

- HESSE, W.: Grundlagen der Meteorologie für Landwirtschaft, Gartenbau und Forstwirtschaft. Leipzig 1966.
- HEYER, E.: Witterung und Klima. Eine allgemeine Klimatologie. Leipzig 1972.
- JOSHI, T. R.: Toward Computing Factor Scores. In: Adams, W. und F. Helleiner (Hrsg.): International Geography 1972, Bd. 2, Toronto und Buffalo, 1972, S. 906–908.
- MCBOYLE, G. R.: Factor Analytic Approach to a Climatic Classification of Europe. In: Clim. Bull. 12, McGill University Montreal, 1972, S. 1–11.
- PARKES, D. N.: Formal Factors in the Social Geography of an Australian Industrial City. In: Australian Geogr. Studies 11, 1973, S. 171–200.
- PUDLATZ, H.: Zur Transformation der Variablen bei mangelnder Normalverteilung. In: Giese, E. (Hrsg.): Symposium „Quantitative Geographie“, Gießen 1974. = Gießener Geogr. Schriften, H. 32, 1975, S. 29–33.
- Reichsamt für Wetterdienst (Bearb.): Klimakunde des Deutschen Reiches, Bd. II, Tabellen. Berlin 1939.
- RINGLEB, F.: Die thermische Kontinentalität im Klima West- und Nordwest-Deutschlands. In: Met. Rdsch. 1, 1948a, S. 87–95.
- : Die hygrische Kontinentalität im Klima West- und Nordwest-Deutschlands. In: Met. Rdsch. 1, 1948b, S. 276 bis 282.
- STEINER, D.: A Multivariate Statistical Approach to Climatic Regionalization and Classification. In: Tijdschrift van het Koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap Amsterdam, 89, 1965, S. 329–347.
- STELLMACHER, R.: Einige Methoden der statistischen Analyse, angewandt auf das Problem der Klimaklassifikation = Abh. Met. D. DDR 99, Bd. XIII, 1971.
- ÜBERLA, K.: Faktorenanalyse. Berlin, Heidelberg, New York 1968.

PERMAFROST IM PERIGLAZIALEN WESTGRÖNLAND

Mit 9 Abbildungen (z. T. als Beilage IX) und 2 Photos

GERHARD STÄBLEIN

Summary: Permafrost in the periglacial area of Western Greenland

The formation and distribution of permafrost is illustrated by examples from the environs of Holsteinsborg (66°56' N / 54°20' W) and Jakobshavn (69°13' / 51°03' W) in Western Greenland. The ecological and climatic conditions are discussed. Beneath the summer thaw layer, both areas show in places permanently frozen soil below depths of 20 and 130 cm respectively.

Field studies have shown that in both areas the local petrographic, edaphic and ecological conditions are more important for the occurrence or cessation of permafrost than the regional climatic differences between the two areas. The area of continuous permafrost first begins on the coast further north near Upernavik (72°47' N).

Two GGU stations with series of ground temperature measurements covering several years are used to illustrate the differences in temperature distribution by means of pedothermoisopleths. The correlation to the parameters of modal temperatures and snow covering is investigated.

Die Umweltbedingungen in den eisfreien Polargebieten werden bestimmt durch die jeweiligen Verhältnisse des Bodenfrostes, die entscheidend sind für die Wirkungen der geomorphologischen Prozesse und auch der ökologischen Eingriffe durch moderne technisch-wirtschaftliche Nutzung, die in den hohen Breiten heute an vielen Stellen geschieht. Obwohl seit Jahren der mit der Auftauschicht über Permafrost verbundene periglaziale Formenschatz Gegenstand zahlreicher geomorphologischer Untersuchungen war, ist das Wissen über den Mechanismus und das System des Bodenfrostes im einzelnen noch immer lückenhaft. Die Terminologie und Aussagen gehen oft weit auseinander (vgl. WASH-

BURN 1973, 15ff.). Während aus Sibirien (BARANOV 1959 u. a.), Alaska (PEWE 1971 u. a.) und Kanada (BROWN 1960 u. a.) z. T. sehr detaillierte lokale Untersuchungen vorliegen, fehlen aus weiten Räumen jegliche genaueren Beobachtungen. Daher ist eine allgemeine, systematische Beurteilung noch immer hypothetisch. Dies schlägt sich z. B. in einer vergleichenden weltweiten Betrachtung des Bodenfrostphänomens nieder. Für die Verbreitung von Permafrost auf der Erde, d. h. von ganzjährig gefrorenem Untergrund, schwanken die Angaben zwischen 14% (SHUMSKII 1964, GRAVE 1968, 48) und 26% (BLACK 1954, 838; STEARNS 1966, 9) der Festlandflächen.

1. Permafrost in Westgrönland

Bereits auf den ersten Verbreitungskarten von BLACK (1950, 275) wird Grönland zum Bereich mit Permafrost gezählt, wobei die Grenze des kontinuierlichen Permafrostes in Westgrönland erst nördlich von 70° N eingetragen wurde.

In der jüngeren Literatur (WEIDICK 1968, 73) wird die Grenze wohl aufgrund anderer Ableitungen aus den verfügbaren Lufttemperaturwerten in Westgrönland weiter südlich angesetzt. Holsteinsborg nämlich (66°56' N) wurde noch zum Bereich mit diskontinuierlicher Permafrostverbreitung gerechnet, während Jakobshavn (69°13' N) danach bereits zum Bereich mit kontinuierlichem Permafrost gehört (vgl. Abb. 1).

1974 konnten wir während geomorphologischer Untersuchungen in Westgrönland auch den für die Mor-

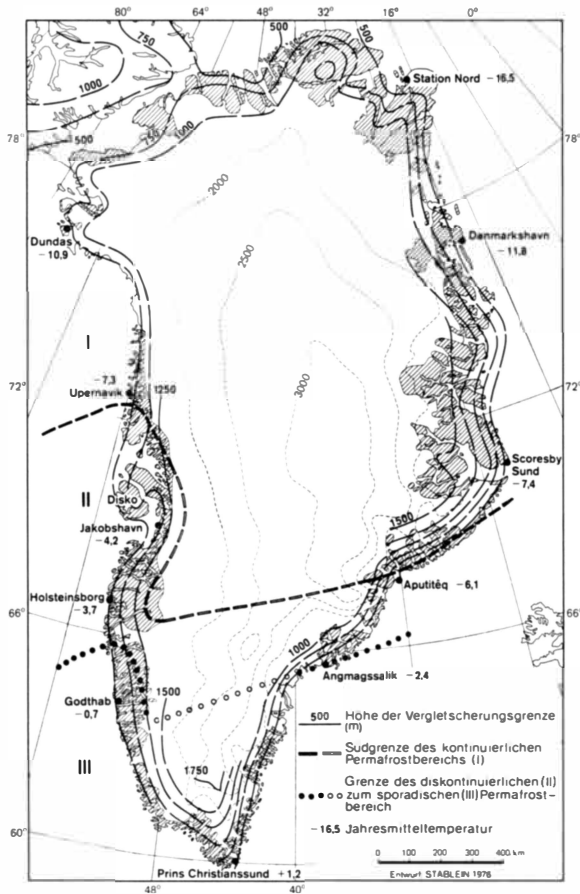


Abb. 1: Verbreitung des Permafrostes und Höhe der Vergletscherungsgrenze in Grönland (Nach Angaben von WEIDICK 1968: 73, ØSTREM 1974: 232, PUTNINS 1970, MfG 1970, 1976 und eigenen Beobachtungen)

Distribution of permafrost and elevation of glacial boundary in Greenland (According to details in WEIDICK 1968: 73, ØSTREM 1974: 232, PUTNINS 1970, MfG 1970, 1976 and own observations)

phodynamik so entscheidenden Fragen des Auftretens von Permafrost und der Ausbildung der „aktiven Schichten“, der sommerlichen Auftauschicht (tauktiv) und der jahreszeitlichen Thermovarianschicht (thermoaktiv) nachgehen (vgl. Abb. 2).

II. Beobachtungen zur Bedeutung und zum Ausmaß des Permafrostes

Alle rezenten morphodynamischen Prozesse des periglazialen Bereichs konzentrieren sich auf die aktiven Schichten insbesondere des sommerlichen Auftaubodens. Dies führt auch zu einer zeitlichen Einengung

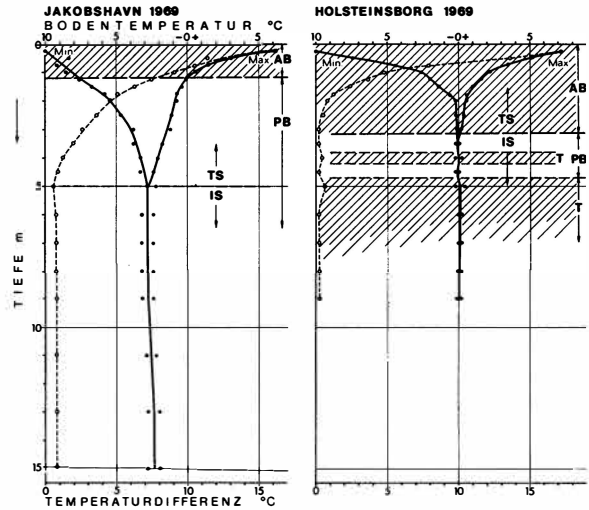


Abb. 2: Thermische Variabilitätsprofile und Gliederung des Permafrostprofils für die Stationen Jakobshavn ($69^{\circ} 13' N / 51^{\circ} 03' W$) und Holsteinsborg ($66^{\circ} 56' N / 54^{\circ} 20' W$) AB = Auftauboden, PB = Permafrostboden, T = Talík, TS = thermoaktive Schicht, IS = isotherme Schicht

Thermal variability profiles and classification of the permafrost profile for the stations Jakobshavn ($69^{\circ} 13' N / 51^{\circ} 03' W$) and Holsteinsborg ($66^{\circ} 56' N / 54^{\circ} 20' W$) AB = thaw layer, PB = permafrost, T = talík unfrozen body), TS = thermoactive layer, IS = isothermal layer

der morphologischen Wirksamkeit. Unter der Auftauschicht gibt es in Westgrönland sowohl in der Umgebung von Holsteinsborg als auch von Jakobshavn große Areale, in denen permanente Bodengefrorenis im oberflächennahen Bereich auftritt. Dort erreicht man bei 20 bis 130 cm Tiefe die Permafrostoberfläche. Nach Bohrungen der Grönländischen Technischen Organisation (GTO) reicht der Permafrost in der Umgebung von Jakobshavn z. B. auf der 50-m-Terrasse östlich der Stadt von 50 cm unter Flur bis zu einer Tiefe von 750 cm. In der Nachbarschaft wurde auf der 70-m-Terrasse des Sermermiuttales 11 m nicht gefrorenes, marines Feinmaterial durchbohrt.

In den Felsregionen mit meist dunkler Oberfläche und dadurch zeitweilig hoher Oberflächenerwärmung im Sommer und hoher Wärmeleitfähigkeit des Gesteins wurde bisher weder permanent gefrorener Untergrund beobachtet, noch die Nullgradgrenze im Fels bestimmt.

Die geomorphologische Aktivität, die durch Winterfrost und Sommerauftau über Permafrost erzeugt wird, zeigt sich am deutlichsten durch die Frostschutthänge und die Solifluktion sowie durch die in Westgrönland nur gelegentlich auftretenden Frostmusterformen wie Steinringe, Mudpits und Palsen. An ihnen läßt sich am klarsten zeigen, wie kleinräumig die Ausmaße der Auftauschicht und des Permafrostes wechseln (vgl. STÄBLEIN 1970, 1971, 1976, 1977).



Photo 1: Palsen bei Jakobshavn auf einer marinen 40-m-Terrasse; die Aufgrabung zeigt die aufgewölbte Permafrosttafel (Photo: Aug. 1974)

Palsas near Jakobshavn on a marine 40 m terrace. The excavation shows the arches-up permafrost table

In einem Palsen auf der 40-m-Terrasse bei Jakobshavn war im August die Permafrosttafel parallel zur Oberfläche des 60 cm hohen und 200 cm breiten Torfhügels aufgewölbt (Photo 1). Die Tiefe der scharfen Grenze zum Permafrost mit zahlreichen feinen Eislamellen lag in unterschiedlicher Tiefe bei 33 bis 46 cm. Oben auf dem Palsen wird die Grenze des Permafrostes bei jungen Formen bereits bei 15 cm, bei älteren bis 46 cm unter Oberfläche erreicht; am Palsenrand liegt sie bei 25 bis 60 cm. Die Auftautiefe ist abhängig von der Feuchtigkeit, der Vegetation und dem Mineralgehalt des Bodens des Standorts. An nassen Standorten mit mächtiger Torfschicht und fehlender Mineralbodensubstanz im oberflächennahen Horizont findet man die geringeren Auftautiefen wegen der geringeren Wärmeleitfähigkeit (Abb. 3).

Anders als in den Palsen zeigen die Mudpits, die 60 cm großen kryogen durch die Tundravegetation aufgepreßten und aufgewölbten Feinerdefelder, gerade umgekehrt ein Absinken der Permafrosttafel, z. B. bei Jakobshavn von Randwerten mit 26 cm auf 64 cm im vegetationsfreien Kern des Mudpits. Dies ist wiederum auf die kleinräumig unterschiedliche Wärmeleitfähigkeit zurückzuführen (Abb. 3).

Ein gealterter Palsen bei Holsteinsborg, der bereits wieder am Zerfallen war, mit solifluktionsskahlen Stellen und einer sekundären Mudpitisierung zeigte randlich noch deutlich die für Palsen typische Aufwölbung der Permafrosttafel; jedoch in den vegetationsärmeren Teilen und wo der Untergrund stärker sandhaltig war, sank die Permafrosttafel rasch ab.

Die an den Frostmusterformen gemachten Beobachtungen unterschieden sich nicht zwischen den Bereichen von Jakobshavn und Holsteinsborg. Die wenigen hier angesprochenen Beispiele sollen zeigen, daß die Tiefe der Auftauzone und der Permafrosttafel in erster Linie

abhängig ist vom Vorhandensein einer Vegetationsdecke, von der Bodenfeuchte und vom Substrat. Dadurch sind die physikalischen Größen der Wärmeaufnahme, der Wärmefähigkeit und der Wärmekapazität bestimmt.

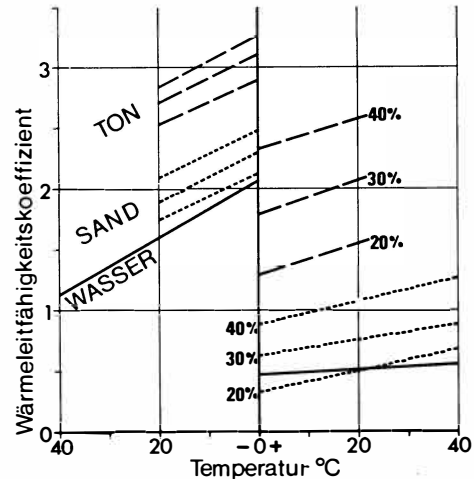


Abb. 3: Diagramm der Wärmeleitfähigkeit in Abhängigkeit von der Temperatur für Wasser, Sand und Ton mit unterschiedlichem Prozentsatz Feuchtigkeitsgehalt (nach EVDOKIMOV & ROKOTOVSKY aus COOKE & DOORNKAMP 1974: 213)

Diagram of heat conductivity as a function of the temperatures of water, sand and clay with varying percentage humidity content

(after EVDOKIMOV & ROKOTOVSKY in COOKE & DOORNKAMP 1974: 231)

III. Kontinuität des Permafrostes und seine klimatischen Bedingungen

Der Wechsel zwischen völligem Fehlen von Permafrost und daneben klassischen Permafrostprofilen macht es schwierig, vom Geländebefund her eine allgemeine Zuordnung der Umgebung von Holsteinsborg und Jakobshavn zu einer der unterschiedenen Permafrostbereiche, nämlich kontinuierlich, diskontinuierlich oder sporadisch, vorzunehmen (Abb. 1). Nach unseren Beobachtungen muß man davon ausgehen, daß in beiden Gebieten die lokalen petrographischen, edaphischen und ökologischen Bedingungen für das Auftreten bzw. Aussetzen des Permafrostes wichtiger sind als die regionalen klimatischen Bedingungen, durch die allgemein in beiden Gebieten eine Voraussetzung für das Vorkommen von Permafrost gegeben ist.

Vergleicht man die Klimawerte Westgrönlands mit den Werten, die bei WASHBURN (1973, 21) als Voraussetzungen für Permafrost genannt sind, so gehört die Gegend von Holsteinsborg und Jakobshavn mit Jahresmitteltemperaturen zwischen -3° und -4° C noch zu den Gebieten, in denen nicht

zweifelsfrei kontinuierlicher Permafrost auftritt. Auf dem nordamerikanischen und dem euroasiatischen Kontinent liegt die Grenze zwischen diskontinuierlichem und kontinuierlichem Permafrostbereich bei -6° bis -8° C Jahresmittel der Lufttemperatur bzw. -5° Jahresmittel der Bodentemperatur. Die Begrenzung des räumlich kontinuierlichen Permafrosts muß nicht parallel zu den Isothermen der Lufttemperatur verlaufen, da dafür allein die Bodentemperatur entscheidend ist. Nur annäherungsweise kann man die mittlere Bodentemperatur als durchschnittlich $3,3^{\circ}$ C wärmer als die Lufttemperatur abschätzen (BROWN 1972, 113); alle edaphischen Faktoren, die das thermische Verhalten des Bodens sehr stark beeinflussen, bleiben dabei unberücksichtigt.

Nach den Geländebefunden erscheint es berechtigt, die Grenze des kontinuierlichen Permafrosts in Westgrönland im Küstenbereich erst nördlich von Jakobshavn, etwa bei Upernavik ($72^{\circ}47'$), mit einem langjährigen Temperaturmittel von $-7,3^{\circ}$ anzusetzen (Abb. 1).

IV. Bodentemperaturmessungen in Westgrönland

Will man die unterschiedlichen Parameter für das Permafrostregime bzw. allgemein für die arktischen Bodentemperaturverhältnisse in einem Wirkungsgefüge funktional erfassen, so ist es unumgänglich, genaue thermische Meßreihen über einen längeren Zeitraum hin zu analysieren. Vom Grönländischen Geologischen Dienst (GGU) werden seit einigen Jahren an verschiedenen Punkten in Westgrönland, nämlich in Søndre Strømfjord und Godhavn sowie auch in Jakobshavn (Photo 2) und Holsteinsborg, Bodentemperaturmessungen mit 3 Ablesungen pro Tag in verschiedenen Tiefen bis z. T. 15 m durchgeführt. Dieses Meßprojekt wird von Herrn O. B. OLESEN von der GGU betreut. Mit dessen freundlicher Zustimmung können wir uns auf dieses bisher noch nicht ausgewertete Material beziehen. Aus den noch unkorrigierten Meßreihen wurden von uns über monatliche Modalwerte Pedothermoisoplethendiagramme (Abb. 4–9, Beil. IX) konstruiert und mit den an den Meßstationen aufgenommenen Werten der Lufttemperatur und der Schneebedeckung vergleichend aufgezeichnet. Wenn auch die absoluten Einzelmeßwerte einer Korrektur nach den Eichkurven der elektrischen Widerstandsthermometer bis mehrere zehntel Grad bedürfen, ergibt sich doch ein deutliches, vergleichbares Bild der thermischen Entwicklung in der oberen Untergrundschicht.

V. Die Bodentemperaturen von Jakobshavn

Die Meßstelle in Jakobshavn (Photo 2) liegt unmittelbar neben dem bisherigen Heliport in einer Höhe von 40 m ü. M. in einer 150 m breiten, z. T. feuchten,

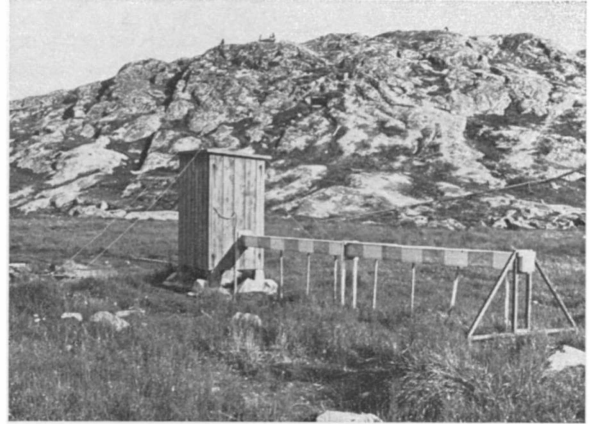


Photo 2: Bodentemperaturmeßstation von Jakobshavn 40 m NN (Photo: Aug. 1974)

Ground temperature measuring station at Jakobshavn 40 m above sea level

von einer marinen Terrassenbildung überprägten glazialen Rinne mit dichter Tundravegetation und marinen Schuffen im Untergrund. Das Diagramm für 1969 (Abb. 4) zeigt, daß der Boden im Sommer mit einem Maximum im August bis 130 cm Tiefe auftaut.

Die Auftauzeit wird an der Oberfläche im wesentlichen durch die Dauer der Schneedecke bestimmt. Die geschlossene Schneedecke bei maximalen Schneehöhen von 80 cm im April endet am 30. April, Schneeflecken hielten sich jedoch bis Ende Mai. Vom 10. Juni bis 30. September dauerte die Auftauzeit in 25 cm Tiefe unter der Oberfläche; sie endete also kurz nachdem sich am 24. September eine geschlossene Schneedecke ausgebildet hatte. Erst Ende Oktober verschwindet der Auftauboden völlig in einer Tiefe von 75 cm.

1. Temperaturextreme und Temperaturgradienten

Die Bodentemperatur in 25 cm erreicht im Juli mit $+6,2^{\circ}$ C das Maximum und im August mit $+5,4^{\circ}$ C den höchsten monatlichen Modalwert. Die tiefsten Bodentemperaturen treten im März mit unter -10° C auf. Der Gradient der Temperaturschichtung ist im Sommer mit 3° C im ersten halben Meter und nach unten zu abnehmend höher als im Winter, wo er nur rd. 1° C in der gleichen Tiefenzone beträgt.

Dies entspricht der allgemeinen Gesetzmäßigkeit, daß der Koeffizient der Wärmeleitfähigkeit in gefrorenem Material je nach der Korngröße und Feuchtigkeit $1/2$ - bis 4mal so groß ist wie im ungefrorenen Zustand (COOKE/DORNKAMP 1974, 231); (vgl. Abb. 3).

In der obersten Bodenschicht werden in den Übergangsjahreszeiten nur geringe Temperaturgradienten angetroffen. In einer Tiefe zwischen 2 und 3 m sind die Verhältnisse anders. Hier ist der winterliche Temperaturgradient größer als im Sommer. Die winter-

liche Abkühlungsfront setzt sich mit zeitlicher Verzögerung bis in 4,5 m Tiefe und dort bis in die Sommermonate fort. Bei 5 m herrschen quasi isotherme Verhältnisse um $-2,8^{\circ}$ mit von 5 bis 15 m Tiefe konstanter Jahresamplitude von $0,8^{\circ}$ C. Die Jahresamplitude beträgt in 25 cm Tiefe $16,2^{\circ}$ C und sinkt über $9,1^{\circ}$ bei 1 m, $4,6^{\circ}$ bei 2 m, $2,6^{\circ}$ bei 3 m, auf $1,2^{\circ}$ bei 4 m ab (Abb. 2).

2. Vergleich der Temperaturverhältnisse 1969 bis 1973

Vergleicht man die Messungen über mehrere Jahre (Abb. 4, 6, 8), so zeigen sich zwar erhebliche Schwankungen der absoluten Werte entsprechend dem jeweiligen Witterungsablauf, jedoch bleibt die Struktur der thermischen Verteilung und die Abgrenzung der Frostbodenschichten im wesentlichen gleich. Die sommerlichen Temperaturmaxima in der obersten Bodenschicht variierten in den letzten Jahren (1969–1973) nur wenig zwischen $+4,6^{\circ}$ und $+5,7^{\circ}$ C; die winterlichen Temperaturminima schwankten dagegen stärker zwischen $-5,3^{\circ}$ und -10° . Die Auftauperioden begannen jeweils zwischen dem 1. und 13. Juni und endeten in einer Tiefe von 25 cm frühestens am 30. September und spätestens am 13. November. Auch bei unterschiedlichen Temperaturen reicht die tauaktive Schicht in etwa 120 cm Tiefe und die thermoaktive Schicht bis rd. 5 m (Abb. 2).

3. Der „Null-Schleier“ als Einfluß des Schmelzwärmeeffekts

Im Verlauf der Null-Grad-Isotherme zeigt sich in den Übergangsjahreszeiten eine typische Verflachung z. B. bei 50 bzw. 75 cm Tiefe (1970, Abb. 6), d. h. daß hier die Temperatur um Null-Grad für längere Zeit anhält als andere Werte. Dies ist wahrscheinlich auf den Energieverbrauch beim Tauen bzw. auf die Energiefreisetzung beim Gefrieren von 80 cal/g Wasser zurückzuführen. Dieses Phänomen, im Englischen „zero curtain“ genannt (WASHBURN 1973, 46) – etwa zu übersetzen mit „Null-Schleier“ –, ist in feuchteren, wasserreicheren Schichten stärker ausgebildet.

4. Frage der Permafrostmächtigkeit

Die Frage der zu erwartenden Gesamtmächtigkeit der Permafrostschicht ist weder praktisch von den Bohrungen, wie oben erwähnt, noch theoretisch von den Meßreihen eindeutig ableitbar (vgl. Abschnitt VII. 4). Auch an dem 15 m tiefen Meßfühler ergeben sich ähnlich wie bei 5 m Tiefe isotherme Verhältnisse um $-2,7^{\circ}$ C. Es ist somit kein sicher bestimmbarer positiver Temperaturgradient vorhanden, der eine Extrapolation zur Bestimmung der Null-Grad-Tiefe erlauben würde. Gegen eine solche Extrapolation spricht auch die praktische Erfahrung, daß in diesem Gebiet der Untergrund durch anstehendes Gestein, glaziale und solifluidale Lockersedimente und meist feinklastische marine Terrassenakkumulationen starke Unter-

schiede aufweist, die sich durch Änderungen in den für den Permafrost entscheidenden geophysikalischen Parametern der Bodenfeuchte, der thermischen Kapazität und Leitfähigkeit (vgl. Abb. 3) auswirken.

VI. Die Bodentemperaturen von Holsteinsborg

Die Beobachtungen in den Frostmuster- und Feuchttundrabereichen mit Permafrost in der Umgebung von Holsteinsborg zeigten ähnliche Verhältnisse wie in dem rd. 250 km weiter nördlich gelegenen Raum um Jakobshavn. Die Bodentemperaturmessungen in Holsteinsborg (Abb. 5, 7, 9) werden in einer breiten, tundrenbedeckten Rinne in der Nähe des neuen Friedhofs bei 38 m ü. M. vorgenommen. Da die Rinne zum Meer hin abgedacht ist, sind die Standortbedingungen nicht unbedingt vergleichbar mit der Meßstation von Jakobshavn. Vor allem im Hinblick auf die Bodenwasserhältnisse ist hier mit reliefbedingten Einflüssen durch Grundwasserströme zu rechnen.

1. Pedothermoisoplethen und Permafrosttafel

Das Bild der Pedothermoisoplethen von Holsteinsborg (Abb. 5, 7, 9) zeigt ein völlig anderes Bild als in Jakobshavn. Bei Holsteinsborg wird bereits bei etwas unter 2 m Tiefe bis 9 m eine quasi isotherme Schicht mit Temperaturen um null Grad erreicht. Aber einige 100 m weiter südlich der Meßstelle wurde auf ebenem Gelände an feuchterem Standort bei Baugrunduntersuchungen der Permafrost in einer Tiefe von durchschnittlich 50 cm angetroffen (Auskunft der GTO).

Die Frage muß zunächst offen bleiben, ob an der Meßstelle in 3 m Tiefe nur ganzjährige Temperaturen unter Null, also Permafrost im allgemeinen und weiteren Sinn (entsprechend der Definition von MÜLLER 1947, 30) oder bereits fest gefrorener Untergrund, also Permafrost im speziellen und strengeren Sinn (entsprechend der Definition von STEARNS 1966, 1–2) auftritt. Bei dieser Frage, die in gleicher Weise auch für die Interpretation der Meßwerte von Jakobshavn gilt, ist zu berücksichtigen, daß das Bodenwasser Mineralsalze gelöst enthält, die den Gefrierpunkt herabsetzen. Entsprechende Untersuchungen der GTO in Jakobshavn ergaben einen Gefrierpunkt des Bodengewässers von $-1,4^{\circ}$ C. Die in Geländebohrungen beobachtbare Permafrosttafel ist nur ausnahmsweise einmal identisch mit der oberen Null-Grad-Grenze.

2. Winterfrostboden und Temperaturgradienten

Aus den Bodenmeßwerten von Holsteinsborg ersieht man mit Sicherheit nur einen Winterfrostboden bis zu 2 m Mächtigkeit für die Zeit von Dezember bis Mai. Die Temperaturgradienten sind hier, an der Meßstelle Holsteinsborg, im Sommer mit $2,2^{\circ}$ und auch im Winter mit 4° , im ersten halben Meter hoch,

was für eine geringere thermische Konduktivität des Untergrundes spricht.

Es ist damit zu rechnen, daß an der Meßstelle von Holsteinsborg in erster Linie sandige Schichten z. T. drainiert den Untergrund bilden, während in Jakobshavn staunasse, schluffige marine Terrassensedimente im Untergrund stärker beteiligt sind. Dementsprechend ist die thermische Konduktivität an der Meßstelle Jakobshavn höher (vgl. Abb. 3).

Es handelt sich also bei den Gradientenunterschieden der Meßreihen von Jakobshavn und Holsteinsborg nicht in erster Linie um klimatisch-planetarische Effekte, sondern mehr um die Auswirkungen der lokalen Parameter.

3. Temperaturextreme und Temperaturvergleich 1968 bis 1973

Die Extremwerte der Bodentemperatur in einer Tiefe von 25 cm sind an der Meßstelle Holsteinsborg mit $+7,2^{\circ}$ im August und -10° im Februar ähnlich wie in Jakobshavn. In den letzten Jahren (1968–1973, Abb. 5, 7, 9) traten Schwankungen auf, bei den Sommermaxima zwischen $+4,0^{\circ}$ bis $+7,2^{\circ}$ und bei den Winterminima zwischen $-1,4^{\circ}$ bis $-9,6^{\circ}$. Dabei fällt das Jahr 1970 auf, wo, geschützt durch eine mächtigere Schneedecke von 60 cm, bei -20° modaler Lufttemperatur im Januar die Bodentemperaturen in 25 cm Tiefe im März mit nur $-1,4^{\circ}$ den tiefsten Wert erreichte. Der Winterfrostboden bildete sich nur flachgründig bis 1,10 m aus, anders als in den anderen Jahren, wo durchschnittlich 2,20 m Tiefe erreicht wurden.

Auch in Holsteinsborg ergibt sich ein Zusammenhang zwischen der Zeit ohne geschlossene Schneedecke und dem Auftauen in den ersten 150 cm des Bodens. Bis in den Dezember bleibt der Boden unter der Schneedecke über null Grad.

4. Thermische Gliederung des Untergrundes

Von Interesse ist die eigenartige Auflösung und thermische Gliederung des Untergrundes. Erst unterhalb 3 m findet sich eine Permafrostschicht mit konstanter Lage der Permafrosttafel. Ein durchgehender 1 m mächtiger Talik, d. h. ungefrorene Schicht mit ganzjährig über null Grad, trennt den Permafrost von der thermoaktiven und tauaktiven Schicht des Winterfrostbodens und des Auftaubodens (Abb. 2).

Die Untergrenze der Permafrostschicht wechselte im Laufe der Beobachtungsjahre. Sie wurde von zeitlich auskeilenden Talikbildungen ab 4,50 m Tiefe durchsetzt, und es schließt sich ein quasiisothermer Übergangsbereich mit Temperaturen um null Grad an, bis bei 9 m Tiefe endgültig der Niefrostboden beginnt (vgl. Abschnitt VII. 4). Zur Erklärung dieser Temperaturschichtung könnte zum einen auf die unterschiedliche Wärmekapazität und Erwärmungsgeschwindigkeit in den aus unterschiedlichem Material bestehenden Untergrundschichten verwiesen werden. Zum weiteren

kann aber angesichts der oben angeführten Lage im Relief der Meßstelle in Holsteinsborg mit advektiven Temperatureinflüssen gerechnet werden. So erscheint es möglich, daß die Talikschichten verschiedenen Aquäferen in Anpassung an die Schichtigkeit des Untergrundmaterials entsprechen.

VII. Berechnungsmodelle und Beobachtungsergebnisse

Betrachtet man die vorgelegten Meßreihen der Bodentemperaturen, so erscheint es möglich, die in der Literatur genannten theoretischen Modellrechnungen bezüglich einzelner Leitgrößen am lokalen Befund zu überprüfen, obwohl dazu leider eine Reihe von Materialgrößen nicht ausreichend bekannt sind.

1. Lufttemperatur und Bodentemperatur

Eine Frage ist die des Zusammenhangs zwischen Lufttemperatur und Bodentemperatur. Hier zeigt sich zwar eine Übereinstimmung der Tendenz mit verzögerter Phase, jedoch numerisch keine signifikante Korrelation zwischen den modalen Monatswerten der Lufttemperatur und der Bodentemperatur in 25 cm Tiefe, selbst wenn man jeweils die Lufttemperaturwerte mit den Bodentemperaturwerten des folgenden Monats vergleicht (vgl. FURRER 1969, 34). Bei den Jahresmitteln der Modalwerte ergeben sich die Bodentemperaturen in 25 cm Tiefe mit jeweils $0,6^{\circ}$ bis $1,1^{\circ}$ weniger als die Lufttemperatur. Es kommt gelegentlich sogar vor, daß durch thermische Überhänge von einem Jahr zum anderen die Jahresmitteltemperatur der Luft niedriger liegt als die Bodentemperaturmittel des gleichen Jahres, so z. B. in Holsteinsborg 1973, wo die Lufttemperatur $-1,2^{\circ}$ C und die Bodentemperatur $+3,1^{\circ}$ C im Jahresmittel betrug.

2. Lufttemperatur und Temperatur des Niveaus der thermischen Nullamplitude

Eine weitere Frage ist die nach dem Zusammenhang zwischen der Lufttemperatur und der Temperatur des Niveaus der thermischen Nullamplitude, also der Untergrenze der thermoaktiven Schicht (Abb. 2).

Für Jakobshavn kann man dieses Niveau bei 5 m ansetzen mit einer Temperatur um $-2,8^{\circ}$ C, für Holsteinsborg wird dagegen dieses Niveau bei 3 m gefunden mit einer Temperatur um 0° C. Es zeigt sich damit, daß die von BROWN (1970, 20) abgeleitete Faustregel hier nicht zutrifft und durch geoökologische Lokaleffekte überlagert wird. Nach BROWN müßte die Temperatur des Niveaus der thermischen Nullamplitude um ca. 3° wärmer sein als die Jahresmittel der Lufttemperatur. Diese betragen für die entsprechenden Jahre, berechnet aus den modalen Stationswerten, für Jakobshavn $-1,1^{\circ}$ C und für Holsteinsborg $-4,9^{\circ}$ C.

Schon GRAVE (1967) hat auf solche häufigen lokalen Abweichungen hingewiesen.

3. Tiefenlage des Niveaus der thermischen Nullamplitude

Die Tiefenlage des Niveaus der thermischen Nullamplitude ist unmittelbar abhängig von Wärmekapazität, Wärmeleitfähigkeit und spezifischem Gewicht des Untergrundmaterials. Nach der Formel von TERZAGHI (1952, 22) besteht die Beziehung:

$$Z_0 = \sqrt{12 \frac{l_h \cdot \tau_1}{C_h \cdot s_g}}$$

Dabei bedeuten Z_0 die Tiefe des Niveaus der thermischen Nullamplitude in m, l_h die Wärmeleitfähigkeit in cal/cm sec °C, C_h die Wärmekapazität in cal/g °C, s_g das spezifische Gewicht in g/cm³ und τ_1 den Zeitraum für den Wärmefluß. Daraus wird ersichtlich, daß je höher die Wärmekapazität um so geringer die Mächtigkeit der aktiven Schicht ist. Umgekehrt gilt, je höher die Wärmeleitfähigkeit ist, um so tiefer liegt das Nullamplitudenniveau, und damit ist um so mächtiger die thermoaktive Schicht. Beachtet man die entsprechenden lokalen Parameter, so kann man die Unterschiede zwischen Jakobshavn und Holsteinsborg im thermischen Verhalten weitgehend auf diese geoökologischen und geophysikalischen Unterschiede der Standorte zurückführen ohne weitere regionale Folgerungen für den planetarischen Wandel des Permafrostregimes.

4. Untergrenze des Permafrostes

Man kann die allgemeine Abschätzung der potentiellen Tiefe der Untergrenze des Permafrostes aus den Temperaturwerten mit den tatsächlichen Beobachtungen vergleichen. Nach TERZAGHI (1952, 27) gilt die Formel

$$H_P = \frac{T}{-i_g}$$

Dabei ist H_P die Tiefe der Permafrostuntergrenze in m, T das Jahresmittel der Temperaturen in der oberen Bodenschicht in °C und i_g der geothermische Gradient in °C/m. Nach STEARNS (1966, 33) liegt der geothermische Gradient im Permafrost bei 1° pro 22 bis 60 m sehr unterschiedlich.

Daraus ergeben sich theoretische Werte für die potentielle Permafrostmächtigkeit aufgrund der Bodentemperaturmittel bei 25 cm für Jakobshavn von 45,5 bis 124 m und für Holsteinsborg von 121 bis 330 m. In beiden Gebieten kann aufgrund der lokalen Variabilitäten dieser Wert praktisch nicht nachgewiesen werden und kann lediglich als regionaler Index gelten ohne weitere praktische Bedeutung.

VIII. Ergebnisse

Zusammenfassend lassen sich folgende Ergebnisse feststellen:

- Die regionale Sicht der Permafrostbereiche in Westgrönland ist dahingehend zu berichtigen, daß der kontinuierliche Permafrostbereich heute im Küstenbereich erst weit nördlich von Jakobshavn, vermutlich bei Upernavik, 72°47' N, seine Südgrenze erreicht.
- Die regionalen Aussagen geben lediglich einen Rahmen für das Auftreten von Permafrost sowohl bei Jakobshavn als auch bei Holsteinsborg. Die jeweiligen konkreten Verhältnisse sind durch die lokalen geoökologischen Parameter Vegetationsbedeckung, Bodenfeuchte, Schneebedeckung sowie die geophysikalischen Charakteristika des Untergrundes, nämlich Albedo der Oberfläche, Wärmeleitfähigkeit, Wärmekapazität und Größenzusammensetzung des Substrats bestimmt.

Im Hinblick auf die ökologischen Belastungen durch wirtschaftliche Maßnahmen in Permafrostgebieten ist nur unter Beachtung der angesprochenen lokalen Parameter eine kontrollierte Anpassung an die natürlichen Bedingungen möglich, ohne daß größere landschaftliche und wirtschaftliche Schäden auftreten.

Literatur

- BARANOV, I. Y.: Geograficheskoe rasprostranenie sezonno-promerzayushchikh pochv i mnogoletnemerzlykh gornyykh porod. - Inst. Merzlotovedeniya, Obrucheva, V. A. (Ed.): Osnovy geokriologii, Chast pervaya, Obshchaya geokriologiya, Glava VII (459 pp): 193-219, Moskva 1959.
- BLACK, R. F.: Permafrost. - Smithsonian Institution Report: 273-401, reprinted in: COATES, D. R. (ed.) 1973: Environmental geomorphology and landscape conservation. - Vol. III: 160-184, Stroudsburg 1950.
- : Permafrost, a review. - Geol. Soc. America Bull., 65: 839-855, 1954.
- BROWN, R. J. E.: The distribution of Permafrost and its relation to air temperature in Canada and the USSR. - Arctic, 13: 163-177, 1960.
- : Permafrost in Canada. - 1-234, Toronto 1970.
- : Permafrost in the Canadian Arctic Archipelago. - Z. f. Geomorph. NF, Suppl. Bd. 13, 102-130, Stuttgart 1972.
- COOKE, R. U. and J. C. DOORNKAMP: Geomorphology in environmental management. - 1-413, Oxford 1974.
- FURRER, G. J.: Vergleichende Beobachtungen am subnivalen Formenschatz in Ostspitzbergen und in den Schweizer Alpen. - Ergebn. d. Stauferland-Expedition 1967, 9, 1-40, Wiesbaden 1969.
- GRAVE, N. A.: Temperature regime of permafrost under different geographical and geological conditions. - in: OURA & HIROBUMI (ed.): Physics of snow and ice. Internat. Conference Low Temperature Science Sapporo/Japan, 14-19. Aug. 1966, Proc. 1 (2), 1339-1343, Sapporo 1967.

- : Merzlye tolshchi zemli. – Priroda, 1, 46–53, 1968.
- Ministeriet for Grønland: Arsberetning Grønland 1968. – 1–132, København 1970.
- : Arsberetning Grønland 1975. – 1–116, 1°–163°, København 1976.
- MÜLLER, S. W.: Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. – 1–231, Ann Arbor 1947.
- ØSTREM, G.: Present alpine ice cover. – in: J. D. IVES & R. G. BARRY (ed.): Arctic and alpine environments, 225–250, London 1974.
- PEWE, T. L.: Permafrost and environmental-engineering problems in Arctic. – Internat. Symposium on Arctic Geology, 2d: Program abstracts 44, San Francisco 1971.
- PUTNINS, P.: The Climate of Greenland. – in: S. ORVIG (ed.): Climates of the Polar Regions. World Survey of Climatology, Vol. 14, 3–128, Amsterdam 1970.
- SHUMSKII, P. A.: Ground ice. – Canada Nat. Research Council, Techn. Translation, 1130, 1–118, 1964.
- STÄBLEIN, G.: Untersuchung der Auftauschicht über Dauerfrost in Spitzbergen. – Eiszeitalter und Gegenwart, 21, 47–57, Öhringen 1970.
- : Der polare Permafrost und die Auftauschicht in Svalbard. – Polarforschung, VII, 41, 112–120, Holzminden 1971.
- : Periglaziale Formengesellschaften und rezente Formungsbedingungen in Grønland. – Abh. d. Ak. d. Wiss. in Göttingen, Math. Phys. Kl. III (im Druck), Göttingen 1976.
- : Rezente Morphodynamik und Vorzeitrelieffluenz bei der Hang- und Talentwicklung in Westgrønland. – Z. f. Geomorph., Suppl. Bd. 28, 181–199, Berlin, Stuttgart 1977.
- STEARNS, S. R.: Permafrost, perennially frozen ground. – US Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Cold Regions Science and Engineering, 1 (A 2), 1–77, 1966.
- TERZAGHI, K.: Permafrost. – Boston Soc. Civil Engineers J., 39, 1–50, 1952.
- WASHBURN, A. L.: Periglacial processes and environments. – 1–320, London 1973.
- WEIDICK, A.: Observations on some Holocene Glacial Fluctuations in West Greenland. – Medd. Grønland, 165 (6), 1–202, København 1968.

ZUR GENESE DER THUFUR ISLANDS UND OST-GRÖNLANDS

Mit 4 Abbildungen und 3 Photos

EKKEHARD SCHUNKE

Summary: On the genesis of thufurs in Iceland and East Greenland.

The present study is a survey of the most important results of cryopedological field studies on earth hummocks (thufurs) in Iceland and East Greenland (Anngmagssalik) in the years 1970–76. The formation of thufurs is a result of the lateral-horizontal cryostatic pressure, which is caused by differences in the penetration of the freezing front. This locally differential penetrating of the freezing front is initiated by an embryonic hummocky micro-relief of a cellular groundplan. This hummocky micro-relief is caused by the movement of moisture that is adjusted towards the freezing front during the freezing period. The decisive frost-climatic factor is the formation of thufurs and for the relatively uniform shape of thufurs in parts of Iceland and East Greenland, which are different with respect to climate, is a long-term persistence of the freezing front with its adsorption of capillary water in a depth of 20–30 cm. In comparison with materials affected by the formation of thufurs, the spectrum of the grain-size is shifted in favour of the portion of fine and medium-sized sand in those materials, which do not have any thufur formation; moreover, the substrata without any thufurs contain much less organic matter.

Die vorliegende Arbeit zur Genese der Thufur Islands und Ost-Grönlands resultiert aus insgesamt einjährigen kryopedologischen Feld- und Laborarbeiten während der Jahre 1970–72 und 1975–76.

Als „thúfur“ (Einz.: „thúfa“) werden im Isländischen kleine, geschlossen von Vegetation bedeckte Erdbüten bezeichnet. Da die Bütenböden Islands den Prototyp dieser Art periglaziärer Bodenmusterung darstellen, hat ihre isländische Bezeichnung „thúfur“ Eingang in die internationale periglazialmorphologische Terminologie gefunden. Konstituierende Merkmale der Thufur sind ihr Aufbau aus überwiegend minerogenem Feinmaterial und ihre geschlossene Vegetationsbedeckung. Ihnen fehlt in aller Regel ein perennierend gefrorener Kern aus Frostboden oder Bodeneis.

Seit den einschlägigen Studien von BERGSTRÖM (1912), GRUNER (1912), THORODDSEN (1913), HÖGBOM (1914) u. a. sind Thufur in den verschiedensten Regionen der Subarktis und Arktis untersucht worden, in Island und Ost-Grønland zuletzt von JÓHANNESSON (1960), MÜLLER (1962), RAUP (1965, 1966), BESCHEL (1966), WEBB (1972) u. a.

Die Fragestellung der vorliegenden Arbeit gilt den Prozessen und Faktoren der Bütenbodenbildung. Mit der Thufur-Bildung wird im übrigen ein auch für die isländische Landnutzung relevantes Problem aktueller Umweltforschung berührt. Dabei gründet sich die Untersuchung auf eine Analyse der Formen, ihrer Verbreitung und ihres sedimentären Aufbaus sowie auf eine Analyse des klimatischen und edaphischen Milieus.

Pedothermoisoplethen nach modalen Monatswerten der Bodentemperatur, im Vergleich zu modaler und maximaler Schneehöhe sowie minimaler, modaler und maximaler Lufttemperatur

Pedothermal isopleths based on the modal monthly ground temperature values, compared to the modal
and maximum snow level and the minimum, modal and maximum air temperature

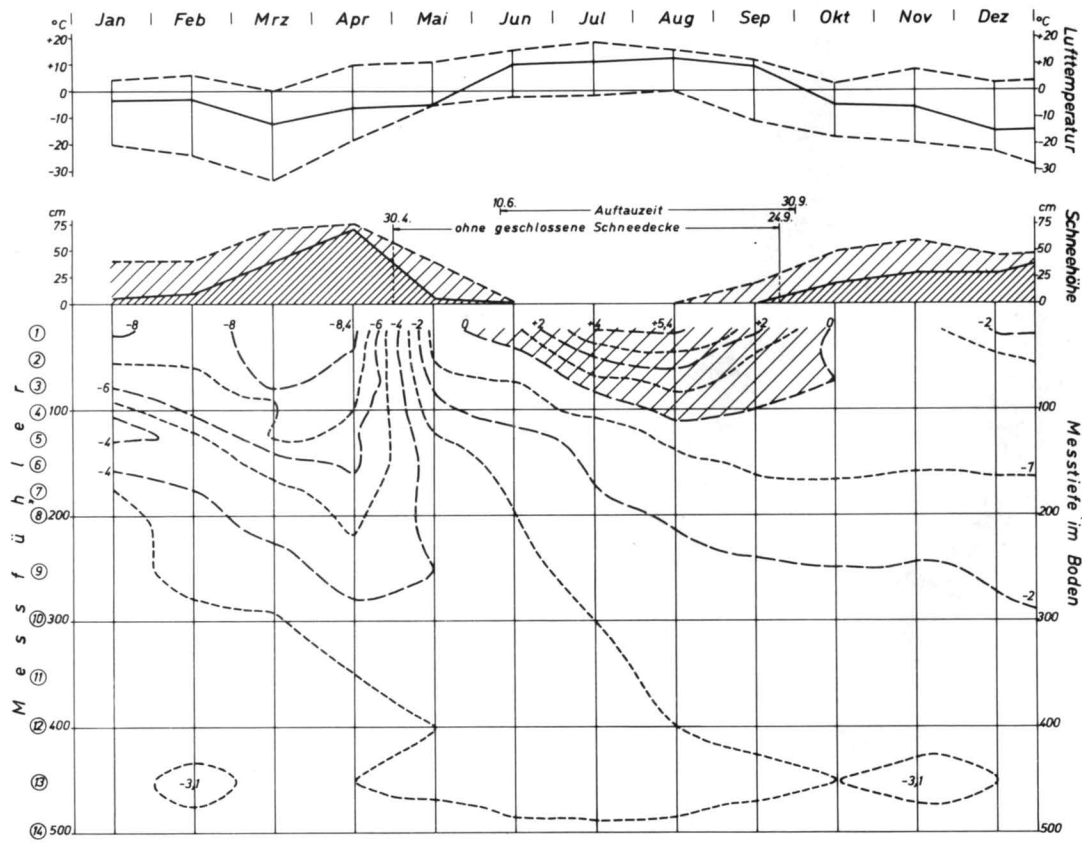


Abb. 4 Jakobshavn 1969

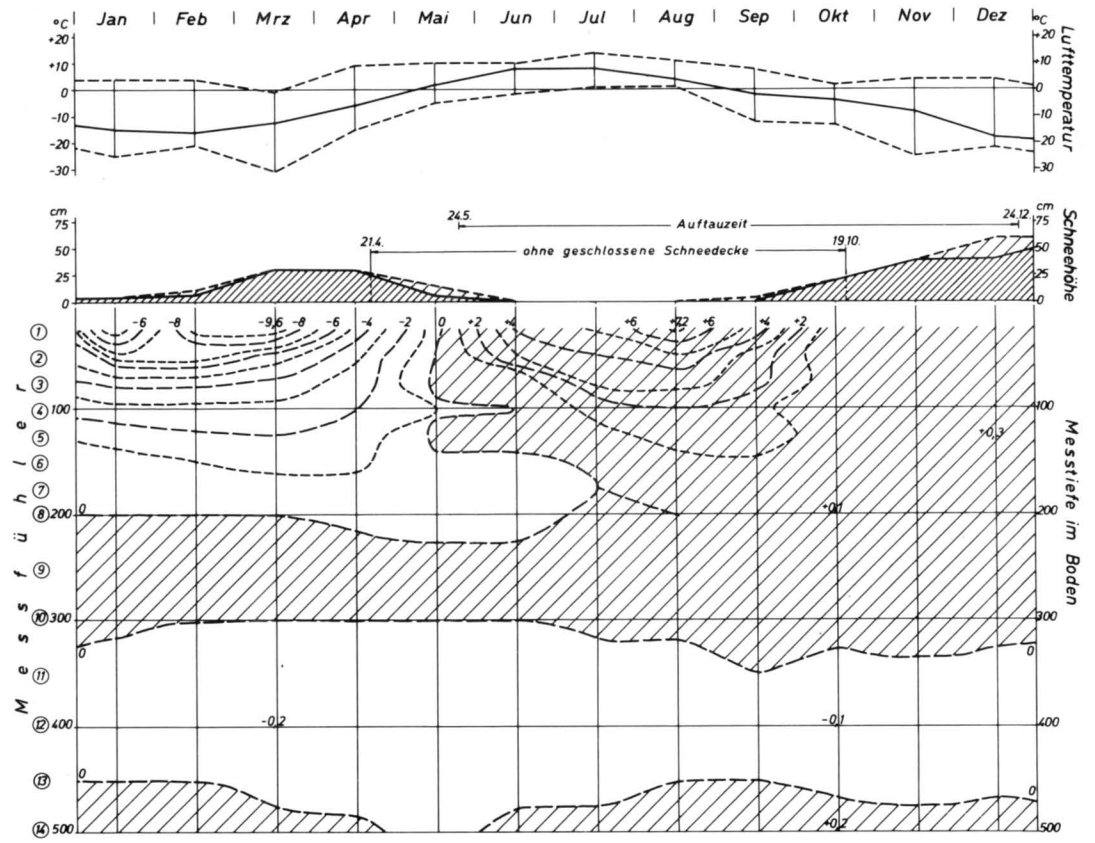


Abb. 5 Holsteinsborg 1969

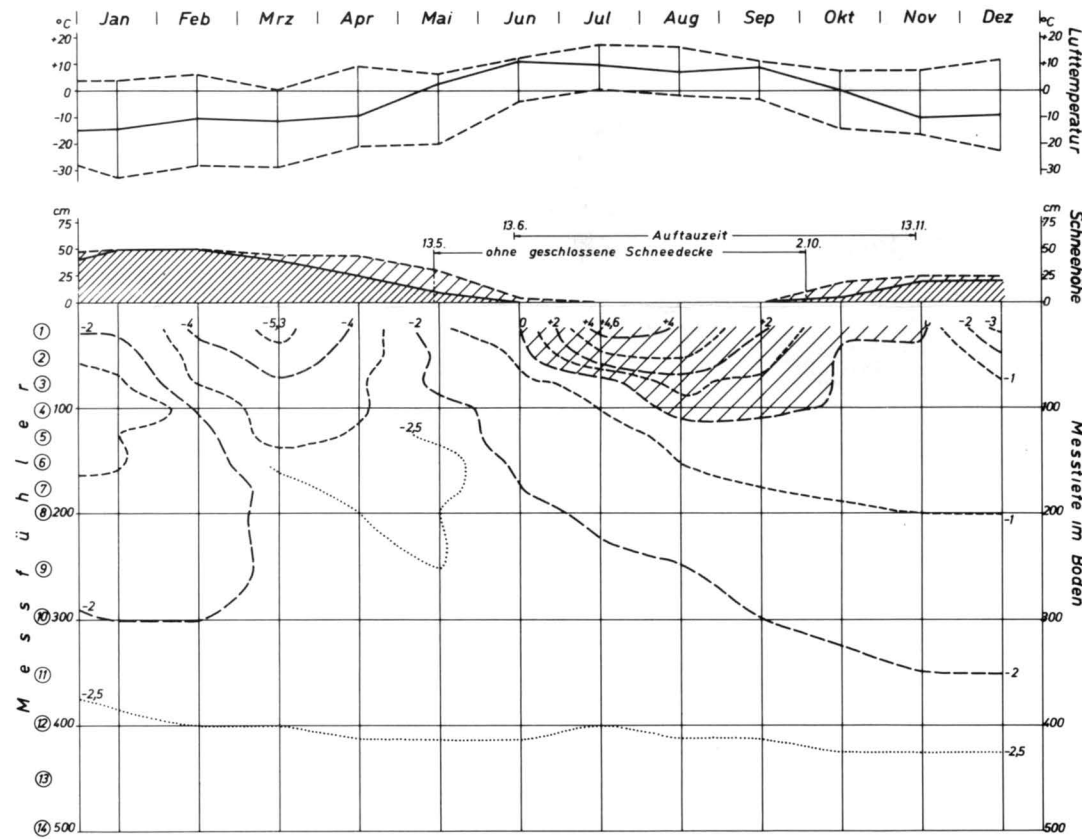


Abb. 6 Jakobshavn 1970

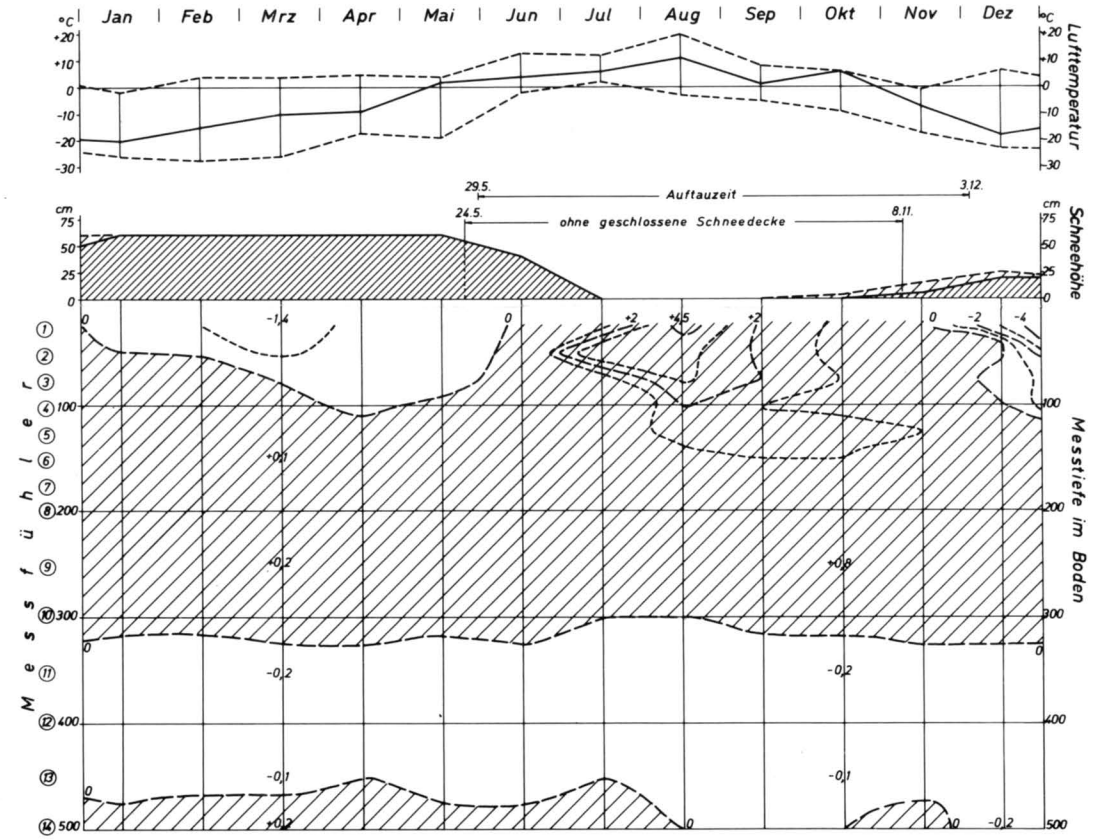


Abb. 7 Holsteinsborg 1970

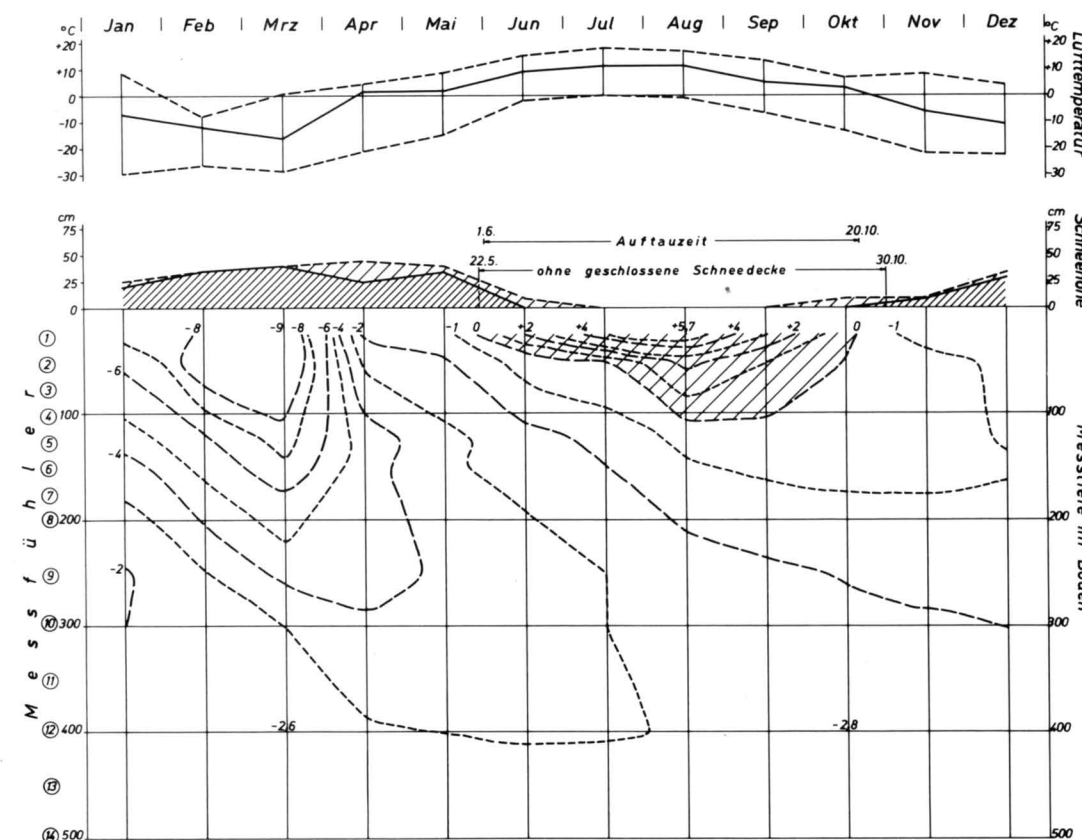


Abb. 8 Jakobshavn 1973

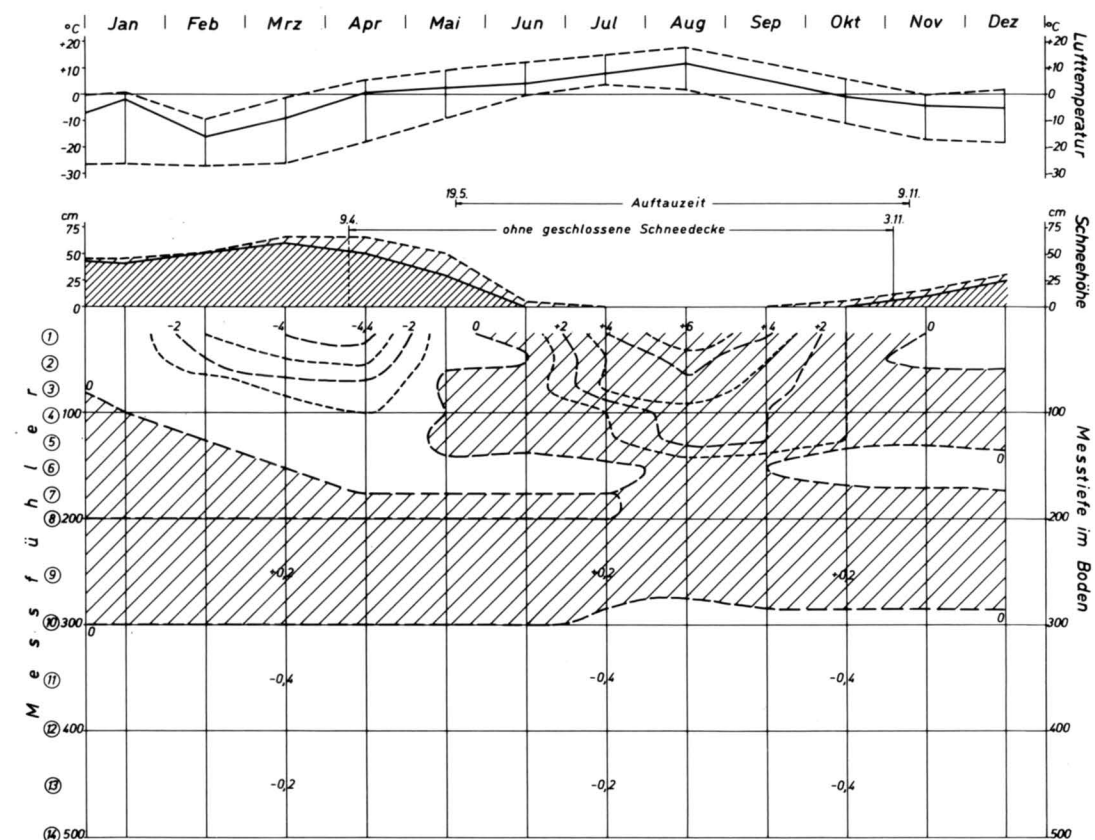


Abb. 9 Holsteinsborg 1973