente liegen Schäftungsteile für Steingeräte vor.

Unter den Beuteresten überwiegen Moschusochsen mit um die 90 %. Die Station liegt auch heute im Gebiet stärkerer Moschusochsenvorkommen. Nach Ausweis der Altersverteilungen und auch nach Beobachtungen an den Holzkohlen handelt es sich um Reste eines immer wieder aufgesuchten Sommerlagers. Seine Dauer ist bisher unbekannt, zumal der Verdacht besteht, daß nur jener Zeitabschnitt erhalten blieb, der relativ rasch in einer Periode zunehmender Sedimentationsdynamik erhalten blieb.

Die Gesamtindustrie (Techno-Komplex) wird als "Proto-Dorset" angesprochen. Es handelt sich offensichtlich um einen durch die Moschusenjagd geprägten Sommeraspekt, der als "Umingmak-Aspekt" angesprochen wird. Kulturell dürften Gesamtindustrie und Aspekt zu einer hocharktischen Küsten/Inlandjäger-Kultur gehören, die die Basis des folgenden, sich aus den nördlicheren Räumen zurückziehenden Dorset bildet. Es scheint gerechtfertigt zu sein, die Dorset-Phase schon als im engeren Sinne päläoeskimoisch anzusprechen, so daß das in Umingmak nachgewiesene Proto-Dorset technologisch in die formative Phase der Eskimo-Traditionen zu stellen ist. Es ist also auch hier mit einer innerarktischen Entstehung der eigentlichen Eskimokulturen zu rechnen.

J. H a h n

KUPFER-ESKIMOS AUF BANKS ISLAND, ARKTISCHES KANADA

Banks Island, die westlichste Insel des arktischen Archipels, wurde im Jahre 1819 durch PARRY entdeckt. In den folgenden Jahrzehnten verstärkten die Engländer ihre Bemühungen um die Erforschung der polaren Gebiete. Sie galten vor allem der Entdeckung der Nordwestpassage und gipfelten in der unglücklichen Expedition von FRANKLIN 1845 sowie der großangelegten Suche nach den Überlebenden. Hierbei wurde die Nordwestpassage 1853 von McCLURE entdeckt. Dieser hatte allerdings sein Schiff, die Investigator, im Norden der Insel Banks im Eis eingeschlossen zurücklassen müssen. Zu Beginn des 20. Jahrhunderts unternahm STEFANSSON mehrere Forschungsreisen in die Zentralarktis, bei denen er auch Victoria und Banks Island besuchte. Alle diese Untersuchungen seit PARRY ergaben, daß der Norden von Victoria und ganz Banks Island unbewohnt waren, obwohl eine größere Anzahl von alten Siedlungen vorlagen. Nur STEFANSSON fand im westlichen Banks jüngere Siedlungen, die er mit der Investigator und den Eskimos von Victoria Island in Verbindung brachte.

Während der Ausgrabungen 1973 und 1975 auf der Proto-Dorset-Station Umingmak im Innern von Banks Island unter Leitung von H. MÜLLER-BECK wurden solche Siedlungsreste am Thomsen River gefunden. Sie bestätigen die Vermutung von STEFANSSON, daß hier die Kupfer-Eskimos von Victoria Island die Investigator von McCLURE wegen des Rohmaterials an Holz, Eisen, Kupfer und Bronze sowie sogar wegen der zurückgelassenen Nahrungsmittel besuchten und in ihre Einzelteile zerlegten. Die Siedlungen selbst liegen direkt auf der Oberfläche, sind nur an feuchten Stellen stärker überwachsen und lassen ohne Ausgrabungen die Organisation eines Lagerplatzes erkennen. Es können Zelte, Caches zur Fleischaufbewahrung, Zerlegplätze der Jagdbeute, Trockenplätze für Tierhäute und Gräber nachgewiesen werden. Den Kontakt mit dem Schiff von McCLURE belegen Metallteile und bemaltes Holz. Nach den Tierresten wurden in großem Umfang Moschusochsen gejagt, wobei anscheinend ganze Herden ausgelöscht wurden. Selten sind Zugvögel, Schneehase, Eisfuchs, Karibou und Seehund. Die jungen Moschusochsen, Karibous und Vogelreste sowie Eierschalen deuten übereinstimmend für die meisten Plätze auf Frühjahr bis Frühsommer als Jagdsaison hin. Darauf läßt auch die windexponierte Lage auf Kuppen schließen, die jedoch nur einen ungenügenden Schutz gegen die Moskitos bie-

tet. Ein einziges Lager in der Flußniederung stammt aus dem Spätherbst. Die Seltenheit der Herbstsiedlungen läßt sich damit erklären, daß der Rückweg von der Investigator zur Ostküste von Banks Island relativ schnell erfolgte und nur in der Leerung der früher angelegten Caches bestand. Im Winter lebten die Kupfer-Eskimos an der Ostküste von Banks oder der Westküste von Victoria Island bzw. auf dem Eis der Prince of Wales-Straße. Die Expeditionen an der Nordküste von Banks kamen mit der Erschöpfung des Rohmaterials und der fast vollständigen Ausrottung der Moschusochsen um 1890 zu einem Ende. Sie zeigen, daß trotz der im Laufe der "zweiten kleinen Eiszeit" erfolgten Aufgabe der Hocharktis als Siedlungsgebiet diese in der warmen Jahreszeit durchaus besucht wurde, wenn ein besonderer Anreiz dazu bestand. Für eine dauernde Besiedlung reichte die vorhandene Biomasse nicht mehr aus, wie die schnelle Ausrottung der Moschusochsen auf Banks Island zeigt.

W. K i c k

MENSCH UND UMWELT IN EISGEBIETEN HOCHASIENS

1. Siedlungen und Landwirtschaft am Eisrand

Anders als in den Alpen gibt es in den Hochgebirgen Asiens Siedlungen unmittelbar am Eisrand, d.h. unmittelbar an Gletscherzungen. Auch für Hochasien sind das allerdings Ausnahmen. Immerhin sind unter drei von mir für gletscherkundliche Messungen aufgesuchten Gebieten deren zwei, für die dies zutrifft: 1) Unmittelbar vor dem 43 km langen Chogo-Lungma-Gletscher im Karakorum liegt die etwa 7 Jahrhunderte alte Dauersiedlung Arandu in 2765 m, mit 29 Häusern und mit Ackerfluren zum Anbau u.a. von Buchweizen und Rüben. 2) An der Nanga-Parbat-Südseite im NW-Himalaya erstreckt sich die Dauersiedlung Tashing von 2900 bis 3000 m hinter den linken Ufermoränenserien des Chungpargletschers und jenseits dieses Gletschers liegt das zugehörige Sommerdorf Rupal, auch mit Getreidefeldern, in 3120 m. Der die beiden Dörfer trennende Gletscher reicht bis 2870 m hinab. Von allen diesen Dörfern aus führen alte, regelmäßig von Menschen und Vieh benützte Pfade über das Gletschereis weiter in Weidegebiete mit primitiven Almhütten, die am Chogo Lungma bis in 20 km Entfernung von Arandu und noch 1200 m höher anzutreffen sind.

Da die "Gletscheranwohner" hier Völkern zugehören, die ansonsten nicht so direkt mit Eisgebieten in Berührung kommen, stehen sie anders als etwa die Eskimos in der Arktis hier besonders ungewohnten Anforderungen gegenüber. Im Fall von Arandu scheint der Gletscher erst mehrere Jahrhunderte nach der Dorfanlage in die heute so nahe Lage vorgerückt zu sein. In unserem Jahrhundert wälzten sich die Eismassen 1913 so bedrohlich auf die Siedlung zu, daß die Einwohner fürchteten, ihre Heimat aufgeben zu müssen und sie die Regierung um Hilfe angingen. Einige Jahre später brach ein Gletschersee aus, dessen Wasserfluten einen Teil der Felder und 15 Häuser für immer zerstörten. Gerippe von verendetem Vieh auf dem Bazhingletscher am Nanga Parbat zeugte von Unfällen auf solchen Gletscherwegen, verursacht durch Unwetter oder Eisrutschflächen in dem stellenweise wilden Gewirr von Moränenblockwerk. Andererseits wird z. B. in Arandu Wasser hauptsächlich von dem ebenfalls ganz nahe an die Felder heranreichenden Tippurigletscher in Gräben gefaßt

und in Bewässerungsrotation auf die Fluren verteilt. Auch dienen die Gletscher als Brücken über sonst schwer zu querende Bäche, bzw. über sonst steilufige Täler. Sie erleichtern also Wege. Weiter trägt ihre Nähe auch zu der in diesen ariden Gebieten dringend benötigten größeren Feuchtigkeit bei.

Die Dörfer Arandu und Tashing-Rupal liegen mit 1700 bis 1900 m Höhenabstand unter der klimatischen Schneegrenze wesentlich tiefer als die höchsten Dauersiedlungen der Alpen mit etwa 1200 m Höhenabstand. Daß trotzdem ihre "fields are touching the ice", wie Godwin Austen 1861 staunend über die Lage von Arandu feststellte, liegt also nicht daran, daß die Balti, bzw. die Darden außergewöhnlich hoch hinauf gesiedelt haben, sondern daran, daß hier die Gletscher besonders weit, nämlich über 1900 m unter die Schneegrenze hinabreichen. Ursache dafür ist das Relief, ist dessen absolute Höhe und die Steilheit, sind die großen Niederschlagsmengen in den Höhen und ist die intensive Erosion wegen der Jugendlichkeit des Gebirges und dadurch die enorme Schuttbedeckung des Eises, das mit diesem Ablationsschutz sich extrem tief in subtropisches Gebiet hinabbewegt.

2. Verkehrswege über Gletscherpässe

Es ist zuverlässig belegt, daß viele Gletscherpässe im Karakorum, nicht so viele im Himalaya, bis Anfang oder Mitte des 19. Jhs. regelmäßig benutzt wurden, seither aber völlig aufgegeben sind. Mehrere Tagemärsche auf oder neben Gletschern hatten die Bewohner damals nicht davon abgehalten, über die Eisgebiete hinweg Handel zu treiben, politische Beziehungen zu unterhalten, auch räuberische Beutezüge zu unternehmen. In den vorher angesprochenen Fällen ist im Chogo-Lungma-Gebiet der Nushik La (4990 m), am Nanga Parbat der Mazonopaß (5358 m) ein Beispiel. Bei Arandu zeugten bis vor kurzem die Reste eines historischen Wachturms am Ausgang des Weges über den Nushik La von der Wahrheit der Berichte über die Raubüberfälle, die von Nagar-Hunza aus über diesen Gletscherpaß nach Arandu, ebenso wie über den Hispar La nach Askole des öfteren ausgeführt wurden. Auch empfing noch 1835 der Herrscher von Baltistan gerade in Arandu einen Boten, der dort herüberkam - als nichts Außergewöhnliches. Im Rupalatal erlebte noch A. Schlagintweit 1856 einen der damals üblichen Überfälle der Chilasleute über den Mazonopaß, über den auch ein reguläres Heer gezogen sein soll. Einige Fakten sprechen für Klimawandel als Ursache für die Paßverödungen. Dazu gehören Funde von Baumresten, die eine früher höhere Baumgrenze bezeugen, dann berichtete Katastrophen, bei denen die letzten großen Menschengruppen, die den Hispar La überschritten, im Schneesturm umkamen, weiter die Erzählungen der letzten Zeugen, wie sie Reisende im letzten Jahrhundert aufzeichneten.

H. Stauber

DAS HYDROELEKTRISCHE ENERGIEPOTENTIAL VON GRÖNLAND UND DESSEN NUTZUNG MIT GLETSCHERKRAFTWERKEN

(Mit Modellbeispiel-Demonstrationen von Kraftwerken, sowie von Wasserstoff-Großproduktion zum Energieexport.)

Grönland als größte Insel der Erde mit 2,2 Mill. km² Fläche, ist mit ca. 1,8 Mill. km² vom ca. 2400 km langen und 400 km breiten und 3000 m dicken Inlandeisgletscher überlagert als letzter Zeuge der zur Eiszeit großteils übergletscherten Nordkontinente. Indem zuerst Umrisse und Mächtigkeiten dieser riesigen Eisschilder des Diluviums von Europa (mit Alpen und Skandinavien), von Asien und Nordamerika vorgestellt und deren maximales HYDROELEKTRISCHESPOTENTIAL geschätzt und mit den heute noch existierenden Inlandeisen von Grönland und Antarktis verglichen werden, soll noch kurz die wahrscheinliche Entstehung der nördlichen Eiszeitgletscher diskutiert werden mit meiner "VULKANISMUS-EISZEIT-HYPOTHESE" als realistisch-natürliche Erklärung, die in bisheriger Literatur kaum erwähnt wurde. Diese habe ich erstmals an der Stuttgarter-Polar-tagung von 1967 vorgetragen und für den Tagungsbericht abgefaßt: - "Vulkanismus von Grönland und Island als Hauptverursachung der diluv. Eiszeiten" (mit Karte).

Nach den heutigen geologischen Kenntnissen der Vorgänge, begannen mit der alpinen Gebirgsbildung vielerorts und speziell im nördl. Atlantikgrunde aus dem Erdsplattensystem ein aktiver Vulkanismus mit mächtigen submarinen Basalergüssen und Intrusionen in Grönland und dem Vulkaninselsockel von Island. Mit Schätzung von je mindestens 300 000 km³ jungvulkanischen heißen Fördermassen von über 1000 Grad Cels., haben diese zuerst den Nordatlantik und seine Atmosphäre aufgeheizt, welcher tertiäre "Ur-Golfstrom" warme Floren bis Grönland-Spitzbergen hinauf ermöglichten. Als aber der heiße Island-Vulkanherd bis nahe und über den Meeresspiegel anstieg, mußte eine offene Eruptionsphase mit dem scharfen Klimawechsel zur Eiszeit gefolgt sein, indem diese mit Dampf-Aschen- und Luftverschmutzungen Klimaabkühlungen, sowie ungeheure Vulkan- und Meerwasser-Dampfproduktionen, Verbreitung und Abkühlung mit Sintflut-Schneefällen im Polargebiete verursachten und so die extremen Vergletscherungen relativ rasch aufbauten, welche normal-klimatisch nicht möglich gewesen wären. (Als recentes Beispiel solcher Meerwasser-Verdampfung und Vergletscherung, sehe ich im offenen sog. "NORDWASSER" v. F. Müller der BAFFIN BAY auf derselben Vulkanlinie Grönland-Island).

Mit dem Abklingen des tertiären Haupt-Vulkanismus mit Atlantikwasserheizung, Verdampfung mit Lufttrübungen, Abkühlungen, 4 Eiszeit-Vergletscherungen, wurden bei der postglacialen Normalisierung mit Sonnenwärme-Ablation diese Eisschilder schichtweise und mit Erwärmung größerer Landflächen bis auf heutige Reste wieder abgebaut. Dabei hat sich das Grönland-Inlandeis - vermutlich zufolge seiner schüsselartigen Lagerung hinter hohen Küstengebirgen und dank seinem hohen Albedo-noch erhalten können, gegenüber den meist ins Flachland oder Meer ausmündenden anderen Eisschildern. - Auch die Lage aller Eiszeitgletscher beidseits von Island deutet darauf, daß diese Vulkaninsel die Hauptverursachung der letzten Eiszeiten war. Der Einfluß aller erwähnten heißen-Vulkan- und kalten Eismassen zur Eiszeit muß für Klima und Umwelt gewaltig, weltweit gewesen sein, welche berechneten, verlagerten Eruptiv-, Wasser- und Eismassen - neben der alpinen Gebirgsbildung - auch gewichtsmäßig das Erdball-Gleichgewicht gestört und so die Erdaxen- und Polwanderungen, Gebietshebungen und Senkungen, Trans- und Regressionen usw. verursacht haben müssen. - Indem in der heutigen Grönland-Eismasse von noch ca. 2,7 Mill. km³ rund 8 % und im Antarktiseis mit ca. 34 Mill. km³ sogar 91 % des gesamten Welt-Süßwassers als festes Eis gebunden und nur 1 % im Kreislauf - mitsamt allen Wasserkraftwerken-flüssig zirkulieren, so sind auch entsprechend riesige - jahrtausendealte - WASSERKRAFT-POTENTIALE in diesen hochliegenden Eismassen in 3-4000 m Höhe latent gebunden. Heutige endlose Energienutzungs-Diskussionen, wo die alten sauberen Wasserkräfte kaum mehr und unsere weltgrößten brachliegenden gar nicht erwähnt werden, müßten endlich realisieren, was für WASSERKRAFT-POTENTIALE in den Inlandeisen schlummern und jährlich nutzlos als Schmelzwasser ins Meer fließen, welche mit der patentierten GLETSCHERKRAFTWERK-Methode des Verfassers künftig einfach-preiswert genutzt werden könnten. Meine groben Berechnungen ergeben für Grönland totale hydroelektrische ENERGIEPOTENTIALE von rund 4000 Billionen kWh (4×10^{15} Kilowattstunden) und für die Antarktis 100000 Billionen kWh (1×10^{17}). - Diese zwei Eisschilder können wie riesige Stauseen mit Gratishilfe der weltgrößten Land-Sonnenwärme-Nutzung als jährlich anfallende Schnee- und Gletschereis-Schmelzwasser angezapft und unerschöpflich für Generationen hydroelektrisch genutzt werden ohne Gefahr von zu rascher Vorrats-Schmelzung und von Weltmeer-Anstieg v. 7 bis 70 mm.

Um vom obigem Total-ENERGIEPOTENTIAL Grönlands die für heute wichtige, wirtschaftliche, praktisch-realistische Wasserkraftnutzung zu erhalten, scheidete ich das Akkumulationsgebiet (für Süd-Grönland über 2000 m, für N-Gr. über 1000 m Höhe), sowie die beim allg. Inlandeiserückzug noch aktivsten Randgletscher - aus und konzentrierte ich meine Kraftwerkstudien und Projektierungen auf die Südwestküste, wo am lohnendsten mit Gletscher-,

Bergseen- und Fjordkraftwerken zu beginnen ist, welche Küstenzone ich an der Tagungs-Ausstellung vordemonstrieren will. - GLETSCHERKRAFTWERKE sind wie in den Alpen Hochdruck-Wasserkraftwerke, welche aber beim Inlandeise einmalig günstige Vorteile von großem Gefälle und zugleich viel Wasser von den weiten Gletscherflächen, sowie viele Gletscherrand- und Bergstauseen ohne nötige Staumauern, - ohne Natur- und Umweltschädigungen, mit einfachen Wasserregelungen maximal und preiswert ausnützen können. - In Kombination mit letzteren können für das 2-300 km breite eisfreie Küstengebiet noch günstige Bergseen - als 1. Kraftwerkstufen, sowie mit einfachem Sperren von Fjordmündungen bei den 150 Grönlandfjorden lohnende sog. Fjordkraftwerke gebaut werden.

Nachdem Unterzeichneter - zuerst mit Fachleuten jahrelang den Grönland-Energieexport mit Meereskabel als noch schwer realisierbar erkannte, fand und propagierte ich seit 1969 meine Lösung der Großproduktion von "ENERGIESTOFF" = WASSERSTOFF bei den Kraftwerken mittels Elektrolyse und mit Gas- und Flüssigform-Export in alle Welt. Daß mit Hilfe des preiswerten Grönlandstromes künftig eine interessante Wasserstoff- und Ammoniak-Wirtschaft - neben der günstigen Erschließung vieler Grönland-Rohstoffe und Erze - bald begonnen werden kann, wird der 2. Vortrag von Dr. U. La ROCHE ergänzend beleuchten.

Die GLETSCHERKRAFTWERKE stellte ich erstmals an der Karlsruher-Polartagung von 1963 und als Kurzfassung in POLARFORSCHUNG 1964, vor: "Akkumulation und Ablation bei hochalpinen Gletschern und Möglichkeiten von Kraftwerknutzung".

U. La Roche

VORLÄUFIGE BEURTEILUNG DER WASSERKRÄFTE GRÖNLANDS

Aufgrund der speziellen geopolitischen Lage von Westeuropa hat die Frage nach einer Ergänzung von Erdöl durch andere Energiequellen in diesem Weltteil eine besondere Aktualität.

Die Zurückhaltung, welche wir uns in Bezug auf fossile Energieträger in möglicherweise weniger als 10 - 15 Jahren werden auferlegen müssen, rückt die Erschließung fern abliegender Wasserkraftpotentiale wie z.B. in Grönland vorhanden in einen zunehmend wirtschaftlich interessanten Bereich.

Diese Sachlage hat Anlaß zu einer vorläufigen Untersuchung über die Wasserkräfte Grönlands gegeben, die zu folgenden Schlüssen führt:

Das vorhandene Wasserkraftpotential liegt bei 300 bis 600 TWh, zu Kosten beginnend bei 1 - 2 Rp/kWh. (Energieverbrauch Westeuropa: 8000 TWh).

Zu seiner Erschließung ist eine größere Felduntersuchung bezüglich Glaziologie und Hydrologie notwendig.

Die Kosten eines Energieexportes mittels Umwandlung der elektrischen Energie in Ammoniak überlappen den Bereich eines Energiepreises von 10 \$/bbl Erdöl.

Diese am Ort der Energieerzeugung erfolgende Umwandlung von Elektrizität in Wasserstoff mittels Elektrolyse und am gleichen Ort erfolgende Umwandlung in Ammoniak durch Synthese mit Stickstoff aus der Luft stellt nach bisherigen Untersuchungen eine der flexibelsten und den schwierigen logistischen Verhältnissen in Grönland gut angepaßte Erschließungstechnologie dar.

H. Stauber

WASSERREGELUNGEN FÜR BERG-, TUNDRA- UND GLETSCHER- GEBIETE ALS BODEN- UND KLIMAVERBESSERUNGEN

WASSERREGELUNGEN und Nutzungen hat der Mensch schon seit den Uranfängen seiner Sesshaftigkeit, Alpweide-, Milch- und Ackerbauwirtschaft bis zur heutigen Großlandwirtschaft und für Trink- und Brauchwasser von ersten Hof- und Dorfbrunnen bis zu modernen Versorgungen für Großstädte und Industrieländer betrieben. Gleichzeitig lernte er das lebenswichtige Urelement zur Kraftgewinnung auf seine Mühlen zu leiten, um auch seinen wachsenden Energiehunger zu stillen. Ganze Völker und Kulturen konnten jahrtausendlang – wie z.B. Ägypten usw. – nur mit Hilfe von Bewässerungen oder Entwässerungen, Flußregulierungen leben und überleben und dabei Boden, Klima und Umwelt ihres Landes verbessern. – Je nach Betrieb und Unterhalt solcher Wasserführungs-Anlagen, wird uns – abgesehen von unberechenbaren Naturkatastrophen und Wettereinflüssen – der Wasserabfluß eines Berg- oder Talgebietes mehr Nutzen oder Schäden bringen – wenn z.B. "HEILIGE WASSER" im Wallis verwildern usw.

Wie bei vielen wichtigen Brenn- und Rohstoffen sind diese beim heutigen Raubbau und Verbrauch nicht unbegrenzt – so sind auch Süß-, Trink- und Brauchwasser in überbevölkerten, übernutzten und versteppten Ländern bedenklich geschwunden. Nachdem schon in über 40 Ländern aller Kontinente Wassermangel, Dürren und Versteppungen weiter zunehmen, müssen wir lernen zu sparen, zu haushalten, es zu regeln beginnen. – Bedenken wir, daß von allen Wassern dieser Erde nur ca. 2,8 % Süßwasser, wovon 2,2 % in Gletschern und Polareis festgebunden sind und bei der zunehmenden Gewässerverschmutzung ein immer kleinerer Rest von natürl. Trink- und Brauchwasser zu verwenden ist. Vom gesamten Süßwasser aller Kontinente sind etwa 8 % im Grönland- und 91 % im ewigen Antarktiseis gebunden und nur 1 % ist in dem für Menschen, Tier- und Pflanzenwelt lebenswichtigen Wasserkreislauf in Atmosphäre und Boden flüssig nutzbar. Wenn wir durch unverantwortliche Überbevölkerungen, Überentwicklung von Industrien und Großstädten mit enormen Luft- und Gewässerverschmutzungen, Überhitzungen mit Klima- und Wetterstörungen überall das Kreislaufwasser (als das "Blut der Erde") – den Landschaften abzupfen, Verdunstungen, Versteppungen und Dürren weiter fördern und andernorts Sintflutregen schädlich-nutzlos ablaufen, so werden unsere Wasservorräte so bedenklich schwinden, daß auch häufigere Mißernten die ohnehin schon prekäre Welternährungslage weiter verschlechtern. Um diese unheilvolle Fehlentwicklung aufzuhalten und noch zu retten, was

zu retten ist, sollen alle Länder - auch mit Entwicklungs- und Welternährungsprogrammen von den Tropen bis in die Tundragebiete hinauf allgemeine WASSERREGELUNGEN mit weitsichtigeren, naturverbundenen Wasserwirtschafts-Planungen beginnen, um künftig Boden, Klima und Umwelt besser zu schützen und um unsere Wasserversorgungen zu sichern.

- Meine möglichst den Naturverhältnissen angepaßten, einfachen WASSERREGELUNGEN begann ich im vergangenen Weltkriege als Militärgeologe und zur besseren Selbstversorgung als Mehranbau-Hydrogeologe für unsere Alpweidgebiete mit der Entwicklung und Aufklärung der Berghang-Entwässerungsmethode mit Demonstration von zahlreichen praktischen Beispielen. Damit wären in Alpweidregionen rund 200 000 Hektar Boden neben Klima und Umwelt zu verbessern und viele Wasserschäden wie Rufen, Rutsche, Murgänge, Wildbäche zu verhüten und auszuheilen. Alle diese Probleme eines verwilderten Wasserabflusses in Quellgebieten und von heilenden WASSERREGELUNGEN wurden am Beispiel des Rheintales bis zum Bodensee eingehend vordemonstriert in der Fachschrift:

- 1) "Wasserabfluß, Bodenbewegungen und Geschiebetransport in unseren Berglandschaften" - 1944, in "Wasser- und Energiewirtschaft", Zürich v. Schweiz. Wasserwirtschafts-Verbandes
 Als 1947 - 49 für viele Länder extreme Dürrejahre folgten, gab ich in diversen Artikeln Warnungen vor weiteren Versteppungen und Ratschläge für Wasserregelungen, speziell für bedrohte Tal- und Tiefland-Grundwassergebiete usw. in:
- 2) "DIE WELTWOCHTE", v. 10. Sept. 1948 - "Die neue GELBE GEFAHR - Drohende Versteppung und Klimaverschlechterung" - (mit Warnung vor weiteren Waldrodungen und Untergang von alten Kulturen usw.) - Inzwischen wurden empfohlene Wasserregelungs-Großprojekte in vielen Ländern erfolgreich durchgeführt, z.B. Sibirienfluß-Umleitungen mit ungeklärten Folgen, Flußregulierungen in China, Bewässerungen in Israel, in arabischen, indischen Gebieten usw.
 Im Zusammenhang mit meinen Grönland- und Polarforschungen erklärte ich darnach in Polar-Zeitschriften und Vorträgen neue Möglichkeiten zur Verbesserung der polaren Tundragebiete mit hydrogeologischen WASSERREGELUNGEN, mittels der reichen Erfahrungen aus den Alpen / so in "POLARFORSCHUNG", von 1952 : 1/2
- 3) "Die Bedeutung der hydrogeologischen Forschung zur Besiedlung und Erschließung der Tundragebiete - polare Tundragebiete sind landwirtschaftlich nutzbar." - Ferner dänisch in "GRÖNLAND" - Jahrschrift der Grönland-Gesellschaft
- 4) in Kopenhagen, 1951: "Hydrogeologi og vandregulering i alpine og arktiske landskaber" - Neben einigen hundert mehr populären Aufklärungsartikeln folgte u.a. über die Berghang-Entwässerungsmethode 1952 eine ausführlichere Zusammenfassung
- 5) im III. Band des Standardwerkes "FUNDATION und KONSOLIDATION" von C.F.KOLLBRUNNER im Schweizer Druck- und Verlagshaus, Zürich, mit dem großen Kapitel 7 "Die hydrogeologischen Berghang-Entwässerungen nach Stauber zur Konsolidierung ganzer Berghänge und Rutschgebiete" -

Nach jahrelangen obigen Forschungen und reichen praktischen Beispielen und Erfahrungen auch mit Gletschern und Wasserabflüssen, Ent- und Bewässerungen der Alpen, von Grönland, Island usw. fand und entwickelte ich seit 1963 die sogenannte GLETSCHERKRAFTWERK - Methode zur Nutzbarmachung der riesigen, polaren, sauberen Wasser- und Energiequellen, speziell von Grönland, wobei ebenfalls und erstmals WASSERREGELUNGEN auf den Inlandeis-Gletschern und Randgebieten eine entscheidende Rolle spielen. Erstmalige Vorstellung bei Polartagung in

- 6) Karlsruhe, 1963 und in "POLARFORSCHUNG" - Heft 1/2, 1964 - "Akkumulation und Ablation bei hochalpinen, subpolaren, temperierten Gletschern und Möglichkeiten von Schmelzwasser-Kraftwerknutzungen" -

P. Kruss

MODELLING THE EFFECTS OF CLIMATIC FLUCTUATIONS ON GLACIERS

A flexible time-dependent computer model has been developed for the central flowline of an arbitrary valley glacier using the basic relationships given by Budd and Jenssen (1975). The crossflow dimension is parameterised, and account is taken of the changes in the glacier's cross-section area with changing ice thickness. The calculations provide the steady-state shape and velocities of the glacier for a given mean balance profile, and the changes in glacier length, shape, and ice flow velocities resulting from prescribed variations in the mass balance profile. Allowance can also be made for sliding and the feedback between frictional heating and lubrication which for a certain combination of regime and shape parameters leads to surging (Budd and McInnes 1974, Budd 1975).

The results obtainable with the model are illustrated for the Grosse Aletschgletscher and the Hintereisferner. Their observed shapes and velocities are compared with computed features corresponding to the current regimes of glacier retreat, and the response of each glacier to sinusoidal oscillations in the mass balance is discussed.

REFERENCES

- | | | |
|-----------------------------|------|---------------------------------------------------------------------------------------|
| Budd, W. F. | 1975 | A First Simple Model for Periodically Self-Surging Glaciers. <u>14</u> (70) pp. 3-21. |
| Budd, W.F. and D. Jenssen | 1975 | Numerical Modelling of Glacier Systems. IAHS-AISH Publ. No. 104, pp. 257 - 291. |
| Budd, W.F. and B.J. McInnes | 1974 | Modelling Periodically Surging Glaciers SCIENCE, <u>186</u> pp. 925 - 927. |

P. Schwerdtfeger

DIE STRAHLUNGSDURCHLÄSSIGKEIT DES SCHNEES

Das meteorologische Beobachtungsprogramm an der Plateau Station in der Antarktis während 1967 und 1968 befaßte sich mit allen wichtigen mikrometeorologischen Wärmeströme, einschließlich diejenigen unter der Oberfläche des Schnees. Anderswo (1) hat der Autor über das allgemeine Problem im Rahmen einer Untersuchung der Wärmeleitung des Plateauschnees mitveröffentlicht. Hier soll aber über das Verhältnis der Strahlungsdurchlässigkeit, der Korngröße und der Dichte des Schnees bekannt gemacht werden, worüber aber auch schon einiges berichtet worden ist (2), (3).

Die Behauptung aus theoretischen sowie auch empirischen Gründen, daß:

$$\mu \approx \frac{0.0052}{s} \cdot \sqrt{\rho}$$

wo μ der Extinktionskoeffizient (cm^{-1}), ρ die Dichte (gm cm^{-3}) und s der durchschnittliche Durchmesser der Schneekörner (cm) sind, wird stark von den Meßergebnissen Plateaus unterstützt.

Als Folge dieser Schlüsse werden Angaben über die Größe des einfallenden Strahlungsstroms unter- (nicht ober-) halb der Oberfläche des Schnees möglich und zwar:

$$Y_o = S \cdot \frac{1-\beta}{1-m},$$

wo S der einfallende Strahlungsstrom oberhalb, und Y_o der einfallende Strahlungsstrom unterhalb einer Schneefläche mit Albedo β sind, und

$$m = \frac{Z_o}{Y_o},$$

wo Z_o der hinaufgerichtete Strahlungsstrom unterhalb der Oberfläche ist.

Es heißt also, daß die Größe von Y_o unbekannt bleibt, wenn S, β und m nicht festgestellt sind. Da die Energieaufnahme des absorbierenden Schnees bei einer Tiefe κ , zum Beispiel durch

$$\frac{dE}{d\kappa} = \mu (1-m) Y_o e^{-\mu\kappa}$$

gegeben wird, ist die genauere Kenntnis der optischen Parameter wichtig für die Bestimmung des unteroberflächlichen Wärmehaushalts.

LITERATURVERZEICHNIS

- Weller, G. & P. Schwerdtfeger (1969) Thermal Properties and Heat Transfer Processes of the Snow of the Central Antarctic Plateau. Proceedings of I. S. A. G. E., Hannover, N. H., U. S. A.
- Weller, G. E. (1969) Radiation Diffusion in Antarctic Ice Media. Nature, V. 221, p. 355.
- Schwerdtfeger, P. (1969) Absorption, Scattering and Extinction of Light in Ice and Snow. Nature, V. 222, p. 378.

H. Lang, G. Davidson, B. Schädler

UNTERSUCHUNGEN ÜBER WÄRMEHAUSHALT, SCHMELZWASSER-
ABFLUSS UND WASSERSPEICHERUNG IM EWIGSCHNEEFELD
(ALETSCHGLETSCHER)

Die Kenntnisse über den Wasserkreislauf in größeren Gletschergebieten sind immer noch ziemlich lückenhaft. So besteht z.B. große Unsicherheit über das Wasserrückhaltvermögen und über die Abfluvvorgänge in den Firngebieten. Daraus ergeben sich Probleme bei der Aufstellung von Schmelzwasserabflußmodellen und bei der Bestimmung der Massenbilanz der Gletscher nach der hydrologischen Methode.

Einen Beitrag zur Lösung dieser Probleme stellen die glazialmeteorologischen und hydrologischen Untersuchungen dar, welche in der Zeit vom 4. Juli bis 19. August 1973 in einer mittleren Höhe von 3366 m ü. M. von einer Forschungsgruppe der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich ausgeführt wurden.

Die Untersuchungen hatten zum Ziel, während einer Ablationsperiode die Schmelzintensitäten an der Schneeoberfläche, das Durchsickern von Schmelzwasser in den obersten sechs Metern der Firnschichten und die Schwankungen des in einer bestimmten Tiefe vermuteten Wasserspiegels möglichst kontinuierlich zu messen. Das weit ausgedehnte und relativ flache Ewigschneefeld schien sich besonders gut für die Erfassung der flächenhaften Ausdehnung des Wasserspiegels im Firn zu eignen.

Das Meßprogramm umfaßte eine Wärmehaushaltsstation, eine Ablationsmeßstrecke mit Meßpunkten für die Bestimmung des Wasseräquivalentes der Schneeschichten, 4 Schmelzwasserlysimeter (Kunststofftrichter mit 1500 cm^2 Auffangfläche) in 90 cm, 210 cm, 330 cm und 430 cm Tiefe unter der ursprünglichen Oberfläche, sowie ein Längsprofil und mehrere Querprofile thermisch etwa 30 m tief abgeteufte Bohrungen (Durchmesser ca. 36 - 40 mm) zur Sondierung des Wasserspiegels über den flachen Teil des Ewigschneefeldes.

Starke Schneefälle während der Meßperiode erschwerten die kontinuierliche Durchführung der Meßprogramme zum Teil erheblich; so mußten bei der Berechnung der Wärmebilanz einige Tage wegen unzuverlässiger Meßwerte ausgelassen werden.

Resultate:

1. Wärmebilanz: Die auf der Basis von Stundenwerten errechnete Wärmebilanz ergibt für die 29 beobachteten Tage eine mittlere Ablation von 11,8 mm Wasseräquivalent pro Tag (Abschmelzen + Verdunsten). Die dazugehörigen mittleren Energiebeträge pro Tag lauten:

$$\begin{aligned}\text{Strahlungsbilanz:} & + 93 \text{ cal/cm}^2 \\ \text{Fühlbare Wärme:} & + 6.8 \text{ cal/cm}^2 \\ \text{Latente Wärme:} & - 6.5 \text{ cal/cm}^2.\end{aligned}$$

Wegen der in dieser Meereshöhe niederen Dampfdruckwerte herrschten an 26 von 29 Tagen überwiegend Verdunstungsbedingungen, wodurch ca. 7 % der verfügbaren Energie verbraucht wurden; dies entspricht allerdings nur einer mittleren Verdunstung von rund 0.1 mm Wasseräquivalent pro Tag. An einzelnen Tagen gewinnt der latente Wärmeverlust durch Verdunstung eine bemerkenswerte Bedeutung: Am 8. August z. B. wurden von 105 cal/cm^2 verfügbarer Energie aus Strahlungsbilanz und fühlbarer Wärme 77 cal/cm^2 für Verdunstung (1.1 mm Wasseräquivalent) verbraucht.

2. Schmelzwasserversickerung: Die Erfassung der Versickerungsvorgänge mittels Trichterlysometern gestaltete sich sehr schwierig, da mit zunehmender Tiefe mehr und mehr Eishorizonte einen geregelten Versickerungsvorgang im Firn unterbinden. Die den tiefliegenden Trichtern zugehörigen Einzugsgebiete sind kaum definierbar. Bei den beiden oberen Trichtern konnten noch Tageswellen der Schmelzwasserperkolation festgestellt werden.
3. Wasserspiegel: Der an 8 Meßpunkten sondierte Wasserspiegel befand sich im Mittel in ca. 25 m Tiefe und verläuft offensichtlich nahezu parallel der Oberfläche in der Längsachse des Ewigschneefeldes und etwas näher an der Oberfläche gegen die seitlichen Hangzonen hin. Die zeitlichen Schwankungen während der Ablationsperiode scheinen sehr gering; nach dem Ende der Ablationsperiode deuteten die Messungen ein relativ rasches Absinken des Wasserspiegels innerhalb weniger Wochen um mehrere Meter an. Weitere Untersuchungen mit verbesserter Meßtechnik und tieferen Bohrlöchern sollen u.a. besseren Aufschluß geben über das Aufsteigen und das Absinken des Wasserspiegels am Beginn und am Ende der Ablationsperiode.

H. Slupetzky

DER SPEZIFISCHE NETTO - MASSENUMSATZ VON GLETSCHERN - AUSSAGEN UND ANWENDUNGSMÖGLICHKEITEN

Bei einem Vergleich von Massenbilanzreihen verschiedener Gletscher ist eine Begründung von Unterschieden und Übereinstimmungen in den Bilanzwerten nicht einfach. Wohl zeigt sich insgesamt etwa an den Alpengletschern, an denen Massenbilanzmessungen durchgeführt werden, ein ähnlicher Trend; er ist mit Hilfe der glazial-meteorologischen Erforschung des Makroklimas (Zirkulationsschwankungen bzw. Wetterlagenklimatologie) befriedigend zu begründen (Hoinkes 1967). Eine ins Einzelne gehende Erklärung aber der jährlichen Bilanzwerte stößt auf Schwierigkeiten, sie muß das Lokalklima - es ist nur mit erheblichem Aufwand zu untersuchen - mitberücksichtigen (Dreiseitl 1973). Weitere dabei einzubeziehende Einflüsse sind solche, die auf den Gletscher selbst und den Grad seiner Anpassung an die klimatische Umwelt zurückzuführen sind. Hierbei ist es nicht ohne weiteres möglich, unterschiedliches Verhalten in den jährlichen Bilanzen der Gletscher auf mögliche Ursachen wie Größe, Neigung und Exposition oder auf den Typ (z.B. Talgletscher) zurückzuführen. Hoinkes hat z.B. das gegenüber dem Hintereisferner mehr positive Verhalten des benachbarten Kesselwandfeners auf das Verhältnis von Akkumulations- zu Ablationsgebiet zurückgeführt (Hoinkes 1970, Lang 1962). Vergleiche zwischen Hintereis-, Langtaler- und Vernagtferner in Bezug auf Unterschiede in der mittleren spezifischen Massenbilanz und der Gestalt der hypsographischen Kurven lassen einen Einfluß der Höhen-Flächenverteilung eines Gletschers erkennen (Reinwarth 1972).

Die auf topographisch-hypsographische Einflüsse d.h. auf den Gletscher(-"typ") selbst zurückzuführenden Unterschiede bzw. Übereinstimmungen der jährlichen Massenbilanzwerte können durch die Einführung des sog. spezifischen Nettomassenumsatzes eines Gletschers allem Anschein nach besser erfaßt und gegen andere Faktoren (Mesoklima) abgegrenzt werden. Der spezifische Nettomassenumsatz ist durch die bei Massenbilanzbestimmungen erhaltenen Größen gegeben. Er kann definiert werden: $\frac{B_c}{S} + \left| \frac{B_a}{S} \right| \cdot \frac{B_c}{S}$ ist der positive Anteil, $\left| \frac{B_a}{S} \right|$ der negative Anteil am spezifischen Nettomassenumsatz. Die untersuchte Beziehung zwischen der mittleren spezifischen Massenbilanz und dem spezifischen Nettomassenumsatz zeigt systematische Zusammenhänge, wobei sich charakteristische Unterschiede zwischen dem Diagramm von Stubacher Sonnblickkees und jenem vom Hintereis-

ferner ergeben; sie lassen sich mit den verschiedenen hypsographischen Kurven und den Gletscher "typen" (letzterer gehört den Talgletschern an, ersterer zu Gletschern, die keine Zunge entwickeln) gut begründen. Vergleiche mit anderen Gletschern zeigen, daß der Langtaler- und Kesselwandferner dem Umsatzdiagramm des Hintereisferners, dagegen Silvrettagletscher und Vernagtferner weitgehend dem Sonnblickkees zuzuordnen sind. Mit Hilfe des Umsatzdiagrammes vom Fülluckkees wird versucht, Vorstellungen über den spezifischen Nettoumsatz bei sehr kleinen Gletschern zu gewinnen.

Die Verwendung des spezifischen Nettoumsatzes eröffnet weitere brauchbare Möglichkeiten. So kann gezeigt werden, warum der Kurvenverlauf des Zusammenhanges zwischen dem Flächenverhältnis S_c/S und der mittleren spezifischen Nettobilanz beim Stubacher Sonnblickkees charakteristische, vorher nicht sofort erkennbare Unterschiede zu dem des Hintereisferners aufweist.

Weiters wird der Versuch unternommen, aus dem Nettoumsatz Aussagen über den Massenaustausch und die Reaktion des Gletschers auf Massenänderungen zu gewinnen. Dazu wird das spezifische Nettoumsatz-Verhältnis $\frac{B_c}{S} : \frac{B_a}{S} = \frac{B_c}{B_a}$ eingeführt. U.a. wird der Zusammenhang zwischen dem spezifischen Nettoumsatz-Verhältnis und der mittleren spezifischen Nettobilanz von Sonnblickkees und Hintereisferner untersucht. Die beiden Kurven zeigen charakteristische Unterschiede. Um neben dem Massenumsatz auch Aussagen über den Massenaustausch selbst zu ermöglichen, wird die Beziehung zwischen dem spezifischen Nettomassenumsatz und dem Flächenverhältnis S_c/S_a hergestellt. Diese sog. Verhältniszahl des potentiellen Massenaustausches (Massenaustausch-Verhältnis) wird definiert: $\frac{B_c}{B_a} \cdot \frac{S_c}{S_a}$. Das Massenaustausch-Verhältnis beträgt beim Stubacher Sonnblickkees im ausgeglichenen Haushalt 1,39 und stimmt nahezu mit dem Flächenverhältnis bei diesen Bedingungen, S_c/S_a 1,42, überein. Auch bei anderen, im Massengleichgewicht befindlichen Gletschern scheint sich diese Übereinstimmung zu bestätigen. Als vorsichtiger Versuch ist die Darstellung des Zusammenhanges zwischen dem Massenaustausch-Verhältnis und der mittleren spezifischen Massenbilanz bei verschiedenen Gletschern zu werten. In den Kurven zeigen sich charakteristische Unterschiede bzw. Übergänge von Gletschern mit Zunge ("Talgletscher") und Gletschern, die keine Zunge haben. Das Diagramm kann auch dahingehend interpretiert werden, daß bei einem Vorstoß unter Neubildung einer Gletscherzunge bzw. im umgekehrten Fall bei Rückzug und Verlust der Zunge der Wechsel von einem Umsatztyp zum anderen stattfindet. Mit Hilfe der gewonnenen Erkenntnisse aus dem Nettoumsatzverhalten der Gletscher wird abschließend der Versuch unternommen, die Summenkurve der mittleren spezifischen Massenbilanz für einen Hintereisferner im ausgeglichenen Zustand zu bestimmen und mit der des Kesselwandferners zu vergleichen.

W. H a e b e r l i

SIND ALPENGLETSCHER TEMPERIERT?

Seit den klassischen Arbeiten aus der Pionierzeit der Glaziologie (z.B. Blümcke und Hess am Hintereisferner) hat sich die Meinung, Alpengletscher seien generell temperiert, erhalten. Eine systematische Untersuchung von Permafrost in einem Testgebiet in der Albulagruppe (Graubünden) und die Entdeckung von kaltem und am Untergrund angefrorenem Eis in der Zunge des Grubengletschers (Wallis) beim Bau eines Überlaufstollens zur Absenkung eines ausbruchgefährdeten Gletschersees haben in den letzten Jahren den Anstoß dazu gegeben, das Problem neu anzugehen.

Eine Serie von Temperaturmessungen in 10 - 50 m tiefen Bohrlöchern auf dem Grubengletscher (Nordwestexposition, ca. 2800 - 4000 m ü. M.) zeigt, daß das Ablationsgebiet dieses Gletschers entsprechend der lokalen Permafrostverbreitung z.T. kaltes Eis (bis ca. -2.5°C) aufweist. Da das Akkumulationsgebiet überwiegend temperiert sein dürfte (Erwärmung durch Schmelzwasserversickerung), stellen sich in der Gletscherzunge sehr steile Temperaturgradienten ein - der Gletscher ist wahrscheinlich nur an den Randpartien angefroren.

Nicht durch lokale Permafrostbedingungen, sondern durch stark negative Firntemperaturen in Lagen oberhalb 4000 m ü. M. (ca. -10°C) sind die Temperaturverhältnisse (ca. -2 bis -4°C bei praktisch inexistentem Temperaturgradienten) in einem 180 m tiefen Bohrloch auf der Zunge des Grenzgletschers (Monte-Rosa-Gruppe) zu erklären. Das auffällig "weiße" (luftblasenreiche) Eis dieser Gletscherzunge läßt oberhalb von ca. 4000 m ü. M. bei Nordwestexposition eine Rekristallisations - Infiltrationszone (Schneemetamorphose weitgehend ohne Beteiligung von Schmelzwasser) vermuten.

Aufgrund einer Zusammenstellung der bisher bekannten Temperaturmessungen an alpinem Gletschereis wird ein erstes Schema einer Höhenzonierung für Firn- und Eistemperaturen in ca. 10 - 20 m Tiefe gegeben.

R. Braithwaite

ON THE RELATION BETWEEN ABLATION AND AIR TEMPERATURE

Many energy balance studies carried out on glaciers have shown that net radiation is the main energy source in the ablation process. However many workers have found high correlations between runoff from glacierized areas and air temperature and precipitation.

These facts are not contradictory. It can be shown theoretically that the correlations between ablation and individual energy balance components are governed by the variances of the components during the period of record rather than by their mean values or sums.

Statistical analysis of energy balance data from White Glacier (Axel Heiberg Island) and Sverdrup Glacier (Devon Island) confirm this theoretical expectation. In three cases the sensible heat flux has highest variance and correlates most highly with ablation whilst net radiation has highest variance and correlates most highly in one case. In all cases the air temperature is correlated with the sensible heat flux and with ablation. A model of daily ablation rate in terms of positive daily mean temperature is proposed on the basis of the various regression equations. The model can be used to compute cumulative ablation from positive degree-day totals over periods longer than a day.

Compilation of ablation and temperature data from published literature suggests the model has general validity as a first approximation for many glacier situations.

N. Untersteiner

PROGRESS REPORT IN SEA ICE DYNAMICS

A brief account is given of the field operations and observational program of The Arctic Ice Dynamics Joint Experiment during its main period of April 1975 - April 1976 in the Beaufort Sea. After the destruction of the Main Camp in October 1975, buildings and scientific equipment were airlifted to another manned camp without loss or interruption of data acquisition in a three-camp array. A total of 20 automatic data buoys of three different designs have been deployed. Their positioning systems provide strain information on a scale of 1000 km. Certain buoys are equipped with atmospheric pressure sensors. Their data allow the construction of high-resolution geographic arid charts. Constructive final images from Land Sat I and II have been found useful in augmenting the analyses of ice deformation on both small and large scales.

The AIDJEX sea ice model is now fully operational and is being tested with field data. The model employs an elastic-plastic constitutive law for sea ice. Surface stresses are derived from profile observations in the atmospheric and oceanic boundary layers. Calculations of the ice thickness distribution, and effects of the heat balance of the ice (ablation and accretion) are included. Initial comparisons between observed and computed ice velocity and strain rates are satisfactory. It is anticipated that, for application in interactive global circulation models, the complexity of the sea ice model will have to be reduced.

H. K o h n e n

EIN BEITRAG ZUR DC - LEITFÄHIGKEIT VON MEEREIS

Schlumbergersondierungen auf einjährigem Meereis ergeben ein äußerst komplexes Bild der Widerstands- und Mächtigkeitsverteilung der Eisdecke (Thyssen et al., 1974), das kaum oder nur schwer mit den chemischen und makrostrukturellen Beobachtungen in Einklang zu bringen ist. Eine erste, jedoch relativ vereinfachende Überbrückung dieser Diskrepanz läßt sich darin finden, daß die Meereisdecke im Mittel als transversalanisotrop und ihre Leitfähigkeit als in einfacher Weise von dem mittleren Salzlösungsgehalt abhängig behandelt wird.

Diese pauschale Behandlung führt zu keinem befriedigenden Ergebnis mehr, sobald die Verteilung des spezifischen Widerstandes detaillierter betrachtet wird. Besonders die Tatsache, daß die Meereisdecke leitfähigkeitsmäßig evident zweigeteilt ist, läßt sich mit obiger Betrachtungsweise kaum in Einklang bringen. Es wird in diesen Ausführungen gezeigt, daß zwar der Betrag des spezifischen Widerstandes durch den mittleren Salzlösungsgehalt, die spezielle Struktur der Widerstandsverteilung jedoch durch die Mikrostruktur des Eises bestimmt wird. Die Mikrostruktur oder Textur des Eises ist durch die besondere Verteilung der Salzlösung vorgegeben, die weder einheitlich noch willkürlich ist. Im Temperaturintervall -2°C bis -7°C , in dem die Untersuchungen durchgeführt wurden, sind alle Salze noch in Lösung und die Lösung ist intergranular parallel zur Eiskristallbasis 0001, d.h. senkrecht zur c-Achse in Form von Lamellen angeordnet. Diese Anordnung führt zu einer lamellaren Mikroschichtung, die wegen der bevorzugten c-Achsenorientierung im obersten Teil der Meereisdecke generell parallel, darunter mehr oder weniger geneigt und im unteren Hauptteil senkrecht zur Eisoberfläche orientiert ist. In einem solchen Medium ist der spezifische Widerstand keine skalare, sondern eine tensorielle Größe, die wegen der einfachen Symmetrie der Mikroschichtung durch den Längs- und Querwiderstand sowie den mittleren spezifischen Widerstand und den Anisotropiekoeffizienten charakterisiert ist. Je nach Orientierung der Meßanordnung relativ zu der Mikroschichtung werden Längswiderstand oder mittlerer Widerstand, bzw. ein Wert, der zwischen diesen beiden spezifischen Widerständen liegt, gemessen.

Die Interpretation der Ergebnisse der Schlumbergersondierungen auf einjährigem Meereis 1972 in der kanadischen Arktis nach diesen speziellen Anisotropieverhältnissen führt unter Berücksichtigung des Einflusses variierender Salzlösungsgehalte zu befriedigender Übereinstimmung mit den direkten strukturellen Beobachtungen. Als Mittelwerte ergaben sich ungefähr für den Längswiderstand $100 \Omega \text{m}$, den Querswiderstand $500 \Omega \text{m}$, den mittleren Widerstand $220 \Omega \text{m}$ und den Anisotropiekoeffizienten 2,2.

Die Eisdecke stellt keine homogene, beidseitig ebene Platte dar, sondern ist von Rissen durchzogen und häufig in kleine Schollen zerbrochen, die scheinbar regellos übereinandergeschoben oder gegeneinander verkippt sind. So ist es kaum verwunderlich, daß der Anisotropiekoeffizient als von der Makrostruktur abhängig erscheint. Bei völlig regelloser Schollenstruktur kann sogar Isotropie vorgetäuscht werden. Diese Abhängigkeit zeigte sich auch bei unseren Untersuchungen, und es wurden stellenweise Anisotropiekoeffizienten von nur 1,2 bis 1,3 bestimmt.

Die Gesamtleitfähigkeit der Meereisdecke erweist sich somit als in komplexer Weise von den drei Faktoren Salzlösung, Mikroanisotropie und Makrostruktur abhängig, die wiederum in ihrem jeweiligen Verhalten voneinander völlig unabhängig sind. Da sowohl die Makro- als auch die Mikrostruktur der untersuchten Meereisdecke für einjähriges Meereis charakteristisch sind, können diese Überlegungen zumindest bezüglich einjährigem, nicht zu kaltem Eis verallgemeinert werden.

F. Thyssen

ELEKTRISCHE WIDERSTANDSMESSUNGEN GROSSER AUSLAGE IN ZENTRAL - GRÖNLAND

Nur sehr wenige Messungen des spezifischen Widerstandes der Inlandeise mit großen Auslagen und damit bis zu größeren Teufen liegen bisher vor. Während der Meßkampagne der EGIG in Grönland 1974 konnten an den Stationen Camp VI, zwischen T 11 A und T 12 und in Crête elektrische Widerstandssondierungen nach Schlumberger mit Gesamtauslagen von 6 km und in Station Centrale mit 1,2 km durchgeführt werden. Außerdem liegen kürzere Profile in T 3, T 4, T 9, T 20 und T 46 vor.

Die Arbeiten wurden mit nicht polarisierbaren Sonden (Cu in Cu SO_4 -Lösung, gefroren) und mit einem Voltmeter mit 100 MOhm Eingangswiderstand ausgeführt. Der Widerstand im Sondenkreis war bei jeder Messung zu kontrollieren, er lag im Mittel bei 3 MOhm. Die Spannungsmessungen ließen sich mit diesen Werten korrigieren. Als Elektroden dienten in geringeren Entfernungen Stahlstäbe, bei größeren Entfernungen die beladenen Aluminium-Schlitten der Expedition. Es wurde mit bis zu 4 KV und 35 mA gearbeitet. Die Kabel sind vor jeder Messung unter voller Spannung und ohne Anschluß der Elektroden kontrolliert worden, um Nebenschlüsse zu erkennen.

Die Meßwerte konnten dank des Entgegenkommens von Herrn Professor Homilius, BGR, mit einem Programm für den 8-Schichtenfall als Näherung für den kontinuierlichen Verlauf ausgewertet werden. Die Abb. 1 zeigt als Beispiel die Meßkurve für Crête und eine Auswertung. Die Eismächtigkeiten, die in allen Punkten aus seismischen Messungen vorliegen, werden als bekannt berücksichtigt. Schwieriger war es, einen Wert für den spezifischen Widerstand des Felsuntergrundes zu finden. Hier mußten Annahmen von 10 bis 50 K m gemacht werden, da die Auslagen nicht ausreichten, diesen spezifischen Widerstand direkt zu bestimmen. Hierin liegt eine gewisse Unsicherheit in der Auswertung.

Die spezifischen Widerstände nehmen zunächst, wie erwartet, mit der Teufe ab. Dieses ist im wesentlichen auf die Verdichtung des Firms zurückzuführen. Bei ca. 300 m Teufe in Crête und ca. 100 m Teufe in Camp VI ist dieser Prozeß abgeschlossen. Der spezifi-

sche Widerstand bleibt bis ca. 800 - 1000 m konstant und zeigt als Folge der Temperaturerhöhung eine Abnahme von Crête in Richtung Camp VI. Überraschend steigt der spezifische Widerstand bei allen Langprofilen ab ca. 800 - 1000 m Tiefe wieder an, und zwar auswertebedingt in mehreren Stufen bis zu Werten, die sonst nur an temperierten Gletschern beobachtet werden. Die Gründe für diesen Effekt sind noch nicht voll verstanden. Es werden einige Vermutungen angegeben.

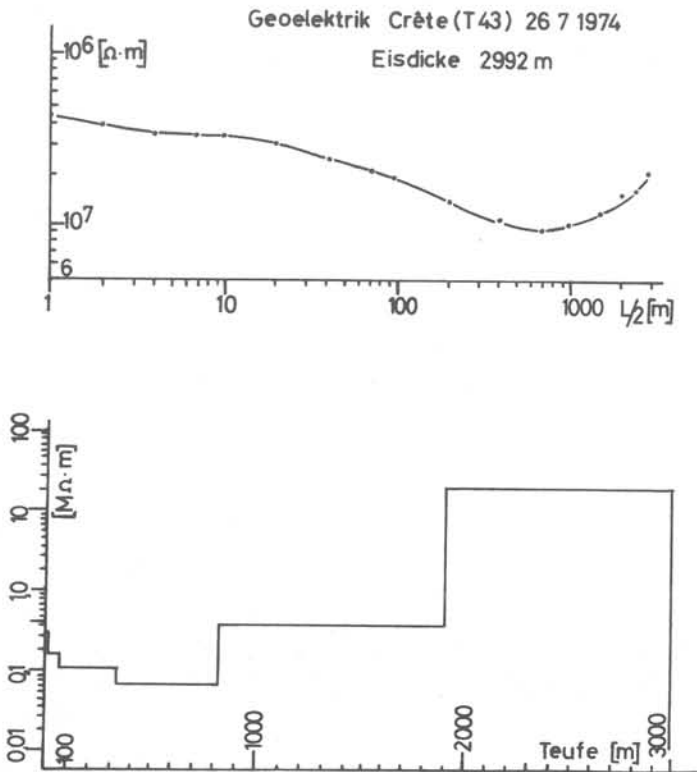


Abb. 1 : Beispiel: Meßkurve der Station Crête und Auswertung im 8-Schichtenfall

1 Aellen, Markus
 2 Ambach, Walter
 3 Bandi
 4 Berner, W.
 5 Bortenschlager, S.
 6 Braithwaite, Roger
 7 Briat, Martine
 8 Brochu, Michel
 9 Brückl, Ewald
 10 Bucher, P.
 11 Caffisch, T.
 12 Dansgaard, Willi
 13 Delmas
 14 Eicher, U.
 15 Feldmann, Christoph
 16 Föhn, Paul
 17 Funder, Sven
 18 Geers, Dietmar
 19 Haeblerli, Wilfried
 20 Hahn, Joachim
 21 Heine, Klaus
 22 Heinrichson, Theodor
 23 Heirens, Irene
 24 Hisdal, Vidar
 25 Hofmann, Walther
 26 Holmeier, Friedr.-K.
 27 Hutter, Koloman
 28 Iken, Almut
 29 Kaminski, Heinz
 30 Kappenberger, Giovanni

Zürich
 Innsbruck
 Bern
 Bern
 Innsbruck
 Zürich
 St.-Martin D'Herès, Frankreich
 Villejuif, Frankreich
 Bad Häring, Österreich
 Bern
 Zürich
 Kopenhagen
 Grenoble
 Bern
 Elixhausen, BRD
 Weissfluhjoch, Davos
 Kopenhagen
 Dortmund
 Zürich
 Tübingen
 Bonn
 Hannover
 Esch/Alzette, Luxemburg
 Oslo
 Karlsruhe
 Münster
 Zürich
 Uerikon
 Bochum
 Zürich

31 Karsten, Achim
 32 Kasser, Peter
 33 Kick, Walter
 34 Kiese, Olaf
 35 Klinger, Jürgen
 36 Kohnen, Heinz
 37 Kopp, Walther
 38 Kuhn, Michael
 39 Lang, Helmut
 40 Leydag, Gregor
 41 Lieströl, Olav
 42 Mahler, Christoph
 43 Markl, Gerhard
 44 Miotke, Franz-Dieter
 45 Möller, Dietrich
 46 Möller, Fritz
 47 Müller, Fritz
 48 Müller, G.
 49 Müller, Hans-Martin
 50 Müller-Beck, H.
 51 Nagel, Gerhard
 52 Nairz, W.
 53 Nusser, Franz
 54 Oeschger, Hans
 55 Ohmura, Atsumu
 56 Osterheider, Monika
 57 Patzelt, Gernot
 58 Quitel, Friedrich
 59 Ritscher, Ilse
 60 La Roche, U.

Hamburg
 Zürich
 Regensburg
 Münster
 Grenoble
 Münster
 Allertshofen, BRD
 Innsbruck
 Zürich
 Münster
 Oslo
 Münster
 Innsbruck
 Hannover
 Braunschweig
 München
 Zürich
 Zürich
 Münster
 Tübingen
 Frankfurt
 Innsbruck
 Hamburg
 Bern
 Zürich
 Zürich
 Innsbruck
 Karlsruhe
 Hamburg
 Baden, Schweiz

61	Salentiny, Fernand	Schifflange, Luxemburg	75	Stäblein, Gerhard	Berlin
62	Schatz, Heinrich	Innsbruck	76	Stauber, Hans	Zürich
63	Schindler, Chäpp	Clarus	77	Staufer, B.	Bern
64	Schindler, Gerhard	Bad Homburg	78	Stober, Manfred	Pforzheim
65	Schlüchter, Ch.	Zürich	79	de Terra, H.	Chateau d'Oex, Schweiz
66	Schlotterer, U.	Bern	80	Thiedemann, Heinz-H.	Berlin
67	Schroff, K.	Zürich	81	Thyssen, Franz	Münster
68	Schwerdtfeger, P.	Bedford-Park, Australien	82	Tiedemann, Karl-Heinz	Kiel
69	Seckel, Hans	Karlsruhe	83	Treude, Erhard	Münster
70	Seitner, Liselotte	München	84	Untersteiner, N.	Seattle, USA
71	Semmel, Arno	Hoffheim	85	Vorniran, Gerhard	Augsburg
72	Slupetzky, Heinz	Salzburg	86	Weidick, Anker	Kopenhagen
73	Smolka, H.	Gehrden	87	Welten, M.	Bern
74	Sommerhoff, Gerd	München	88	Winkler, Wilfried	München