

DER RÜCKGANG DES JACOBHAVNS ISBRÆ
(WEST-GRÖNLAND 69° N)

Von J. GEORGI

DER RÜCKGANG DES JACOBSHAVNS ISBRÆ (WEST-GRÖNLAND 69° N)

VON J. GEORGI

Anlass zu dieser Bemerkung gab eine kürzlich an zwei Stellen (1, 2) veröffentlichte Karte des Jakobshavns Isfjord mit den Lagen der Gletscherfront zwischen 1850 und 1953, worin drei nicht unwichtige Front-Bestimmungen vermisst wurden. Deren Berücksichtigung erlaubt, ein sehr anschauliches Diagramm des Gletscher-Rückganges in den letzten 100 Jahren in (3) weiter ins Einzelne auszuführen und daraus Andeutungen für eine Periodizität der Stillstände und damit abwechselnden, stärkeren Rückzüge von etwa 30 Jahren zu gewinnen.

»Der Jakobshavner Eisstrom ist der König unter den grönländischen Gletschern«, sagte ALFRED WEGENER in (4, S. 154); er hatte ihn 1913 zusammen mit dem dänischen Hauptmann J. P. KOCH nach ihrer beider erfolgreichen, ersten Durchquerung des nördlichen Teiles des Inlandeises besucht (7, I S. 283) und gibt hier eine kurze Schilderung als Einleitung zu der neuen Vermessung der Gletscherfront 1929 durch E. SORGE. Selbst für die Grönländer hatte dieser gewaltige Gletscher und Eisfjord mit seinen unmotivierten Kalbungswellen und periodischen Ausstößen (dän.: udskydning) riesiger Mengen von Eisbergen besondere Bedeutung als angebliche Mündung eines, das Inlandeis bis zur Ostküste unterfahrenden Kanals, wie u. a. A. E. NORDENSKJÖLD (10a) berichtet, der diesen Gletscher eine »gewaltige Eisberg-Fabrik« (Ofantliga isbergsverkstad) nennt. Für den Grönland-Geologen Dr. LAUGE KOCH schien ebendort eine gewaltige Verwerfung des Felsmassives angedeutet zu sein. Neuerdings bildete es eine der grössten, geophysikalischen Überraschungen, als die seismischen Eisdickenmessungen der »Expéditions Polaires Françaises, Missions Paul Emile Victor« (5, Fig. 18) im Untergrund des grönländischen Felssockels ein System flacher Mulden und Rinnen bis 250 m unter Meeresspiegel enthüllten, die zum Jakobshavner Gletscher zu konvergieren scheinen, wodurch diesem eine überragende Rolle bei der Drainage des Inlandeises zugesprochen werden müsste, siehe (11, S. 23—24): »Die Karte der seismischen Querschnitte (der E.P.F. im Sommer 1951) gibt die Meereshöhen des Erdbodens unterhalb des Inlandeises. Wenn es erlaubt ist, die Lotungen auf vier Profilen in einer 400 km breiten Zone mit einander in Verbindung zu bringen, dann lassen die negativen Meereshöhen im Osten des Jakobshavn-Gletschers die Existenz eines unter dem Eise verlaufenden Tales dieses Gletschers von

gleicher Länge annehmen . . . Wir dürfen also annehmen, dass der Gletscher von Jakobshavn ein Eisstrom ist, der dank seiner Länge und der Länge des darunter verlaufenden Tales das Eis einer riesigen Zone abführt, wodurch seine grosse Produktivität bedingt ist.« Zeugnisse für die Majestät dieses Gletschers, zumal in einer Zeit des Vorrückens, sind nach Berichten bekannter Forscher seit 1747 in (1) wiedergeben. Alle

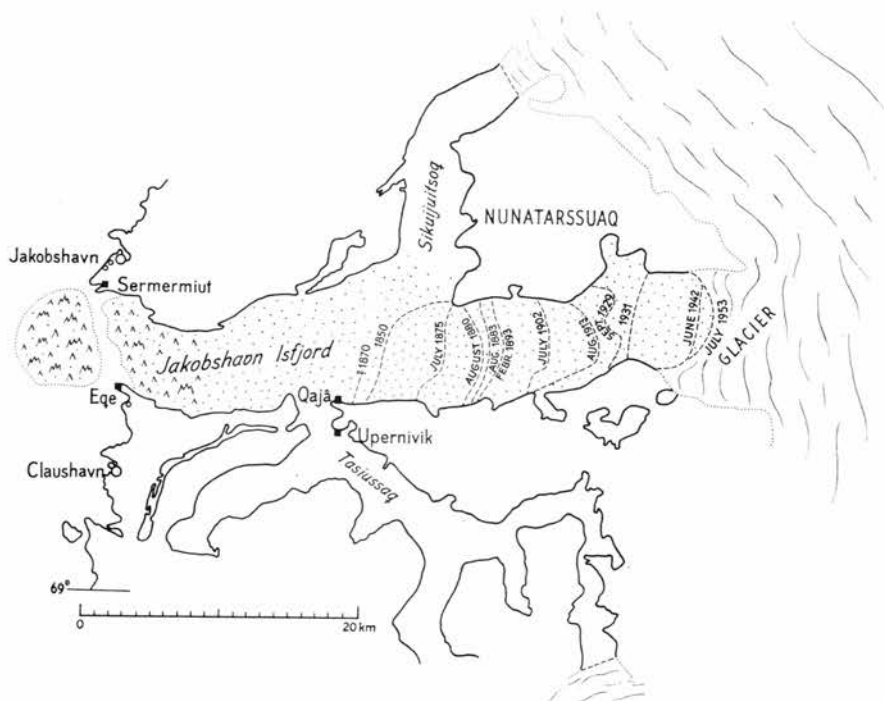


Abb. 1. Karte des Jakobshavn Isfjord mit Lage der Gletscherfront in den letzten 100 Jahren, dargestellt von J. MELDGAARD (1, 2) nach M. C. ENGELL, dem Geodætisk Institut und Luftaufnahmen; sie wurde vom Verf. ergänzt, wie im Text dargelegt. Die Frontlagen von links nach rechts entsprechen den Jahren 1870, 1880, 1875, 1880, 1883, 1893, 1902, 1913, 1929, 1931, 1942, 1953. Masstab der Karte ca. 1:500.000.

diese alten und neuen Beobachtungen sind heute besonders aktuell, während die »Expédition Glaciologique Internationale du Groenland« (EGIG, 6) für 1959—60 begonnen hat, die mit den neuesten wissenschaftlichen Hilfsmitteln auch den Problemen dieses Riesengletschers zuleibe gehen wird.

Abb. 1 zeigt die erwähnte Karte aus (1) und (2), aber ergänzt durch Einbeziehung der, aus unbekanntem Grunde dort fehlenden Frontlagen vom 3. August 1883 und vom 10. August 1913. Die erstere ist mitgeteilt von J. P. KOCH und A. WEGENER (7, Fig. 218, S. 387); diese Darstellung dürfte sich zur Hauptsache stützen auf die zusammenfassenden Dar-

stellungen des verdienten dänischen Geodäten M. C. ENGELL (7a, 7b). Die letztgenannte Frontlage, in der gleichen Figur 218 dargestellt, wurde von KOCH-WEGENER selbst beobachtet. Die dritte, in der ursprünglichen Karte fehlende Frontlage wurde gemessen durch ERNST SORGE im Rahmen von ALFRED WEGENER's Vor-Expedition 1929 (27. und 28. September 1929) und veröffentlicht in (8) Band IV₂ Leipzig 1939 356—362 mit 3 Abb. Hingegen ist die, wie aus dem Späteren hervorgeht, irrige Frontangabe von 1888 unberücksichtigt geblieben. Schon KOCH-WEGENER bemerkten dazu: »nach Engell unsicher«. Es sei hier noch erwähnt, dass die bei KOCH-WEGENER mit Nummern bezeichneten Frontlagen zurückgehen auf: 1 H. RINK 1850; 2 A. HELLAND 1875; 3—5 R. R. J. HAMMER 1879, 1880, 1883; 8 M. C. ENGELL 1902. Die vorderste Frontlage geht nach (1) auf E. A. NORDENSKJÖLD zurück. Aus der Tatsache, dass nach Beobachtungen durch CARL FLEISCHER, den dänischen Beamten (Bestyrer) der Siedlung Claushavn, die Relikte der alten, wegen des vordrängenden Eises aufgegebenen Siedlung Qajâ an der Südküste des Eisfjordes in ihrer ursprünglichen Lagerung vorgefunden wurden, zieht J. MELDGAARD (1 und 2) den sehr wichtigen Schluss, »dass Jakobshavn Isbræ seit mehr als 3000 Jahren zu keiner Zeit weiter vorgerückt war, als in der Mitte des 19. Jahrhunderts.«

Zur ausgemerzten Frontlage 1888 sei noch bemerkt, dass ja, wie A. WEGENER (4) schildert, »der ganze, fast 35 km lange Eisfjord zu jeder Jahreszeit so mit Eisbergen und Kalbeisstücken gefüllt ist, dass seit Menschengedenken kein Boot jemals in ihn hineingekommen ist. Aber der Gletscher entleert auch jedes Jahr. . . etwa 20 Milliarden Tonnen (E. SORGE (8) schätzt nach seinen Geschwindigkeitsmessungen 24 Mrd. m³) Eis in diesen Fjord. Die grösseren Eisberge kommen auf der Fjordschwelle vor der Ausmündung in die Disko Bugt, der »Eisbergbank« durch Grundberührung fest und hindern die kleineren am Herauskommen. Nur einige Male im Jahre, wenn einige dieser Riesen wieder flott werden, wandern durch die entstandene Bresche ungeheure Eis-Mengen auf die Disko Bugt hinaus, die dann über und über mit Eisbergen übersät erscheint. Wenn also hiernach meistens der Fjord mit Eisbergen und Kalbeis vollgestopft ist, andererseits, wie E. SORGE (8) besonders betont, der Gletscher in der Nähe der Front ohne merkliches Gefälle fließt, so ist zu verstehen, dass zuzeiten die eigentliche Gletscherfront schwer auszumachen ist. Wenn hiernach der überaus zerklüftete Gletscher sich horizontal in den Fjord hinausschiebt, ist es wahrscheinlich, dass der Kalbungs-Vorgang beim Abbrechen eines mehr oder weniger umfangreichen Frontstückes sich weniger in einem Herabstürzen ungeheurer Eismassen zeigt, wie es E. SORGE (9) 1932 am Rinks Isbræ (W. Grönland 71³/₄° N.) beobachten und durch Reihenbilder dokumentieren konnte, als vielmehr in einem Abschwimmen der durch Gezeitenwirkung

abbrechenden Stücke, die sich unter vielfachem Wälzen in ihre Einzelteile — Eisberge und Kalbeis — auflösen. Wenn ein Tourist, der 1954 Gelegenheit zum Besuch des Eisfjords hatte (10), eine angeblich während seiner Anwesenheit erfolgte Kalbung so beschreibt: »... Unter Getöse, das schwerstem Artilleriefeuer glich, riss ein kilometerlanges Eisplateau los. Mehrere hundert Meter schiessen Wasserdampf-Fontänen aus den Bruchstellen hoch. Dann steigen Zacken und Eistürme mit dem Plateau bis 300 m empor. Eislawinen prasseln über die schrägen Hänge in den eiserfüllten Fjord. Der Koloss kentert; und dunkelblaue bis meergrüne, bisher unterseeische Sockel tauchen auf. Kalbungswellen durchrasen den 50 km langen Fjord und lassen die Eismassen wie bei einem Bombardement zusammenkrachen. Der Gneisboden unter unseren Füßen bebt bedrohlich...«, so scheint es dem gegenüber nunmehr unerlässlich, dass ernsthafte Versuche gemacht werden, eine grössere Kalbung dieses Gletschers sorgfältig zu beobachten und in ihren Phasen photographisch oder zeichnerisch zu dokumentieren. Hier scheint eine besondere Aufgabe für das Dänische Geodätische Institut und die bereits in Tätigkeit begriffene Internationale Glaziologische Grönland-Expedition vorzuliegen. Diese Erzählung ist auch schwer zu vereinigen mit der eingehenden Darstellung, die ein so hervorragender Beobachter wie A. E. NORDENSKJÖLD (10a) von der, aus nächster Nähe im Juli 1870 eingesehenen Front unseres Gletschers gibt. Dort zeichnet er in Abb. 5 S. 1009 das von ihm angenommene Profil, worin er den hier »Isblink« d. h. Inlandeis genannten Gletscher auf seinem schwach geneigten Bett sich allmählich in den Fjord vorschieben lässt, und sagt dazu (S. 1021): »Hieraus sieht man, dass keine scharfe Grenze zwischen Inlandeis und Meer anzugeben ist. Der Isblink ist nämlich schon weiter oben, wie das zackige Profil ausweist, wahrscheinlich Meilen weit vor seiner Kante, zu Eisbergen zerklüftet... Noch im Anfang des Fjordes sind diese so dicht gepackt, dass sie einen Teil des Gletschers bilden und vielleicht die meisten grundfest bleiben. Erst eine beträchtliche Strecke seewärts lockern sie sich so weit, dass zwischen ihnen hin und wieder die Meeresfläche sichtbar wird.«

Obwohl NORDENSKJÖLD die Eismasse aus nächster Nähe, sowohl vom Strand, wie von den höheren Uferfelsen oberhalb Qajâ aus beobachten konnte, »wäre es mir unmöglich gewesen anzugeben, wie viele hundert Alen (je 0,7 m) der hier von uns besuchte Wohnplatz wirklich von der Stelle entfernt ist, wo sich der Fjord und das Inlandeis treffen. Sicher ist, dass es bis dahin nicht besonders weit, nicht viele hundert Alen war, und viel anders musste die Umgebung ausgesehen haben zu jener Zeit, als Kaja (Qajâ), wie dieser Ort früher genannt wurde, ein bewohnter Platz war.« Eine Erklärung für das Auftreten einer Schein-Front bieten KOCH-WEGENER (7, S. 387) an. Sie schildern den vorwiegend mit kleineren Kalbeisbrocken dicht gepackten Fjord. »Ganz draus-

sen im äussersten Teil des Eisfjordes . . . sind die grossen Eisberge dicht gepackt und scheinen eine zusammenhängende Masse zu bilden, d. h. der Gletscher ist hier »regeneriert«, ungefähr wie der Storström (NE.-Grönland 77° N.) im äusseren Teil des Borg-Fjordes . . .« Eine solche, tatsächlich durch Druck wiedervereinigte Eismasse könnte ja auch zufällig an anderer Stelle des Fjordes auftreten, z. B. durch eine vorübergehende, später wieder ausgeräumte Bank von Moränenschutt. Wie rasch eine Frontmoräne entstehen und wieder beseitigt werden kann, hat A. BAUER (11) durch Vergleich seiner Beobachtungen 1948 am Equip Sermia mit denjenigen von A. WEGENER's Vor-Expedition 1929 gezeigt. So mag auch die Frontbeobachtung von 1888 zustande gekommen sein. Jedenfalls zeigt schon die punktierte Kurve (3) Fig. 4 S. 143, dass die angebliche Frontlage 1888 einen Vorstoss von 5,8 km in 8 Jahren, und sofort anschliessend einen noch extremeren Rückzug von 6,8 km in 5 Jahren bedeutete. Auch aus der genaueren Rückzugskurve in Abb. 2, wo der für 1888 angegebene Frontstand durch ein Kreuz angedeutet ist, muss die Unmöglichkeit einer derartigen Gletscherbewegung gefolgert werden.

Auch die in (1, 2) dargestellte Frontlage von März 1880 fehlt in unserer Darstellung. Wird die Frontlage von August 1880 übereinstimmend mit (7) als zuverlässig betrachtet, so ergibt März—August einen Rückgang von 1,3 km in etwa 5 Monaten. Der mittlere Rückgang von 1850—1953 beträgt 0,24 km/Jahr; selbst während des stärksten Rückzuges 1870—1880 wurden nur 0,8 km/Jahr oder 0,35 km in 5 Monaten gemessen. Ausserdem fehlt eine Frontlage März 1880 bei (7), während hier ein ganz ähnlicher Frontverlauf von September 1879 datiert ist; diese Frage ist also noch zu klären. Schliesslich ist zu bedenken, dass im März 1880 wahrscheinlich Gletscher und Eisfjord noch tief verschneit waren, was die einwandfreie Feststellung der Grenze zwischen Gletscher und vor der Front eingepressten Eisbergen sehr erschweren muss. Aus diesen Gründen hielten wir uns für berechtigt, auch von dieser Frontlage März 1880 vorläufig abzusehen.

Mit diesen Ergänzungen umgezeichnet, erlaubt das Bewegungs-Diagramm des Gletschers recht interessante Einzelheiten zu erkennen. Hierfür wurden Zurückweichen oder Vorstoss gegenüber der von H. RINK 1850 erstmals festgestellten Frontlage ausgemessen, was freilich angesichts der unterschiedlichen Frontgestaltung über die Fjordbreite von etwa 6 km nur in grober Annäherung möglich war (+ Vorstoss, — Rückzug):

Jahr.....	1850	1870	1875	1880	1883	1893	1902	1913
km.....	0	+ 1,1	— 4,2	— 7,0	— 7,6	— 8,4	— 12	— 15,6
Jahr.....	1929	1931	1942	1953				
km.....	— 17	— 18	— 23	— 24				

Das hiernach als Abb. 2 gezeichnete Diagramm zeigt rhythmische Folgen langsameren und rascheren Rückganges mit einer Periode von etwa 30 Jahren, Stillstandszeiten um 1862, 1892, 1922 und 1952 (Pfeile v. o.), die drei ersten Stillstände jeweils gefolgt von stärkeren Rückzügen mit Höchstwerten um 1870—77, 1896—1906, 1934—40.

Dass die Zungenlänge kleinerer Gletscher den klimatischen Temperaturschwankungen mit gewisser Verzögerung parallel geht, ist bekannt und verständlich (20). Aber kann dieselbe Einwirkung erwartet werden bei diesem Riesengletscher, dessen Einzugsgebiet noch über die Mitte Grönlands hinausgreift ((5), Fig. 40, S. 53) und auf mehr als 100.000

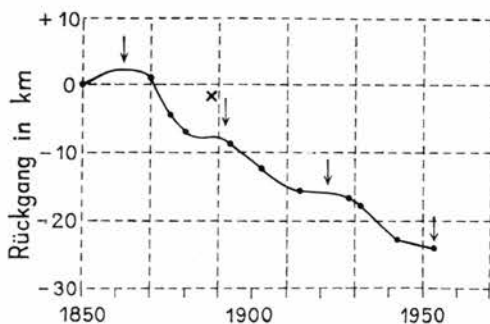


Abb. 2. Lage-Anderung der Front des Jakobshavn-Gletschers von 1850 bis 1953. Zeichnerische Darstellung der Zahlen-Tabelle auf S. 4.

km² mit Eismächtigkeiten von weit über 1000 m veranschlagt werden muss? Sind die in Abb. 2 so deutlich sichtbaren Schwankungen im Rückgang nur eine Erscheinung des kleineren, eigentlichen Zungengebietes, oder etwa des gewaltigen Einzugsgebietes?

In beiden Fällen sollte eine Paralleltät von Erwärmung und Gletscher-Rückgang beobachtet werden können, doch mit wachsender Verzögerung und abnehmender Amplitude, je weiter im Inneren des Inlandeises das eigentliche Aktionszentrum liegt. Im klimatologischen Anhang wird die Änderung der Bewegung des Jakobshavns Isbræ mit derjenigen der Luft an Hand verschiedener Beobachtungsreihen in Verbindung gesetzt, mit dem Ergebnis, dass ein Zusammenhang zwischen beiden vorläufig nicht erweisbar ist.

Daher sollte eine andere Möglichkeit für solche Perioden eines »Inlandeis-Gletschers« wenigstens versuchsweise zur Erörterung gestellt werden. Als wiederholt beschriebenen Fall einer, wenn auch auf die Oberflächenschicht des Inlandeises beschränkten, unstetigen Bewegung nennen wir den »Firnstoß« (15). Hierbei bilden sich mehrere Dezimeter oder Meter unter der Oberfläche Lockerschichten, vermutlich durch Diffusion von Wasserdampf von den kleineren zu den grösseren Firn-

körnern, die aber, oft über grossen Flächen zugleich, erst zusammenbrechen, sobald, z. B. infolge zunehmender Schneebelastung, die Bruchgrenze überschritten wird. Dieses Spiel wiederholt sich ins Unendliche.

Hier erscheint noch eine glaziologische Bemerkung angebracht über die Berechnung des Temperaturganges im Grönlandfirn nach der Poisson'schen Gleichung, etwa zur Feststellung der Eindringtiefe und geschwindigkeit der Temperaturextreme an der Oberfläche. Hierfür ist die Kenntnis des Beiwertes der Wärmeleitung wesentlich, ein für die meisten Stoffe zuverlässig bekannter, individueller Wert. Anders im Firn, wo nach einer von A. WEGENER (7, S. 332) angegebenen Methode dieser Wert aus der jeweiligen Dichte bestimmt wird, wobei *homogene* Materialbeschaffenheit vorausgesetzt wird. Wie die »Firnstösse« verschiedener Grössenordnung beweisen, ist im Grönlandfirn jedenfalls in der Vertikalen diese Voraussetzung nicht erfüllt. Wir werden also, wenn die natürliche Schichtung berücksichtigt wird, senkrecht nach unten wahrscheinlich kleinere Werte der Wärmeleitung finden. Ein solcher Wert, der auf 10—100 m mächtige Firnschichten anwendbar sein soll, kann nur *in situ* über die darin enthaltenen Lockerschichten hinweg bestimmt werden, keinesfalls auf Grund einer mittleren Dichte. Wir müssen dem Grönlandfirn ein dreifaches Wärmeleitvermögen zuschreiben: a) bei allseitig gleichmässiger Packung der Firnkristalle das »molekulare« WLW nach A. WEGENER's Methode; b) dasselbe horizontal längs der betrachteten Schicht, und c) vertikal zu der tatsächlich vorhandenen Schichtung. Die »strukturellen« Wärmeleitungs-Beiwerte b) und c), wovon der erstere wohl etwas, der letztere ev. erheblich niedriger sein kann als a), können nur in ungestörter Lagerung gemessen werden, der Wert c) im besonderen muss tatsächlich über die Tiefe hin gemessen werden, worauf sich die Rechnung erstrecken soll. Da durch Bohrung oder Schachtanlage die ursprüngliche Textur vermutlich gestört werden wird, bedarf es für diese Messungen der, vom Verf. (12b) und schon früher vorgeschlagenen »Säkularen Inlandeis-Station«.

Erwägen wir die Möglichkeiten einer Periodizität für die gewaltige Masse des Inlandeises, die dem Einzugsgebiet des Jakobshavner Eisstromes angehört, so besteht zunächst ein wesentlicher Unterschied gegenüber den alpinen Gletschern darin, dass diese sich mit dem grössten Teil ihrer Masse auf einer Temperatur nahe dem Gefrierpunkt befinden, wobei das Eis einen hohen Grad von Plastizität besitzt, sodass es verhältnismässig rasch und genau auf die wirkenden Kräfte antwortet. Im Inlandeis dagegen ergaben die Messungen der Temperatur in Schächten und Bohrlöchern, zuerst angedeutet durch E. SORGE's Messungen in seinem 16 m-Schacht in »Eismitte« I 1930—31 (12), um ein Vielfaches ausgedehnt durch Schacht und Tiefbohrung der französischen »Station Centrale« (= Eismitte II) 1950, und wiederum bis in den Boden unter

dem 3000 m mächtigen Inlandeis vorgetrieben durch die seismischen Refraktionsmessungen der Expéditions Polaires Françaises 1950 und 1951 (5) nicht den erwarteten positiven Temperaturgradienten mit der Tiefe, endigend mit dem (um etwa $2,2^{\circ}\text{C}$ druckerniedrigten) Schmelzpunkt in der dem Felsen aufliegenden Unterfläche, sondern in der ganzen Eismasse unerwartet niedrige Temperaturen mit negativem Temperaturgradienten oder Isothermie auf grosse Strecken, ja sogar negative Temperaturen noch einige hundert Meter tief im unterliegenden Moränenboden: kalter Gletscher. Dies bedeutet, dass der Firn und das aus ihm sich bildende Eis im kristallographisch ungeordneten Zustand eine sehr hohe Festigkeit gegen Verschiebung (Scherung) aufweist. Sobald jedoch einmal die Kristallflächen sich parallel zu der Richtung einer Scherungskraft eingestellt haben, ist die zur seitlichen Verschiebung erforderliche Kraft um ein Vielfaches geringer. Solche Scherungsflächen mit einheitlicher Lage der Kristallflächen finden sich u. a. in den bekannten Blauhängern.

Wir lesen bei LEWIS (16, S. 149 und 157): »In einer Probe von gefrorenem Schnee ohne bevorzugte Kristall-Orientierung ergab sich die scheinbare Viskosität 70 mal grösser, als in einem multikristallinen Block, worin alle Kristall-Gleitflächen zur Scherungs-Richtung parallel angeordnet waren... Eine viskose Substanz ist dadurch gekennzeichnet, dass sie schon sehr geringen Kräften folgt. Eis verhält sich nicht derartig, vielleicht mit Ausnahme nicht verfestigten Schnees (s. PERUTZ und SELIGMAN 1939). Im allgemeinen verhält sich Eis wie eine plastische Substanz, die einer Bewegung Widerstand leistet, bis die verformenden Kräfte die Druckfestigkeit (yield stress) überwiegen. Jede weitere Zunahme der verformenden Kräfte führt zu einer raschen Zunahme der Fließgeschwindigkeit (OROWAN 1949)«. — Auch SELIGMAN (16a, S. 236) betont, »dass Eis kein Material konstanter Viskosität ist, ... sondern dass seine scheinbare Viskosität eine Funktion mehrerer Faktoren ist, so der auftretenden Schubspannung, der Temperatur und des Kristallgefüges. Die Entdeckung, dass die scheinbare Viskosität mit einer hohen Potenz der auftretenden Spannung abnimmt, mit anderen Worten, dass das Eis zunehmend plastisch wird, je grösser die Schubspannung wird, (und doch wohl auch vice versa, G.), ist geeignet, unsere Anschauungen über die Natur des Gletscherfliessens zu revolutionieren. Beiläufig: Die Wirkung der Schubspannung (shear-stress) darf nicht verwechselt werden mit derjenigen des hydrostatischen Druckes; letztere mag ebenfalls die scheinbare Viskosität verringern, doch konnte dies bis jetzt noch nicht experimentell bewiesen werden.« »Apparent« viscosity darf vielleicht übersetzt werden anstatt des unbestimmten Ausdruckes scheinbar mit »virtuelle« Viskosität, in Analogie zu der, ebenfalls von der molekularen Reibung wesentlich verschiedenen virtuellen Reibung der Luft.

Der hier ins Auge gefasste Zyklus in der Produktivität dieses und anderer Gross-Gletscher in Grönland würde nach der schematischen Abb. 3 so vor sich gehen: Figur 1, das Inlandeis empfängt während einer Reihe von Jahren den üblichen Schnee-Auftrag, ohne dass, mangels eingespielter Gleitflächen, die entsprechende, grössere Eismenge aus dem Inneren, speziell aus dem Einzugsgebiet der Gross-Gletscher oder Eis-

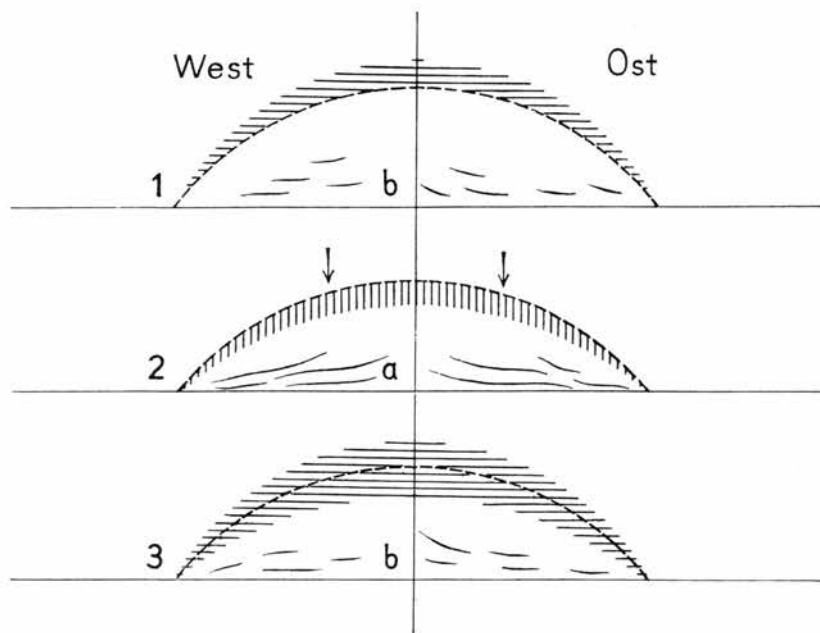


Abb. 3. Schema eines Produktivitäts-Zyklus des Grönländischen Inlandeises.

a: aktive, b: abgestorbene Gleitflächen.

Horizontale Schraffur = Akkumulation ohne Absinken;

vertikale Schraffur = Absinken.

Ströme (*«fleuves de glace»* nach A. BAUER (11, S. 14—15) küstenwärts verfrachtet wird.

In einem gewissen Stadium des Zuwachses an der Firnoberfläche erreicht der statische Druck eine solche Höhe, dass sich zunächst in den untersten, am wenigsten kalten Schichten des Inlandeises längs gewisser Flächen die Moleküle parallel anordnen und so Gleitflächen entstehen. Unterstützt durch die Reibungswärme, die die Beweglichkeit erhöht und die Bildung weiterer Blaubänder erleichtert, erfährt das Inlandeis einen rasch zunehmenden, auf dem Höhepunkt den gleichzeitigen Schnee-Auftrag an der Oberfläche weit übertreffenden Aderlass, der sich, wenn nicht in einem Vorstoss, so doch im Stehenbleiben der Gletscherfronten ausprägen wird.

Ist das Spiel dank der »geschmierten« Gleitflächen erst einmal in vollem Gang, so wird das Inlandeis weit stärker abnehmen, als dem, in Abb. 3 gestrichelt angedeuteten Gleichgewichtszustand für kaltes Inlandeis ohne Gleitflächen entspricht, siehe Abb. 3, Figur 2. Aber dieser Vorgang findet sein Ende dadurch, dass die auch während der schnellsten Eisbewegung noch vorhandene Reibung schliesslich durch den verringerten statischen Druck der Eis- und Firnmasse nicht mehr überwunden werden kann, sodass die ausfliessende Bewegung mehr oder weniger zum Stillstand kommt und (als einzige, ad hoc eingeführte Hypothese) die Gleitflächen selbst degenerieren; dabei werden selbstverständlich die schwächer gefütterten Gletscherzungen stärker zurückweichen.

Jetzt überwiegt für Jahre oder Jahrzehnte wieder der Auftrag; er wird die theoretische Gleichgewichtsfigur des Inlandeises aufs neue überschreiten, bis wiederum das Stadium 3,1 erreicht ist und derselbe Zyklus aufs neue beginnt.

Unter den tatsächlichen Verhältnissen mag sich dieser Vorgang mannigfaltig variieren. So wird der Umstand, dass das Einzugsgebiet des Jakobshavner Eisstromes (5, Fig. 40) weit über die geometrische Mitte des Inlandeises nach Osten hinüberreicht, sich dahin auswirken, dass sich auch die Eisscheide im Laufe der Jahrhunderte nach Osten verschiebt; deren heutige asymmetrische Lage hätte also nicht von Anfang an bestanden, was zu berücksichtigen wäre, wenn die erste Bildung des Inlandeises aus Schneewehengletschern an der Westflanke der ostgrönländischen Randberge abgeleitet wird.

Da mit dem Schnee-Auftrag zugleich auch die jeweilige Lufttemperatur den dadurch gebildeten Firnschichten aufgeprägt wird, werden sich diesem geschilderten Normal-Vorgang die säkularen Temperatur-Änderungen überlagern; denn mit zunehmender Temperatur wird die Schubfestigkeit des Firms und Eises verringert und unter sonst gleichen Umständen die Bildung von Gleitflächen in den wärmsten Lagern erleichtert. Wäre eine allgemeine Erwärmung des Inlandeises auf diese Weise anzunehmen, so würde sich die Amplitude des gedachten Vorganges verringern, d. h. die Verstärkung des Eis-Ausstosses schon bei geringerem Schnee-Auftrag in Gang kommen. Gleichzeitig würde sich, — gleichbleibenden Auftrag an der Oberfläche vorausgesetzt, — auch die Länge der Periode verkürzen. —

Diese, wegen der Ungenauigkeit unserer heutigen Unterlagen über die Bewegung der grönländischen Gross-Gletscher naturgemäss fragmentarischen Andeutungen hätten ihren Zweck erfüllt, wenn sie die dänische und internationale Geophysik zu Massnahmen veranlassten, um sowohl die Gletscherzustände in Küstennähe, wie auch die geophysikalischen Verhältnisse in der Mitte Grönlands mit mindestens gleichbleibender Messgenauigkeit für die folgenden Jahrzehnte fest-

zustellen¹⁾. Die säkulare Bedeutung aller geophysikalischen Messungen auf und am Inlandeise wurde ja bereits von ALFRED WEGENER (19) in seinem heute noch aktuellen Plan einer Inlandeis-Expedition nach Grönland von 1928 hervorgehoben, wo er unter Zif. 2 feststellt, dass es mittels barometrischer Höhenmessung »nicht möglich ist, bei späterer Wiederholung der Messung ein zuverlässiges Urteil zu gewinnen, ob die Höhe des Inlandeises im Wachsen oder im Abnehmen begriffen ist. Wird dagegen die Höhe des Inlandeises . . . auf trigonometrischem Wege ermittelt, so ist damit eine Genauigkeit von schätzungsweise 10 m zu erreichen, was für die genannte Frage ausreichend ist.« Wie der folgende klimatologische Anhang zeigt, ist ja auch wenigstens für gewisse Zeiträume ein Gleichgang zwischen Klima und Gletschertätigkeit nicht ganz ausgeschlossen. Neben Durchforschung der Literatur und der Archive nach etwa existierenden, weiteren Frontbeobachtungen vom Jakobshavns Isbræ²⁾ erscheint die möglichst häufige, photographische Aufnahme dieses und anderer grönländischer Gross-Gletscher wichtig, die zweifellos auch Aufschlüsse über die individuelle Art der Kalbung liefern wird. Verf. konnte z. B. im Sommer 1929 am Kangerdlugssuaq (71,4° N.) beobachten und photographieren, wie sich an dessen Front zwei grosse Eisberge ablösten, die, ohne abzustürzen oder zu kentern, in ihrer ursprünglichen Lage durch den Inlandeiswind und den Ablationsstrom in den Fjord hinausgetrieben wurden, — was auch für den ähnlich flach in den Fjord mündenden Jakobshavns Isbræ wahrscheinlicher ist, als die angebliche, auf S. 56 wiedergegebene Beobachtung.

¹⁾ "Année Géophysique Internationale 1957–58, Comité Special du Conseil Internat. des Unions Scientifiques (CSAGI), Bruxelles 7–14 Septembre 1955. Recommendation: Objet: Observations continues à la station centrale du Groenland.

Le groupe de travail de Glaciologie reconnait l'importance de la proposition faite par le Dr. J. GEORGI, datée du 31 juillet 1955, portant sur l'organisations continues faites à intervalles réguliers dans la région de la Station Centrale du Groenland des Expéditions Polaires Françaises (oder Eismitte I—III. G.)

Il recommande au Comité National danois pour l'AGI de prendre cette proposition en considération. Dans le cas où il serait impossible aux scientifiques danois d'assurer les observations proposées, le groupe de travail recommande que considération soit prise de permettre à une autre organisation autorisée à travailler au Groenland, de continuer ces observations. Ce programme pourrait être entrepris par l'Expédition Glaciologique Internationale projetée par la Commission des Neiges et des Glaces et les Expéditions Polaires Françaises à l'occasion de l'AGI. Ces observations assureraient la continuation de celles commencées dans cette région par l'Expédition Wegener 1930—31 et par les Expéditions Polaires Françaises de 1949 à 1951. Il est de plus recommandé à la Commission des Neiges et des Glaces, en coopération avec les autorités danoises de faire assurer la continuation de ces observations après la période couverte par l'AGI.

²⁾ So soll eine amerikanische Expedition im Sommer 1954 sogar eine Kalbung des Jakobshavns Isbræ vom Hubschrauber aus photographiert haben. Als Geograph und Photograph wird Stud. Rat P. Diebold aus Viernheim genannt, doch konnte leider nichts näheres erfahren werden.

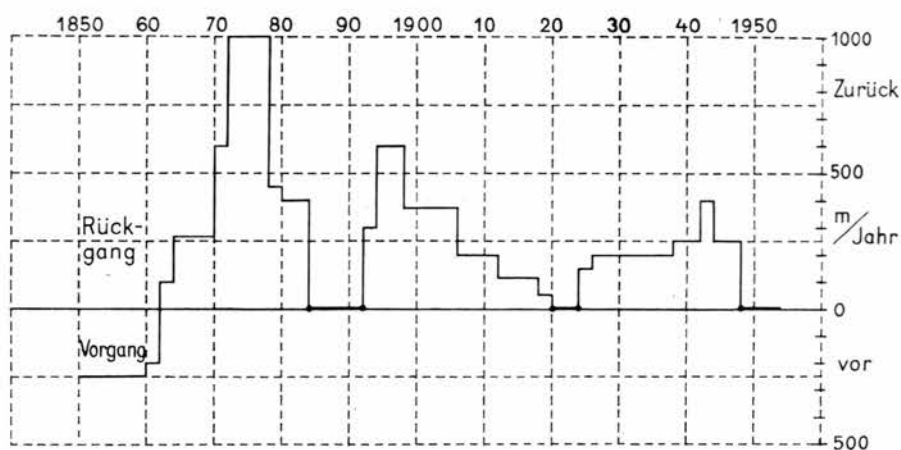


Abb. 4. Vor- und Rückzugs-Geschwindigkeit des Jakobshavns Isbræ in m/Jahr, 1850—1954.

Klimatologischer Anhang.

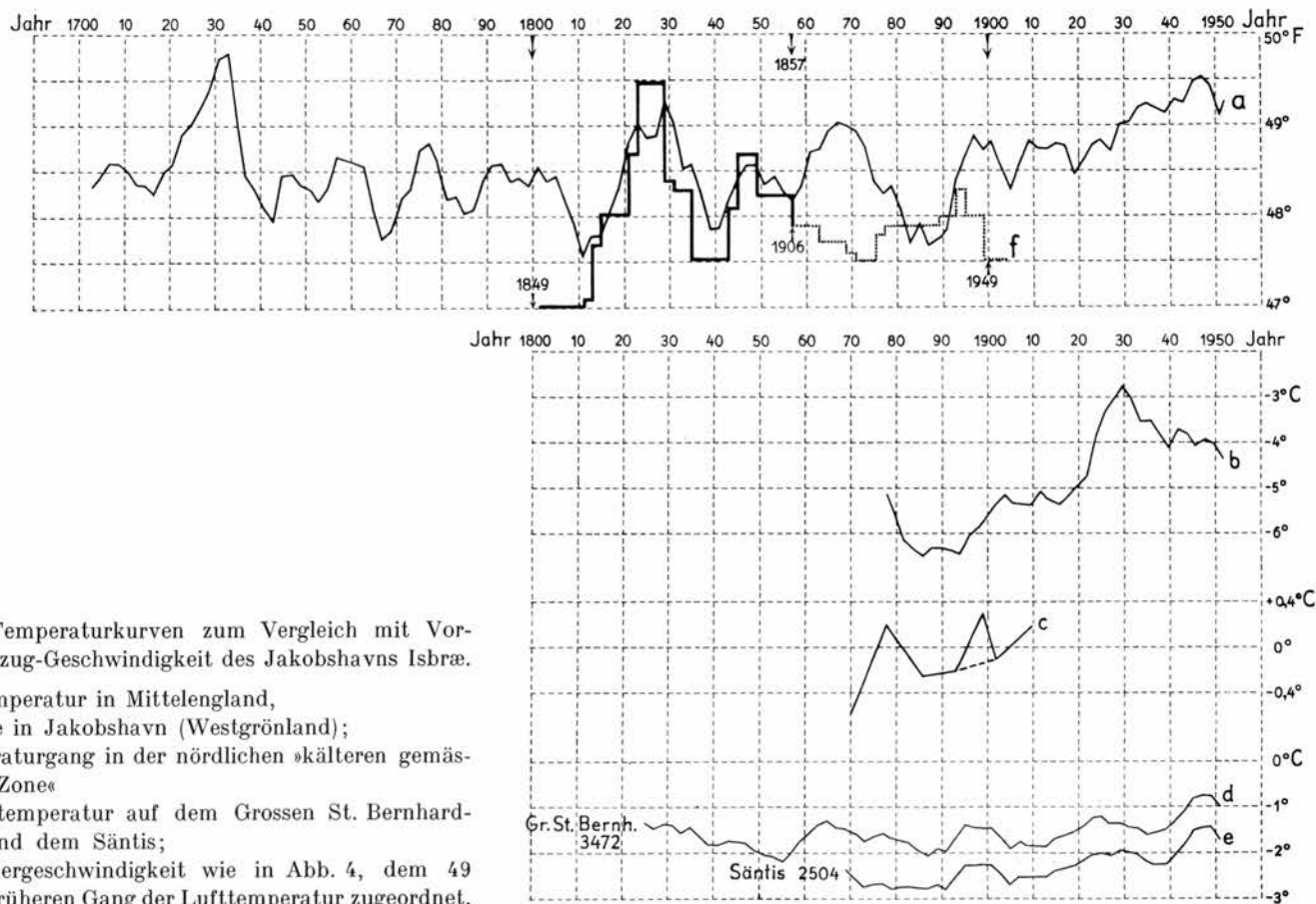
Zum besseren Vergleich der Gletscherbewegungen mit den Temperaturänderungen wurde aus Abb. 2 die Änderungsgeschwindigkeit der Gletscherfront bestimmt (— bedeutet Vorrücken, + Rückgang, 0 Stillstand), woraus sich die folgende Tabelle und deren Darstellung in Abb. 4 ergibt:

Jahr.....	1850/60	60/62	62/64	64/70	70/72	72/78	78/80	80/84
km	— 2,5	— 0,4	+ 0,2	1,6	1,2	6,0	0,9	0,8
m/Jahr ...	— 250	— 200	+ 100	270	600	1000	450	200
Jahr.....	84/92	92/94	94/98	1898/1906	06/12	12/18	18/20	20/24
km	0	0,6	2,4	3,0	1,2	0,7	0,1	0
m/Jahr ...	0	300	600	375	200	110	50	0
Jahr.....	24/26	26/38	38/42	42/44	44/48	48/54		
km	0,3	6,0	1,0	0,8	1,0	0		
m/Jahr ...	150	200	250	400	250	0		

Das Vorzeichen in Abb. 4 ist so gewählt, dass die Spitzen, also die Perioden mit starkem Rückgang, mit den Höchstwerten der Temperaturkurve in Beziehung gesetzt werden können.

In Abb. 5 sind folgende Temperaturkurven dargestellt:

a) Lufttemperatur über Mittel-England nach G. MANLEY (17); aus dessen homogenisierter Reihe der Jahresmittel 1698—1952 (handschriftlich ergänzt bis 1957) wurden übergreifende Zehnjahrs-Mittel für jedes zweite Jahr berechnet, von 1799—1808 bis 1847—56, jeweils bezogen auf die Intervall-Mitte von 1803 bis 1951. Obwohl die Frontbeobachtungen in Grönland erst 1850 beginnen, wurde diese Temperaturkurve



in voller Länge wiedergegeben, um dem Leser selbst ein Urteil über irgendwelche Parallellisierungs-Möglichkeit zu erlauben.

b) Lufttemperatur von Jakobshavn (W.-Grönland 69°13' N.) 1873—1957. Die übergreifenden Zehnjahres-Mittel wurden berechnet von Herrn Richard Lange vom Seewetteramt Hamburg und dankenswerter Weise aus dem Manuskript einer im Druck befindlichen Arbeit zur Verfügung gestellt. Zur weiteren Glättung unwichtiger, kleiner Zacken wurden die Werte zweier, aufeinander folgender Jahre zu einem Mittelwert zusammengefasst, sodass die wiedergegebene Kurve, ebenso wie a, d und e die übergreifenden Zehnjahres-Mittel für je zwei folgende Jahre darstellt.

c) Mittlere Lufttemperatur für den nördlichen »kälteren gemässigten Gürtel« von 1870—1910 nach W. KÖPPEN 1914 auf Grund der Berechnungen von J. MIELKE 1913, entnommen aus HANN, J. v. Hdb. d. Klimatologie, 4. Aufl. v. K. Knoch Stuttgart 1932, Bd. 1 Teil 6 S. 400, Abb. 25. Die dortige Zeichnung wurde für unseren Zweck graphisch ausgeglichen. Punktiert ist der abweichende Kurvenverlauf für den »kalten Gürtel« angedeutet, dem der Höchstwert bei 1900 fehlt.

d) und e) Lufttemperatur vom Grossen St. Bernhard (2472 m) und vom Säntis (2504 m) in den Walliser bzw. Appenzeller Alpen für 1821—1956 bzw. 1864—1956. Die Jahresmittel wurden mir freundlicher Weise von Herrn Dr. H. v. RUDLOFF, Freiburg i. B. zur Verfügung gestellt; ich berechnete die übergreifenden Zehnjahresmittel für jedes zweite Jahr.

f) Schliesslich wurde die Geschwindigkeitskurve der Gletscherbewegung aus Abb. 4 willkürlich verschoben unter Kurve a) eingezeichnet, was im Text näher ausgeführt ist.

Zunächst soll die Zusammenstellung mehrerer langer Temperaturreihen, die durch andere lange Reihen, wie diejenige von Prag, Berlin oder New Haven beliebig hätte erweitert werden können, lediglich dartun, dass diese Reihen in ihren wesentlichen Eigenarten übereinstimmen. Dass sich häufig Abweichungen im kleinen finden, ist nur zu erwarten, da sich die langsamen Wechsel zwischen verschiedenen Zirkulationsformen örtlich verschiedenartig auswirken müssen. Man wird sich daher nicht daran stossen dürfen, dass sich etwa der Beginn einer Richtungsänderung zeitlich verschiebt, oder dass die Amplituden nicht übereinstimmen, ja dass irgend ein Buckel oder Tal hier gut ausgebildet ist, dort aber fast ganz verschwindet. Oft zeigt sich die Übereinstimmung nur an den Wendepunkten der Kurven. Auch zonale Unterschiede machen sich bemerkbar, wie dies bereits oben anlässlich der Köppen'schen Kurven c) erwähnt wurde, wobei in der nördlichsten Zone ein in der südlich benachbarten Zone gut ausgeprägtes Maximum kurz vor dem Jahre 1900 ganz fehlt.

Da leider die Temperaturkurve von Jakobshavn nicht weit genug zurückreicht, halten wir uns hiernach für berechtigt, die Manley'sche Temperaturkurve für Mittel-England zum Vergleich mit der Kurve der Geschwindigkeitsänderungen des Jakobshavns Isbræ zu benutzen. Wir haben also in der Temperaturkurve eine Sequenz zu suchen mit Wärmetälern in den Jahren 0, 33, 67 und 97, und mit Wärmebuckeln in den Jahren 20, 41 und 89, zugleich mit langsamem Abfall vom mittleren und langsamem Anstieg zum jüngsten Höchstwert. Würden wir dann noch finden, dass die Wärmebuckel, entsprechend dem Gletscher-Diagramm, jedes Mal niedriger werden, so wäre die Annahme eines realen Zusammenhanges nicht unbegründet.

Freilich ist schon die letztgenannte Bedingung absteigender Höchstwerte der Temperatur nicht zwingend, solange wir über die Gletscheränderungen noch so gut wie nichts wissen. Denn falls eine Temperatureinwirkung zur Hauptsache an der Gletscherzunge angreift, was erkennbar sein würde an einem verh. geringen, zeitlichen Nachhinken der Gletscherbewegung, könnte diese bei gleichen Temperatur-Höchstwerten immer geringer beeinflusst werden, je kürzer die Gletscherzunge inzwischen geworden ist, siehe unsere Abb. 1. Ferner darf man nicht aus dem Auge verlieren, dass unsere Gletscherkurve auf recht wenigen Einzelbeobachtungen beruht, sodass ihr tatsächlicher Verlauf noch weitere, uns unbekannte Schwankungen enthalten haben kann.

Der Vergleich der Temperatur- und Gletscherkurve fällt enttäuschend aus: Es findet sich in der ganzen, englischen Temperaturreihe keine Entsprechung zu unseren vier Wärmetälern und drei-buckeln. Die einzige, teilweise Vergleichbarkeit entstand, wenn die Gletscherkurve um 49 Jahre nach links verschoben wurde, d. h. bei einem angenommenen Nachhinken des Gletschers gegen die Temperatur von 49 Jahren. In dieser Lage ist in Abb. 5 die Gletscherkurve gestrichelt eingezeichnet. Das stärkste Vorrücken des Gletschers in bekannter Zeit (um 1860) trifft dann zusammen mit dem tiefsten Wärmetal der ganzen Manley-Reihe (1811), und ebenso der stärkste Rückgang 1870—80 mit dem höchsten, vor 1935 beobachteten Wärmebuckel, und so fort. Leider ist aber diese schöne Übereinstimmung bereits nach 60 Jahren zu Ende, sodass das Urteil wohl auf »zufällige Übereinstimmung« lauten muss, selbst wenn man nicht ausschliessen kann, dass der so »störende« Wärmebuckel in England um 1870 in nördlicheren Breiten vielleicht nicht aufgetreten sein mag.

Bei der Suche nach weiteren, vergleichbaren Temperaturreihen fand sich ein Beispiel, woran sich die besonders von J. Bartels-Göttingen mehrfach ausgesprochene Warnung vor unberechtigten Parallelisierungen exemplifizieren lässt. In einer ausgezeichneten Studie über Temperaturschwankungen bringt G. LILJEQUIST (18) einerseits eine Kurve

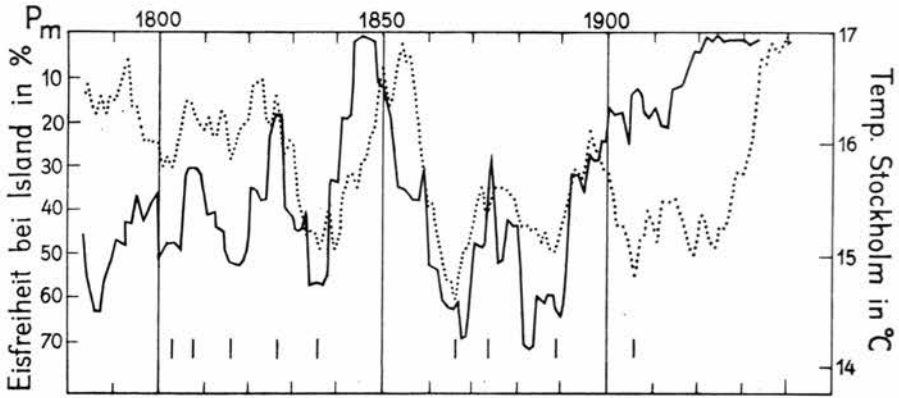


Abb. 6. Eisfreiheit bei Island (—) und Sommer-Mitteltemperatur der Luft in Stockholm (....) in zehnjährigem übergreifenden Mittel. Erklärung unten.

der Eisverhältnisse um Island von G. HOVMÖLLER, andererseits eine solche der Lufttemperatur in Stockholm, beide in Gestalt übergreifender Zehnjahrs-Mittel. Auf den ersten Blick scheinen beide Kurven bis in Einzelheiten so genau übereinzustimmen, wie man es sich nur wünschen kann, um eine reale Abhängigkeit zu beweisen. Zeichnet man beide Kurven übereinander, so ergeben sich in Abb. 6 nicht weniger als 9 unzweifelhafte Übereinstimmungen, die durch kleine Striche unter den Kurven angedeutet wurden. Aber gerade bei der um 1850 beobachteten, höchsten Spitze sowohl der Eisfreiheit bei Island wie der Temperatur in Stockholm für die 150 Jahre zwischen 1780 und 1930 tritt das Optimum der Eisfreiheit etwa 5 Jahre vor demjenigen der Temperatur ein! Bringt man dagegen durch seitliches Verschieben die beiden markanten Höchstwerte zur Deckung, so fallen offensichtlich alle anderen, früher gefundenen Übereinstimmungen fort. Es bedarf jedenfalls eingehender Untersuchungen, um etwa nachzuweisen, dass gerade und allein die beiden Höchstwerte auf einem ganz anderen, physikalischen Zusammenhang beruhen, als die zahlreichen, übrigen Übereinstimmungen, doch würde dies den Rahmen und Zweck dieser Darstellung überschreiten.

Auf jeden Fall hat auch dieser Versuch es als höchst wünschenswert gezeigt, dass alle zuverlässigen, langen Messreihen über Luft- und Wassertemperatur an einer, international bestimmten Stelle gesammelt, fortlaufend auf den neuesten Stand ergänzt und auf Anfrage mitgeteilt werden möchten. Das Gleiche gilt für Frontbeobachtungen von Gletschern und anderen säkularen, geophysikalischen Messwerten, für Jahresringbeobachtungen usw. Diese Messwerte dürften auf das 19. und 20. Jahrhundert beschränkt sein; ihre Bearbeitung, zwischen der aktuellen Klimatologie und der Paläoklimatologie, würde etwa der Stellung der Mittelfrist-Synoptik entsprechen zwischen der aktuellen und Langfrist-Synoptik, und würde ein wichtiges Arbeitsgebiet sui generis darstellen.

SCHRIFTTUM

1. MELDGAARD, F. in: LARSEN, HELGE & J. MELDGAARD: Paleo-Eskimo-Cultures in Disko Bugt, West Greenland. Medd. om Grønland, Bd. 161, Nr. 2. København 1958. (Fig. 9).
2. MELDGAARD, J.: Grønlændere i tre tusinde år (Grönländer in 3000 Jahren). Zeitschr. »Grønland« Nr. 4, April 1958, S. 128 (Det Grønlandske Selskab, Charlottenlund, Dänemark).
3. WEIDICK, A.: Gletscherændringer i Grønland og Europa i historisk tid (Gletscheränderungen in Gr. u. Eur. in histor. Zeit). Ebenda, Fig. 4, S. 143.
4. WEGENER, A.: Mit Motorboot und Schlitten in Grønland. Bielefeld & Leipzig 1930.
5. HOLTZSCHERER, J.-J. & A. BAUER: Contribution à la connaissance de l'Inlandsis du Grønland. Communications présentées à la Xe Ass. Gén. de l'Union Géodésique et Géophysique Int. à Rome Sept. 1954. Expéditions Polaires Françaises. Paris 1954.
6. HOFMANN, W.: Die Internat. Glaziologische Grønland-Expedition 1959—60. Naturwissenschaftliche Rundschau. H. 5 Mai 1958, S. 169—175.
- 6a. FINSTERWALDER, R.: Polarforschung und Internationale Glaziologische Grønland-Expedition 1957/60. Sitz.-Ber. Bayerische Akad. d. Wiss., Math.-Naturw. Kl. 4. 7. 1958, München 1958. S. 37—50.
- 6b. LICHTE, H. Internationale Glaziologische Grønland-expedition 1958/59. Zeitschr. f. Vermessungswesen Jg. 82 H. 1/3 1957, 7 S., ausführl. Lit.
- 6c. HAEFFEL, R.: Die Internationale Glaziologische Grønlandexpedition 1957—1960. Schweizerische Bauzeitung 77, H. 29, 16. Juli 1959, 6 S.
7. KOCH, J. P. & A. WEGENER: Wissenschaftl. Ergebnisse der Dänischen Expedition nach Dronning Louises-Land usw. 1912—13, Abt. I (Medd. om Grønland, Bd. 75). København 1930. (Fig. 218, S. 387).
- 7a. ENGELL, M. C.: Undersøgelser og opmaalinger ved Jakobshavn Isfjord, Medd. om Grønland, Bd. 26, København 1904; derselbe: Beretninger om undersøgelser af Jakobshavn Isfjorden usw. 1903—04. Ebenda, Bd. 34, København 1910.
8. SORGE, E.: Die Geschwindigkeit und Frontlage des Eisstroms von Jakobshavn; in: Wissenschaftl. Ergebnisse d. Deutschen Grønland-Exp. Alfred Wegener's 1929 & 1930—31, Bd. IV: 2. Leipzig 1939. S. 356—362.
9. SORGE, E.: Die Arktis, Teil VIII von: Handbuch d. Geograph. Wissensch. hsg. v. F. KLUTE, Heft 16 u. 17. (Taf. 29 bei S. 520).
10. RUTHE, K.: Betrifft: »Deutsche Grønland-Expedition 1954, Expeditionsleiter R.-G. JAECKEL,« Wiesbaden. Sonderdruck aus »Polarforschung« (Kiel, Archiv f. Polarforschung 1955) ersch. Febr. 1956, 4 S.
- 10a. NORDENSKJÖLD, A. E.: Redogörelse för en Expedition till Grønland, År 1870. Öfversigt af Kongl. Vetenskaps-Akad. Förhandlingar 1870, No. 10. Stockholm 1871, S. 1019—1022.
11. BAUER, A.: Le glacier de l'Eqé. Expéditions Polaires Françaises VI, Glaciologie Grønland, Vol. II. Paris 1955.

600/34

12. HEUBERGER, J.-Ch.: Forages sur l'Inlandsis. Ebenda Vol. I. Paris 1954.
 GEORGI, J.: Temperatur- u. Dichtemessungen des grönländ. Inlandeises. Rapp. sci. des Exp. Pol. Françaises N. IV, 4. Annales de Géophys. T. 12, No. 1. 1956, S. 102—110. Derselbe: Nord-Grönland. Die Forschungen der Brit. Nordgrönl.-Exp. 1952—1954. »Erdkunde«, Archiv f. Wiss. Geographie, Bd. 12, H. 1. (Bonn) 1958. S. 51—61.
- LOEWE, F.: Remarques concernant des mesures de température et d'accumulation sur l'Inlandsis Groenlandais. Ann. de Géophys. T. 13, No. 2 1957, S. 158—159.
13. WEICKMANN, L.: Die Erwärmung der Arktis. Veröff. d. Deutschen Wiss. Inst. zu Kopenhagen Reihe I: Arktis, Nr. 1. Berlin 1942. 17 S.
14. HANN, J. v. & K. KNOCH: Handbuch d. Klimatologie, 4. Aufl. Stuttgart 1932: Bd. 1, Allg. Klimalehre, Teil 6: Klima-Änderungen, spez. S. 399—403.
15. Der »Firnstoß« als glaziologisches Problem bei DE QUERVAIN, A. u. a.: Ergebnisse der Schweizerischen Grönlandexpedition 1912—13. Denkschr. d. Schweiz. Naturf. Ges. Bd. 53, Zürich 1920, S. 97, 99.
 KOCH, J. P. (& A. WEGENER): Durch die Weisse Wüste. Berlin 1919, S. 195, 199—200. Die Dänische Forschungsreise quer durch Nordgrönland 1912—13. GEORGI, J. Im Eis vergraben. Erlebnisse auf Station »Eismitte« der letzten Grönland-Expedition Alfred Wegeners. München 1933 ff., S. 103; erweiterte Neuausgabe. Leipzig 1955. S. 168—169.
- SORGE, E. Der Firnstoss. Teil IV der »Glaziologischen Untersuchungen in Eismitte«. Wiss. Erg. d. Deutschen Grönland-Expedition Alfred Wegener's 1929 u. 1930—31, Bd. III. Leipzig 1935. S. 166—174.
- LOEWE, F. Über den Firnstoss im Grönländischen Inlandeis. Zeitschr. f. Gletscherkunde & Glazialgeologie (Innsbruck) Bd. 3, 1956. S. 253—255.
16. LEWIS, W. V.: Glacial movement by rotational slipping. »Glaciers and Climates«, Festschrift für H. W. AHLMANN. Stockholm 1949, sowie: Geografiska Annaler 1949, H. 1—2. S. 149 u. 157.
- 16a. SELIGMAN, G. Research on Glacier Flow. An historical outline. Ebendort S. 228—238.
17. MANLEY, GORDON: The mean temperature of central England, 1698—1952. Quarterly Journal of the R. Met. Soc. (London). V. 79, No. 340, 1953, S. 242—261.
18. LILJEQUIST, G. H.: On Fluctuations of the summer mean temperature in Sweden. Lit. wie Nr. 16, S. 164—165.
19. WEGENER, ALFRED: Denkschrift über Inlandeis-Expedition nach Grönland. »Deutsche Forschung«, Heft 2. Denkschriften über Gemeinschaftsarbeiten. Verlag der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft, Berlin 1928. Wörtlicher, vollständiger Abdruck als Anhang I (in 15 c), Münchener Ausgaben 1933—38. Sie ist nicht identisch mit einem durch sie in wesentlichen Punkten überholten »Plan einer Inlandeisexpedition nach Grönland« in: »Wiss. Erg. d. deutschen Grönlandexpedition A. Wegener's«. Bd. I, 3—9, und ist im wissenschaftlichen Expeditionswerk bedauerlicher Weise nicht enthalten.
20. RUDLOFF, H. v. und H. TRENKLE: Beiträge z. langfristigen Witterungsvorhersage. Abhandlungen des Badischen Landeswetterdienstes (Freiburg/B.) 1950. 76 S. mit umfängl. Lit.