

Zur kryogenen Bodendynamik der arktischen Tundren Nordamerikas und Nordeuropas

Von Ekkehard Schunke*

Zusammenfassung: Die kryogene Bodendynamik äußert sich in weiten Bereichen der arktischen Tundren Nordamerikas und Nordeuropas in Gestalt von Thufur und Palsas. Diese charakteristischen Formen der Bodenfrostdynamik in den arktischen und subarktischen Tundren, Wiesen und Heiden unterscheiden sich außer in Habitus und Dimension vor allem durch ihre Genese und Morphodynamik. Die Aufbeulung der Thufur geht auf kryodynamisch bedingte subkutane Substratumlagerungen zurück; die Aufbeulung der Palsas hingegen beruht auf der Volumenzunahme des Bodenwassers bei der Bildung von Segregationseis oder, seltener, Massiveis im Palsakern. Die Morphodynamik der Thufur und Palsas wird im einzelnen untersucht, und zwar auch im Hinblick auf ihre aktuelle Intensivierung und geökologischen Auswirkungen.

Summary: The main frost action features in large parts of the North American and Northern European tundras are thufurs and palsas. Thufurs (earth hummocks) and palsas as characteristic features of frost action in arctic and subarctic tundras, meadows and heath scrubs are different not only in their appearance and dimensions but also in their origin and morphodynamics. The swelling of thufurs is caused by subsurface material transported by cryostatic pressure; the rising of palsas originates in the volume increase of soil water during freezing into segregation ice or sometimes into massive clear ice in the cores of palsas. The author analyzes the development of the thufurs and palsas in detail, with emphasis on their actual dynamics and their geocological implications.

1. EINLEITUNG

Innerhalb der arktischen Periglazialzone werden rund 5 Mio km² Fläche vom Landschaftstyp der Tundra eingenommen. Das Ökosystem der Tundra mit ihren niedrigen Zwergsträuchern, Gräsern, Moosen und Flechten wird geprägt durch geringe Wärmesummen im meist sehr kurzen Sommer und durch ein scharfes Frostregime im überwiegenden Teil des Jahres. Unter der Einwirkung einer besonders starken Frostintensität und bei großen Kältegraden, etwa bei Bodentemperaturen von unter -8 °C, kommt es im Boden zu Kontraktionerscheinungen, aus denen sich Frostrißsysteme ergeben. Über wasserstauendem Permafrostboden sind deren Spalten meistens mit Eis gefüllt, so daß Eiskeilsysteme vorliegen. Diese Formen sind an besonders extreme Bodenfrostbedingungen geknüpft. Viel weiter verbreitet sind jene Formen, die an das saisonale Gefrieren und Auftauen des Bodenwassers und die damit verbundene Volumenveränderung des Bodenwassers um 9 Prozent gebunden sind.

Aus der Vielfalt der Oberflächenformen, die der Bodenfrostdynamik beim Gefrieren und Auftauen hervorbringt, ragen in den arktischen Tundren die Erscheinungen der Bodenaufwölbung heraus: die 20—80 cm hohen Thufur, die 1—6 m hohen Palsas und die 10—70 m hohen Pingos. Während die Pingos inzwischen auch bis in Einzelheiten ihrer Entstehung als Hydrolakkolithe gut bekannt sind, vor allem durch langjährige experimentelle Untersuchungen von MACKAY (1977, 1979, u. a.) im Mackenzie Delta, ist die Morphodynamik der viel kleineren, aber auch ungleich häufigeren Thufur und Palsas noch weitgehend ungeklärt. Beide sind zwar Formen der kryogenen Bodendynamik; sie unterscheiden sich aber: die Palsas enthalten einen ständig gefrorenen Kern, die Thufur sind im Sommer frostfrei. Wegen ihrer Stellung als Kennformen der arktischen Tundren und damit als ein markanter Ausdruck frostbestimmter Morphodynamik sollen sie im Mittelpunkt der folgenden Ausführungen stehen. Diese stellen zusammenfassend die Ergebnisse von Feld- und Laborarbeiten dar, die während der Jahre 1970 bis 1981 in den verschiedensten Bereichen der arktischen und subarktischen Tundren durchgeführt wurden, vor allem in Lappland, Island, Grönland, Nordkanada und Nordalaska. Die Fragestellung gilt dabei: 1. der Morphodynamik der Thufur und ihren Faktoren, 2. der Morphodynamik der Palsas und ihren Faktoren und 3. ihrer

* Prof. Dr. Ekkehard Schunke, Geographisches Institut der Universität, Goldschmidtstraße 5, D-3400 Göttingen.

Überarbeitete Fassung eines Referats, das auf der Fachsitzung „Geographische Polarforschung“ des 43. Deutschen Geographentages in Mannheim im Oktober 1981 gehalten wurde.

geomorphologisch-landschaftsökologischen Bedeutung.

In landschaftsökologischer Hinsicht sind die Untersuchungsgebiete durch die Erscheinungsformen der Flechten-, Moos-, Strauch- und Waldtundra charakterisiert, wobei im Tiefland Islands und stellenweise auch in demjenigen Süd-Grönlands aufgrund vorwiegend anthropogener Einflüsse an die Stelle der natürlichen subpolaren Birkenwäldchen vielfach subpolare Wiesen treten. In klimatischer Hinsicht sind die europäisch-atlantische und die nordamerikanische Arktis und Subarktis durch ein polwärts wie auch landeinwärts an Schärfe zunehmendes thermisches Jahreszeitenklima gekennzeichnet, dessen räumliche Abwandlung bei relativ gleichbleibenden Mitteltemperaturen des wärmsten Monats von 5—10 °C vornehmlich durch die Variabilität der winterlichen Monatsmitteltemperaturen von 0 °C bis -30 °C bewirkt wird. Mit der Verschärfung des Frostregimes geht in der Regel eine Abnahme der jährlichen Niederschläge von rund 800—1400 mm in der Subarktis Süd-Grönlands und Süd-Islands bis auf 200—300 mm in der Hocharktis einher. Damit verbunden ist eine allgemeine Abnahme der mittleren Mächtigkeit der den Boden thermisch-isolierenden Schneedecke, wobei diese durch die starken Winde lokal erhebliche Umlagerungen erfährt. Die angesprochene Verschärfung des Frostregimes der bodennahen Luftschicht drückt sich aus in einer regelhaften Zunahme der Eistage: In Süd-Island und Süd-Grönland gibt es pro Jahr im Mittel 50 Eis- und 100 Frostwechselftage; das mittlere West- und Ost-Grönland sowie Lappland verzeichnen 130 Eis- und 90 Frostwechselftage, das arktische Kanada um 150 Eistage bei rund 90 Frostwechselftagen. Mit dieser Zunahme der Eistage geht eine Abnahme der für die periglaziäre Formung relevanten Frostwechsel im Boden einher; und zwar verringert sich die Zahl der Bodenfrostwechselftage von 40—50 Tagen in Südwest-Island auf 2—8 Tage in der Hocharktis. In Abhängigkeit von diesen thermischen und hygrischen Bedingungen verdichtet sich der Permafrostboden von sporadischer Verbreitung in der Subarktis über diskontinuierliche bis zu kontinuierlicher Verbreitung in der Arktis. Während die Palsas Aufbauformen des Permafrostbodens darstellen, finden sich die Thufur, die zuerst betrachtet werden sollen, in den Tundren mit und ohne Permafrostboden gleichermaßen verbreitet.

2. DIE MORPHODYNAMIK DER THUFUR

Als „thúfur“ (Einz.: „thúfa“) werden im Isländischen und hiernach auch in der Fachterminologie kleine vegetationsbedeckte Bülden aus Feinerde bezeichnet. Sie sind hinsichtlich ihrer Genese scharf zu trennen von jenen äußerlich gleich aussehenden Bülden, die von Gesteinsblöcken oder rein organischem Material gebildet werden. Das Erscheinungsbild der Thufur ist in aller Regel buckel- bis kuppelförmig. Es gibt aber auch plateau-, schild- und wallförmige Thufur. Die Abmessungen der Erdbülden variieren zwischen 20—80 cm in der Höhe und 40—150 cm im Durchmesser. Die Anordnung der schmalen rinnenförmigen Vertiefungen zwischen den engständigen Thufur verleiht dem Büldenfeld insgesamt eine netzförmige Grundrißstruktur. Die Verbreitung der Thufur ist im allgemeinen flächenhaft; sie folgt der Verbreitung von Feinmaterial mit geschlossener Vegetationsbedeckung vom Typ der arktischen und subarktischen Tundren, Wiesen und Heiden.

Für die Frage nach der Morphodynamik der Thufur dokumentieren bereits ihre Verbreitung im periglazialen Milieu und ihr winterlicher Frostbodenkern, daß es sich bei diesen Erdbülden um das Resultat der saisonalen Bodenfrostwirkung handelt. Da die Thufur nach dem Abklingen des winterlichen Bodenfrostes bestehen bleiben, in ihnen aber keine Hohlräume angetroffen werden, aus denen sich die Volumenzunahme erklärte, muß die Thufur-Bildung auf subkutane Materialverlagerung zurückgehen. Die Prozesse selbst sind der unmittelbaren Beobachtung gemeinhin nicht zugänglich; sie lassen sich aber aus dem sedimentären Aufbau der Erdbülden rekonstruieren. Für derartige Untersuchungen sind insbesondere die Thufur-Felder Islands geeignet, da ihr Substrat häufig markante vulkanische Aschenbänder enthält, die Materialdeformationen besonders deutlich widerspiegeln. Bei einigen hundert Grabungen wurde in den Erdbülden regelhaft eine ihrem Habitus entsprechende Aufwölbung der Substratpartien angetroffen, teils von gleichmäßiger faltenartiger Struktur (Abb. 1), teils in Gestalt von Kryoturbationen (Abb. 2). Diese

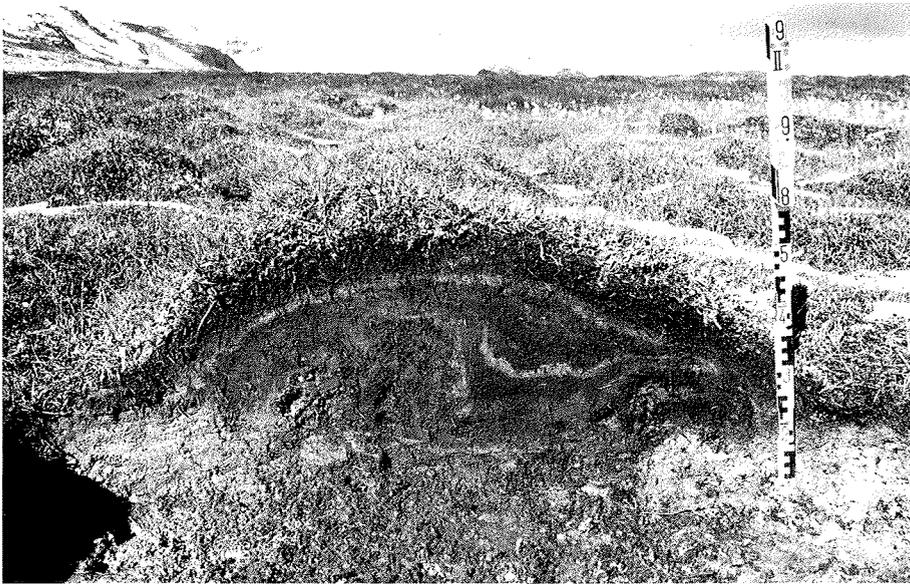


Abb. 1: Thufur mit faltenförmiger Substratstruktur. Páratíse, Narssaq-Halvø, Süd-Grönland (12. 9. 1979).

Fig. 1: Thufur with folded structure. Páratíse, Narssaq Halvø, Southern Greenland (12./9. 1979).



Abb. 2: Thufur mit kryoturbarer Substratstruktur. Kvaløya, Nord-Norwegen (19. 7. 1977).

Fig. 2: Thufur with irregular cryoturbations. Kvaløya, Northern Norway (19/7/1977).

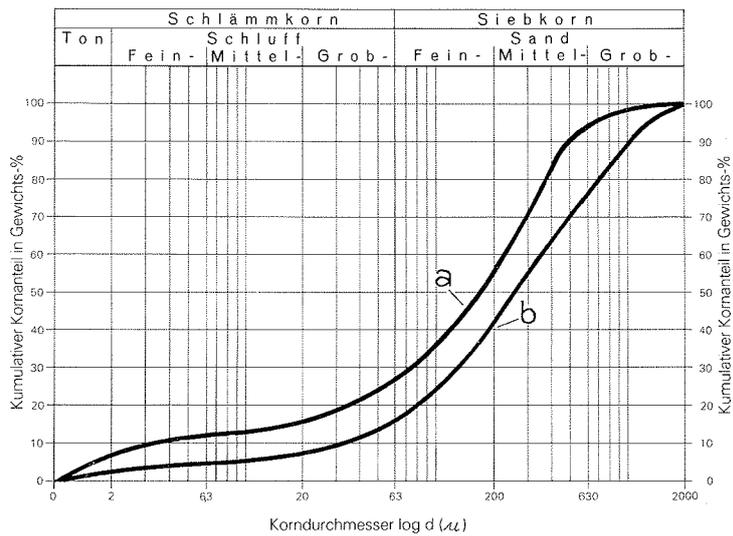
faltenförmigen oder kryoturbaten Substratstrukturen zeigen subkutane Substratumlagerungen an. Anhand aufgegrabener Bodenprofile Islands kann der ursprüngliche Aufbau des Substrates aus Feinmaterial mit eingeschalteten Aschenlagen mit dem beulenförmig deformierten Aufbau nach der Thufur-Bildung verglichen werden (vgl. SCHUNKE 1977a: Photos 17 u. 18; SCHUNKE 1977b: Photo 3). Die durch die Thufur-Bildung erfolgte frostdynamische Deformation der Aschenlagen läßt nun deutlich erkennen, daß die Bildung der Erdbülten durch Materialzufuhr aus dem Bereich zwischen den Erdbülten resultiert. Diese Umlagerungen des Feinmaterials vollziehen sich vornehmlich bis in Bodentiefen von 60—70 cm. Diese Bodentiefe befindet sich, wie Messungen der Bodentemperaturen zeigen, dicht unterhalb der Eindringtiefe des Bodenfrostes im isländischen Tiefland. Somit muß sich die zur Thufur-Bildung führende Umlagerung des Feinmaterials ungefähr bis zur Tiefe der saisonalen Bodenfrosthaut hinab vollziehen.

Die vielfach belegten Substratauffaltungen oder -turbationen in den Erdbülten zeigen, daß die vertikale Aufbeulung im wesentlichen auf seitlichen Druck zurückgeht. Dieser kommt dadurch zustande, daß der Bodenrost zwischen den Erdbülten, relativ gesehen, tiefer reicht als in den Erdbülten selbst. Das unterschiedlich tiefe Eindringen des Bodenfrostes ist also eine Folge von Reliefunterschieden im embryonalen Bültensboden. Das Problem der Thufur-Bildung läuft somit auf die Frage nach denjenigen Umständen hinaus, die beim Beginn der Thufur-Bildung aus einer glatten Bodenoberfläche den unterschiedlichen Tiefgang des Bodenfrostes bewirken.

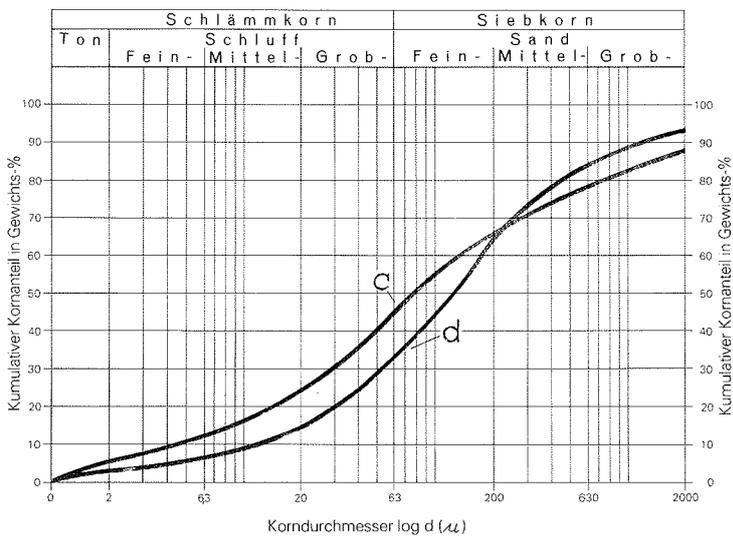
Zur Klärung dieses Problems sind zunächst zwei Beobachtungen von Wichtigkeit: 1. Die Thufur-Bildung setzt mit sehr flachen Bodenaufwölbungen ein. 2. Wie die Anlage zellenförmiger Frostbodenmuster zeigt, erfolgt das Eindringen des Bodenfrostes auf physikalisch noch ungeklärte Weise zellenförmig differenziert. Dabei ist aus zahlreichen experimentellen Untersuchungen von TABER (1929), BESKOW (1935), DÜCKER (1940) u. a. bekannt, daß schluffiges Feinmaterial zur Ausbildung solcher zellenförmigen Bodenroststrukturen prädestiniert ist.

Diese Bodenrostzellen ziehen aufgrund des Dampfdruckgefälles zwischen Eis und Wasser das Bodenwasser an. Es ist nun zunächst vorstellbar, daß dieser gerichtete Bodenwasserstrom eine Verlagerung der feinsten Bodenpartikel bewirkt. Detaillierte Substratanalysen bestätigen diese Vermutung: Der Bültenkern enthält nämlich vielfach mehr feinste Partikel als die Randbereiche (Abb. 3). Ganz entsprechende Ergebnisse haben auch TARNOCAI & ZOLTAI (1978, 587) von Erdbülten aus dem Mackenzie-Distrikt und dem Kanadischen Archipel mitgeteilt wie auch BREWER & HALDANE (1957) von experimentellen Bodenuntersuchungen. Es dürften somit frostbedingte Bodenwasser- und Feinmaterialbewegungen sein, die in der Summe ihrer saisonalen Wiederholungen schließlich zu jenen zunächst geringfügigen Reliefunterschieden führen, die den unterschiedlichen Tiefgang des Bodenfrostes und damit die endgültige Thufur-Bildung durch seitlichen kryostatistischen Druck auslösen.

Aufschluß über die Faktoren der Thufur-Bildung geben weitere bodenklimatische und pedologische Untersuchungen. Hinsichtlich des Bodenrostregimes lassen sich anhand von Bodentemperaturmessungen je nach Höhen- und Breitenlage sowie nach zentral-kontinentaler und peripher-ozeanischer Lage der Tundren zwei unterschiedliche Bodenrostregime unterscheiden: nämlich ein tageszeitliches Bodenrostregime mit großer Frostwechselhäufigkeit bei zugleich geringer Frosteindringtiefe sowie zum anderen ein jahreszeitliches Bodenrostregime mit geschlossener Bodengefrorenis mit einigen wenigen Frostwechseln zu Beginn und am Ende der Frostperiode bei zugleich großer Eindringtiefe des Frostes. Bemerkenswerterweise entspricht nun diesen ganz unterschiedlichen Bodenrostverhältnissen, wie sie etwa im Tief- und Hochland Islands und Süd-Grönlands ausgebildet sind, kein erkennbarer Wandel in der Ausprägung der Thufur. Hierzu zeigt die weitere Analyse der Bodentemperaturverteilung während des Jahres, daß die verschiedenen Bodenrostregime trotz aller Unterschiede darin übereinstimmen, daß der Bodenrost zu Beginn der Frostperiode langsam in den Boden eindringt und ihn relativ rasch am Ende verläßt. Weiterhin ergibt sich, daß die Bodenrostfront auch bei einem jahreszeitlichen Bodenrostregime mit großer Frosteindringtiefe, wie es etwa für Permafrostbodenareale typisch ist, relativ lange, nämlich rund 1—2



Aufbereitung: Humus-Extraktion durch 8%-Wasserstoffperoxid-Lösung,
 Dispergierung in 0,4 n Natriumpyrophosphat-Lösung.
 Siebanalyse: Trockensiebung
 Schlämmanalyse: Methode KOHN, mit Wasser aufbereitet
 Durchführung: Physisch-geographisches Labor der Univ. Göttingen.



Aufbereitung: Humus-Extraktion durch 8%-Wasserstoffperoxid-Lösung,
 Dispergierung in 0,4 n Natriumpyrophosphat-Lösung.
 Siebanalyse: Trockensiebung
 Schlämmanalyse: Methode KOHN, mit Wasser aufbereitet
 Durchführung: Physisch-geographisches Labor der Univ. Göttingen.

Abb. 3: Kumulative Korngrößenverteilung im Zentrum (a, c) und an der Peripherie (b, d) eines Thufurs. Oben: Thufur in Lapland; unten: Thufur in Süd-Grönland.

Fig. 3: Cumulative grain size distribution curve of material in the centre (a, c) and at the periphery (b, d) of a thufur. Above: thufur in Lapland, below: thufur in Southern Greenland.

Monate in Bodentiefen von 30—50 cm verharrt, ehe sie größere Tiefen erreicht. Die entscheidende Rolle, die dieses langfristige Verharren der Bodenfrostfront in Tiefen von 30—50 cm für die Thufur-Bildung spielt, geht daraus hervor, daß die vorhin aufgezeigte Materialverlagerung trotz ganz unterschiedlicher maximaler Frosteindringtiefen übereinstimmend bis in Tiefen von 60—70 cm reicht.

Die Frage nach der Bedeutung der pedologischen Faktoren für die Thufur-Bildung ergibt sich allein schon aus der Beobachtung, daß auch bei einem annähernd einheitlichen Bodenfrostklima nicht sämtliche Bereiche der arktischen und subarktischen Tundren von Thufur eingenommen werden. Untersucht man daraufhin das Substrat der Areale mit und ohne Thufur-Bildung, beispielsweise auf Island, dann zeigen sich folgende Ergebnisse: 1. Das von der Thufur-Bildung betroffene Feinmaterial unterscheidet sich von den bültfreien Substraten signifikant durch einen größeren Schluffanteil (Abb. 4). 2. Des weiteren ergaben Bestimmungen des Humusgehaltes der gleichen Substratproben, daß das von der Thufur-Bildung betroffene Feinmaterial einen erheblich größeren Humusanteil (16%) aufweist als das bültfreie Substrat (7%). Diese Unterschiede der Korngrößenzusammensetzung und des Humusgehaltes sind für die Thufur-Bildung insofern von Bedeutung, als sich aus ihnen unterschiedliche Bodengefüge ergeben: Die humusarmen sandigen Substrate zeigen sehr häufig Einzelkorngefüge, das wegen des größeren Porendurchmessers ein geringeres Porenvolumen und damit eine relativ geringe Wassersorption hat. Die humusreichen schluffigeren Substrate hingegen haben das ungleich kompliziertere Kohärent- oder auch Plattengefüge mit einer viel größeren Fähigkeit zur Wasserbindung. Somit erklärt sich die bevorzugte Thufur-Bildung in schluffigem bzw. humusreichem Feinmaterial letztlich aus der größeren Wassersorptionsfähigkeit dieser Substrate. Bemerkenswerterweise besitzen die Erdbülden von Thufur-Feldern über Permafrostboden nicht jene Höhe von bis über 60 cm wie die Erdbülden über permafrostbodenfreien

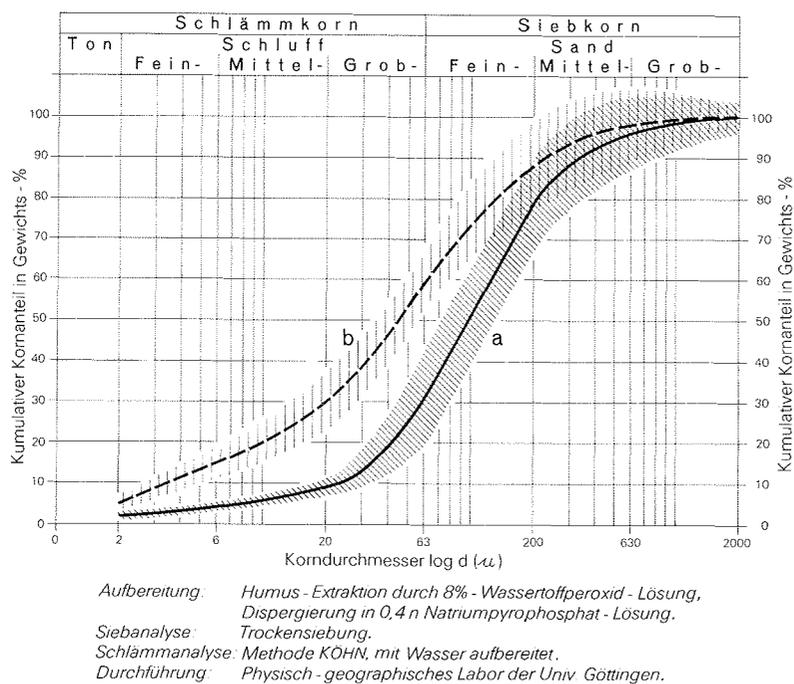


Abb. 4: Mittlere kumulative Korngrößenverteilung (mit Standardabweichung) ausgewählter Bodenproben aus Feinmaterial mit (b) und ohne (a) Thufur-Bildung auf Island.

Fig. 4: Mean cumulative grain size distribution curves (with standard deviations) of selected soil samples of fines with (b) and without (a) thufur formation in Iceland.

Arealen: Durch die Wasserbindung im Permafrostboden des Untergrundes kann sich hier die frostbedingte Wassersorption nicht voll auswirken.

3. DIE MORPHODYNAMIK DER PALSAS

Wie die Thufur sind auch die Palsas als weitere Kennform der arktischen Tundren im allgemeinen durch einen beulenförmigen Habitus mit Vegetationsbedeckung charakterisiert. Es gibt aber auch plateau-, wall- und ringwallförmige Palsas. Die Formen erreichen mit Höhen von 1—6 m und einem Durchmesser von 2—30 m erheblich größere Dimensionen als die Thufur. Der Begriff „palsa“ ist aus dem Lappischen in die wissenschaftliche Terminologie übernommen und bezeichnet einen Torfhügel mit Permafrostbodenkern. Konstituierende Merkmale der Palsas sind also ihr dominanter Aufbau aus Torf und ihre perennierende Bodengefrorenis im Inneren (Abb. 5). Der Permafrostbodenkern wird von einer im Sommer frostfreien Torfhülle umgeben. Dieser sommerliche Auftauhorizont erreicht eine Mächtigkeit von bis zu 1 m, und zwar in Abhängigkeit von der Zusammensetzung der ihn aufbauenden Substrate. Wie Temperaturmessungen erbrachten, herrschen im Sommer auch bei Außentemperaturen von 10—20 °C in der Palsahülle konstant Temperaturen um 1—2 °C. Die frostfreie Palsahülle wirkt also als thermische Isolation für den gefrorenen Palsakern und schützt ihn im Sommer vor der Außenwärme. Dabei ist die isolierende Wirkung der verschiedenen am Aufbau der Palsahülle beteiligten Substrate unterschiedlich: Im Torf wurden für die tiefenwärtige Temperaturabnahme Werte von 0,6—0,8 °C/cm ermittelt und in schluffi-

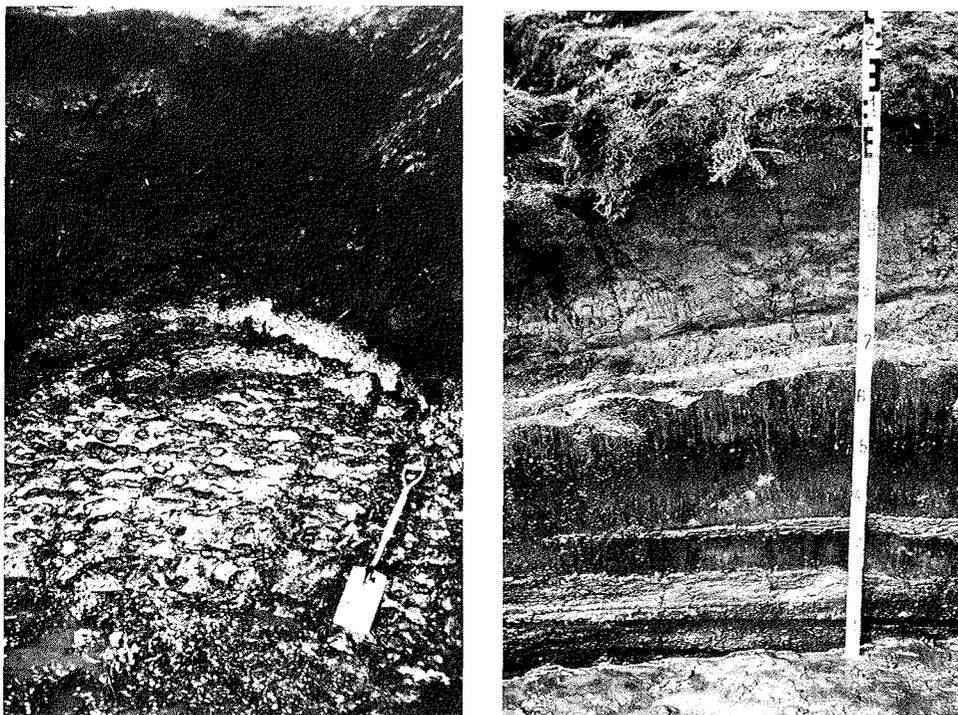


Abb. 5: Palsa-Kern mit Segregationeis (links); Mcmillan Pass, Selwyn Mts., Nordwest-Kanada (12. 8. 1978). Palsa-Kern mit Massiveis (rechts); Holtamannaafreittur, Zentral-Island (29. 8. 1971).

Fig. 5: Palsa core with segregation ice (left), Mcmillan Pass, Selwyn Mts., NW-Canada (12./8. 1978). Palsa core with massive ice (right), Holtamannaafreittur, Central Iceland (29/8/ 1971).

gem Feinmaterial Werte von $0,1-0,2^{\circ}\text{C}/\text{cm}$. Dadurch, daß zur Erhaltung des Permafrostbodens eine organogene Hülle von großer Isolierfähigkeit nötig ist, bleibt die Verbreitung der Palsas in den arktischen Tundren an Sumpf- und Mooregebiete gebunden. Dabei konzentriert sich die Verbreitung wegen der das Pflanzenwachstum begünstigenden höheren Sommerwärme auf den Bereich der Strauch- und Waldtundra. Der hohe Anteil von organischem Substrat am Aufbau der Palsas gibt übrigens die Möglichkeit, das Höchstalter der Formen mit Hilfe der Radiokarbon-Datierung zu bestimmen. Für verschiedene Palsagebiete Islands wurde ein Höchstalter des Torfes von 7615 ± 95 Jahren und damit ein postglaziales Alter ermittelt (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung; Probennummern Hv 7387—7393).

Die Frage nach der Morphodynamik der Palsas kann wie bei den Thufur gleichfalls nur durch einen Einblick in den inneren Bau der Formen geklärt werden. Wegen der zementartigen Festigkeit des Permafrostbodens ergeben sich hierbei technische Schwierigkeiten: Der Palsakern muß aufgesägt werden. Dabei zeigt sich dann, daß der Permafrostbodenkern der Palsas aus einer dichten Folge von Segregationeis besteht (Abb. 5). Dieses bildet sich bekanntlich beim allmählich fortschreitenden Eindringen der Gefrierfront in den Boden. Die Eissegregation an der Gefrierfront wird zum Teil auch von der Bildung dickerer Eisbänder begleitet. Insgesamt ergibt die Anordnung des Segregationseises eine beulenförmige Struktur des Palsakernes.

Als Besonderheit wurde verschiedentlich im Palsakern Massiveis größerer Mächtigkeit angetroffen (Abb. 5). Dieses enthält sehr häufig schlauchförmige Lufteinschlüsse von bis zu 10—13 cm Länge, die nach SCHUMSKI (1957: 107) Indikatoren für ein rasches Wachstum des Eises darstellen. Weiterhin zeigt die Eisanalyse, daß das Massiveis aus langgestreckten Eiskristallen besteht. Die große Mächtigkeit des Massiveises, die langgestreckte Ausprägung der Eiskristalle und die große Häufigkeit von Lufteinschlüssen sind Indizien dafür, daß die Bildung des Massiveises sehr rasch erfolgte — anders als bei der langsameren Eisblätterbildung. Im allgemeinen besitzen die Palsas mit mächtigem Massiveiskern eine deutlich geringere Dimension als die Palsas mit Segregationeis. Anders als die Aufbeulung der Thufur resultiert also die Aufwölbung der Palsas nicht aus einer subkutanen Materialumlagerung. Sie geht vielmehr ausschließlich auf die Volumenzunahme beim Gefrieren des Bodenwassers im Palsakern zurück.

Im übrigen unterscheiden sich die Palsas durch ihren Aufbau aus Torf, durch die beulenförmige Anordnung des Segregationseises sowie durch den hohen Anteil von Massiveis generell von jenen gleichgestalteten Permafrostbodenhügeln, die als Erosionsrelikte ehemals größerer Permafrostbodenflächen erhalten geblieben sind. Diese besitzen zwar den gleichen Habitus wie die Palsas, ihre horizontale Anordnung der Schichten, ihr vorwiegend minerogener Substrataufbau sowie die Dominanz von Poreneis im Permafrostboden dokumentieren aber ihre andersartige Genese als Degradationsformen des Permafrostbodens.

Außer der Aggradationsphase durch Eissegregation und Massiveisbildung gehört zur Morphodynamik der Palsas auch die Permafrostbodendegradation. Die Morphodynamik des Permafrostbodenzerfalls setzt ein, wenn die thermisch-isolierende Torfdecke der Palsas zerstört wird. Sehr häufig nimmt die Beschädigung der isolierenden Torfdecke ihren Ausgang von einem Aufplatzen der Palsahülle wie es im Gefolge eines besonders raschen Wachstums des Palsakernes erfolgen kann. Dabei reißen Spalten auf, die bis auf den Permafrostbodenkern hinabreichen und somit Luft und Wasser den Zutritt zum Permafrostboden ermöglichen. Verschiedentlich erfolgt in Gebieten mit hohem Grundwasserspiegel ein Anschmelzen des Palsakernes im Sommer auch durch das Grundwasser mit seiner großen Wärmekapazität: Dann wird der Permafrostbodenkern unter der Palsahülle in Höhe des Wasserspiegels unterminiert. Der Zerfall der Palsas führt dann zu den verschiedensten Zerstörungsformen. Das völlige Abschmelzen des Palsakernes hinterläßt aufgrund des Volumenschwundes eine meist wassergefüllte Hohlform als Endform der Palsadegradation. Derartige Degradationsformen finden sich in vielen zerfallenden Palsa-Mooren.

Unter den Faktoren der Palsa-Morphodynamik sind die klimatischen die wichtigsten, und zwar vor allem die Kältesumme, die Frostintensität und die sommerliche Wärmesumme. Die jährliche Kältesumme in

den verschiedensten Palsagebieten liegt deutlich über 1000°C . Sie beträgt beispielsweise für die Periode 1966—1975 in Rustelfjelbma (Lappland) rund 1650°C , in Hveravellir (Zentral-Island) 1160°C und in Tungsten (Nordwest-Kanada) 2550°C . In Abhängigkeit von der unterschiedlichen Größenordnung der Kältesumme und Frostintensität lassen sich regionale Unterschiede in der Dimension der Palsas, vor allem in ihrer Höhe, feststellen. In Abhängigkeit von der mit einer Zunahme der Kontinentalität des Klimas einhergehenden Zunahme von Kältesumme und Frostintensität zeigt sich eine Zunahme der Palsahöhe: Während im ozeanischen getönten Tundrenklima Zentral-Islands die Palsas eine Höhe von 1—3 m erreichen, weisen die Palsas im kontinentaleren Lappland und Nord-Kanada eine Höhe von 3—6 m auf. Als Ursache hierfür spielen außer Unterschieden der Kältesumme und Frostintensität auch Unterschiede der Mächtigkeit der thermisch-isolierenden Schneedecke zwischen den kontinentalen und ozeanischen Tundren eine Rolle.

Hinsichtlich der klimatischen Parameter stellen die Bedingungen Zentral-Islands wohl die Grenzbedingungen der Palsabildung dar. Hier sind besonders günstige Bedingungen zur Erfassung der klimatischen Parameter der Palsabildung gegeben: Auf Island verschwanden nämlich in den durch eine deutliche Erwärmung gekennzeichneten 20—50er Jahren dieses Jahrhunderts (Abb. 6) die Palsas. Seit den 60er Jahren hingegen ist an Plätzen, an denen die Palsas im Zusammenhang mit der Erwärmung verschwunden waren, gegenwärtig eine Neubildung von Palsas zu beobachten. Aus der eingetretenen Veränderung der klimatischen Parameter lassen sich somit die makroklimatischen Faktoren der Palsabildung ableiten: Die gegenwärtige Größenordnung der frostklimatischen Parameter im etwa 600—800 m hoch gelegenen zentral-isländischen Hochland bezeichnet annähernd die Bildungsbedingungen der Palsa-Aggradation. Die makroklimatischen Bedingungen Zentral-Islands werden durch die Daten der Stationen Hveravellir (642 m ü. M.) und Grimsstadir (384 m ü. M.) repräsentiert. Die folgenden Werte beziehen sich auf die

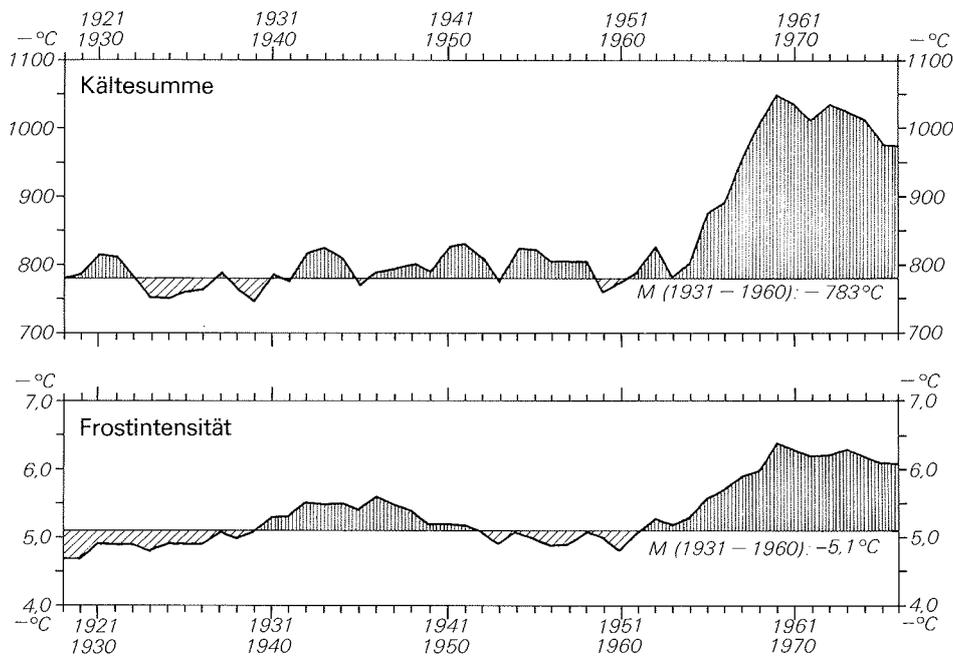


Abb. 6: Gang der jährlichen Kältesumme und Frostintensität und seine Abweichung vom Normalwert (1931—1960) seit 1918 in Grimsstadir, Zentral-Island (9jährig übergreifende Mittelwerte).

Fig. 6: Trends of the annual totals of freezing degree days and frost intensities and their deviations from normal means (1931—1960) since 1918 at Grimsstadir, Central Iceland (9-year running means).

Station Hveravellir, die ab 1965 unterhalten wird, die diagrammatischen Angaben (Abb. 6 u. 7) der längeren Meßreihe wegen auf die Station Grimsstadir, die ab 1910 kontinuierlich arbeitet. Mit einer Jahresmittel-Temperatur von $-1,1^{\circ}\text{C}$, einer Mitteltemperatur des wärmsten Monats (August) von $6,2^{\circ}\text{C}$ und einer Mitteltemperatur des kältesten Monats (Februar) von $-6,6^{\circ}\text{C}$ gehört die Station Hveravellir zum Bereich der ET-Klimate nach KÖPPEN. Die mittlere Jahressumme des Niederschlages beträgt 795 mm. Im Jahresmittel werden 238 Frosttage registriert, darunter 126 Eistage. Die für die Palsabildung wichtige Kältesumme beträgt 1160°C , die durchschnittliche Wärmesumme 760°C . Mit diesem Kälteüberschuß ist eine wichtige allgemeine Voraussetzung für die Permafrostbodenaggradation gegeben. Die relativ geringe Sommerwärme begünstigt zudem die Erhaltung des Permafrostes. Das Frostklima Zentral-Islands zeichnet sich weiterhin dadurch aus, daß an durchschnittlich 210 Tagen des Jahres eine vollständi-

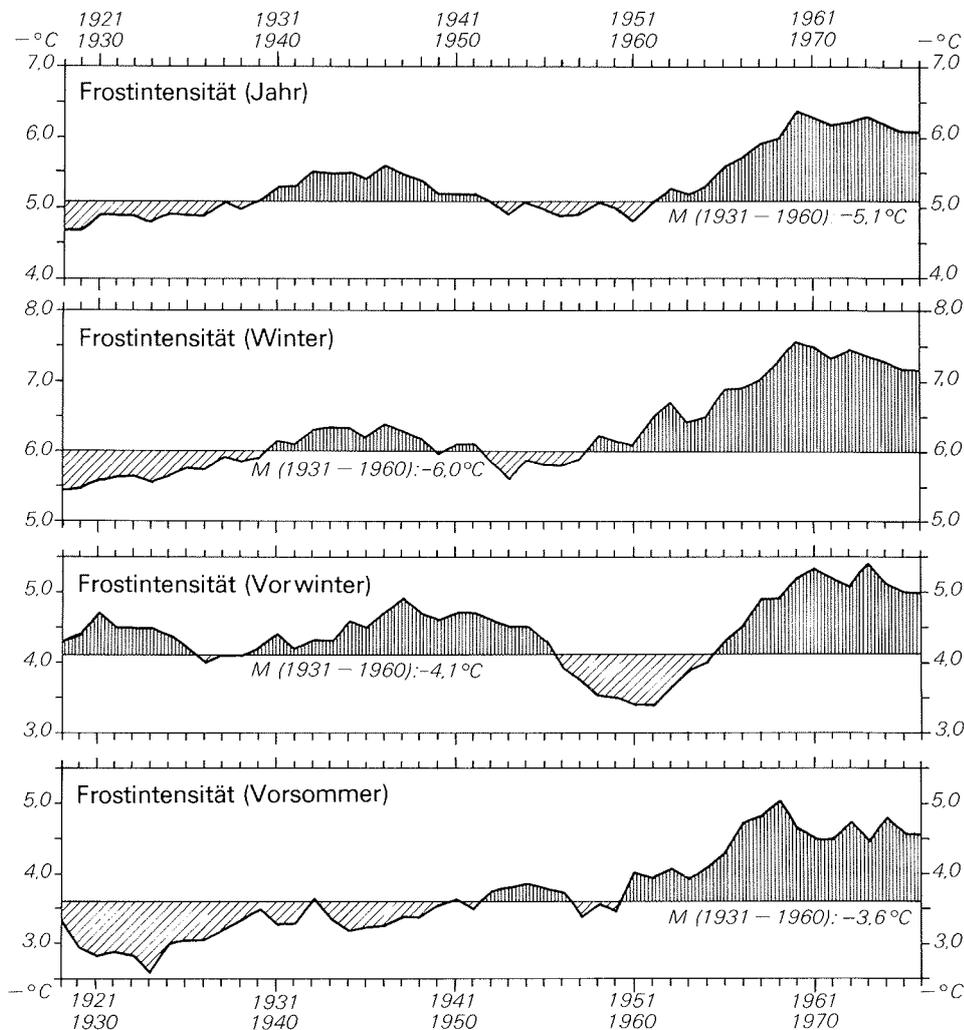


Abb. 7: Gang der Frostintensität des Jahres, Winters, Vorwinters (Okt.—Nov.) und Vorsommers (Apr.—Mai) und seine Abweichung vom Normalwert (1931—1960) seit 1918 in Grimsstadir, Zentral-Islands (9jährig übergreifende Mittelwerte).

Fig. 7: Frost intensities of the years, winters, autumns (oct. & nov.) and springs (apr. & may) since 1918 and their deviations from the normal means (1931—1960) at Grimsstadir, Central Iceland (9-year running means).

ge Schneebedeckung des Bodens besteht, die sich von November bis Mai erstreckt. Die durchschnittliche Höhe der Schneedecke beläuft sich auf 20—50 cm im Zeitabschnitt Oktober—Mai. Im Monatsmittel werden Schneedeckenhöhen von über 90 cm registriert. Infolge der großen Windstärken bestehen zum Teil beträchtliche lokale Unterschiede der Schneemächtigkeit auf engstem Raum. Diese führen bekanntlich zusammen mit Vegetations- und Substratdifferenzierungen zu einer unterschiedlichen Eindringtiefe und -intensität des Bodenfrostes, woraus eine lokal differierende Permafrostbodenaggradation resultieren kann.

Die wichtigste edaphische Voraussetzung der Palsabildung, die Existenz von organischen Substraten als thermisch-isolierende Deckschicht, braucht hier nur der Vollständigkeit halber noch einmal erwähnt zu werden.

4. ZUR GEOMORPHOLOGISCH-LANDSCHAFTSÖKOLOGISCHEN BEDEUTUNG DER THUFUR UND PALSAS

Die hier skizzierten Palsas und vor allem die Thufur haben in den arktischen und subarktischen Tundren Lapplands, Islands, Grönlands, Nord-Kanadas und Nord-Alaskas eine so weite Verbreitung, daß sie als Kennformen dieser Landschaftszone anzusehen sind. Ihre landschaftsökologische Bedeutung ergibt sich aus ihrer Morphodynamik. Insbesondere die Thufur sind ein markanter Ausdruck einer starken flächenhaften Bodenfrostdynamik und ihrer Differenzierungen. So haben Messungen beispielsweise im Tiefland Islands während des Winters maximale Frosthebungsbeiträge des Bodens von rund 30 cm ergeben; in der Summe sämtlicher Frosthebungen eines Winters wurde ein Gesamthebungsbetrag von rund 80 cm erreicht (vgl. SIGURDSSON 1967).

Angesichts derartiger Frosthebungsbeiträge nimmt es nicht wunder, daß die Bodenfrostdynamik vielfach auch zu einem Aufplatzen der Erdböden führt, das im wesentlichen aus dem Aufdringen von frostempfindlichem Feinmaterial aus dem Untergrund resultiert. Auf diesen Barflecken kann dann auch die weitere Bodenfrostdynamik, insbesondere die Nadeleisbildung, verstärkt ansetzen, so daß es zu einer weitergehenden oberflächlichen Substratauflöckerung und Vegetationszerstörung kommt. Diese erleichtert dann dem Wind den abtragenden Zugriff. Die Folge dieser Gelideflation ist eine weitgehende Beseitigung der Boden- und Vegetationsdecke, insbesondere in Substraten mit geringem Tonanteil und damit von geringerer Bindigkeit, wie sie etwa auf Island weit verbreitet sind. Hier tritt das Problem der Gelideflation besonders gravierend in Erscheinung.

Die Morphodynamik der Palsas erlangt landschaftsökologische Bedeutung unter anderem dadurch, daß ihr Permafrostbodenkern vielfach als Initialstadium einer weitergehenden Permafrostbodenausbreitung fungiert. So zeigen aufgegrabene oder aufgesägte Permafrostbodenkörper beispielsweise in Zentral-Island vielfach eine beulenförmige Struktur (Abb. 8). Auch durch ihren Aufbau aus Segregationseis gleichen diese Beulen den Palsas.

Die flächenhafte Bodenfrostdynamik, als deren geomorphologischer Ausdruck die Thufur und Palsas gelten, stellt im Bereich der polaren Kältengrenze der Ökumene, in dem der Mensch hinsichtlich der Landnutzung durch Feldgraswirtschaft auf das Vegetationspotential angewiesen ist, eine unmittelbare Beeinträchtigung der Landnutzung dar. Sie hat in manchen Bereichen der Tundren, vor allem an ihrem Südrand, seit den 60er Jahren dieses Jahrhunderts eine beträchtliche Verstärkung erfahren, die sich in einer intensivierten Morphodynamik ausdrückt, und zwar besonders deutlich durch die umfangreiche Neubildung von Palsas auf Island (vgl. PRIESNITZ & SCHUNKE 1978, SCHUNKE 1979). Daß es sich bei den Palsas auf Island vielfach um Erscheinungen einer aktuellen Permafrostbodenaggradation handelt, ergibt sich außer aus der unmittelbaren Beobachtung einer Neubildung von Palsas an Plätzen, an denen sie zuvor fehlten, vor allem aus radiometrischen Eisdatierungen und aus Pollenanalysen.

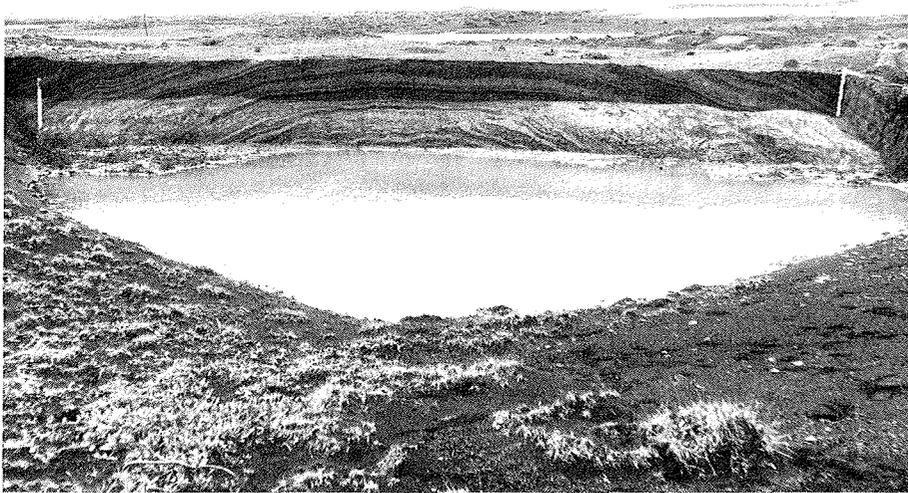


Abb. 8: Beulenförmige Struktur vom Palsa-Typ im Permafrostboden. Hnausaver, Zentral-Island (10. 8. 1975).

Fig. 8: Domed permafrost structure of palsa type. Hnausaver, Central Iceland (10/8/ 1975).

Zur Gewinnung von Eisproben für die Bestimmung des Tritium-Gehaltes des Eises, die den radiometrischen Datierungen zugrunde liegt und vom Isotopenlabor des Niedersächsischen Geologischen Landesamtes (Leitung: Prof. Dr. M. A. Geyh) durchgeführt wurde (Probennummer Bh 2826-2850), mußte der Palsakern aufgesägt werden, um Eisproben aus dem Palsinneren zu entnehmen, die mit dem aktuellen Grund- und Oberflächenwasser keine Berührung hatten (Abb. 5). Auf der Grundlage der radiometrischen Datierung des Tritium-Gehaltes der Eisproben wurden aktuelle und subrezente Palsabildung an verschiedenen Plätzen Islands und Nord-Kanadas unterschieden. Für Island zeigt sich dabei, daß die meisten der dort untersuchten 25 Palsa-Gebiete eine aktuelle Palsabildung aufweisen, die vornehmlich ab Mitte der 60er Jahre einsetzte.

Außerdem lassen pollenanalytische Befunde eine Unterscheidung von aktuellen und subrezentem Palsas zu. So weist die Torfhülle von aktuellen Palsas unmittelbar nach ihrer Aufwölbung die gleiche qualitative und quantitative Zusammensetzung des Pollenspektrums auf wie das umgebende Sumpfgebiet. Zum Vergleich wurden jeweils aus 2—3 m Bodentiefe Substratproben von Palsas sowie vom umgebenden Sumpfgebiet entnommen. Bei den aktuellen Palsas zeigen beide Proben gleichermaßen einen dominanten Nichtgehölzpollen-Anteil (meist Gramineen, Cyperaceen, Caryophyllaceen u. a.) von 85—95% und einen geringen Gehölzpollen-Anteil (meist *Betula*, *Salix*, *Ericaceen*) von 5—15% (Abb. 9). Bei den älteren Palsaformen hingegen unterscheidet sich der Pollenbestand deutlich von dem der sumpfigen Umgebung: Der Pollenbestand der Palsahülle enthält hier einen Nichtgehölzpollen-Anteil von 40—70% und einen Gehölzpollen-Anteil von 30—60%, womit er sich signifikant von der Pollenzusammensetzung der sumpfigen Umgebung abhebt, die zu 90—95% aus Nichtgehölzpollen besteht (Abb. 9). Insgesamt wurden 30 isländische Palsalokalitäten auf diese Weise untersucht. Eine Kontrolle der Untersuchungsergebnisse ist dadurch gegeben, daß das aktuelle oder subrezente Alter einiger pollenanalytisch untersuchter Palsavorkommen auch anhand des ^3H -Gehaltes bestimmt wurde.

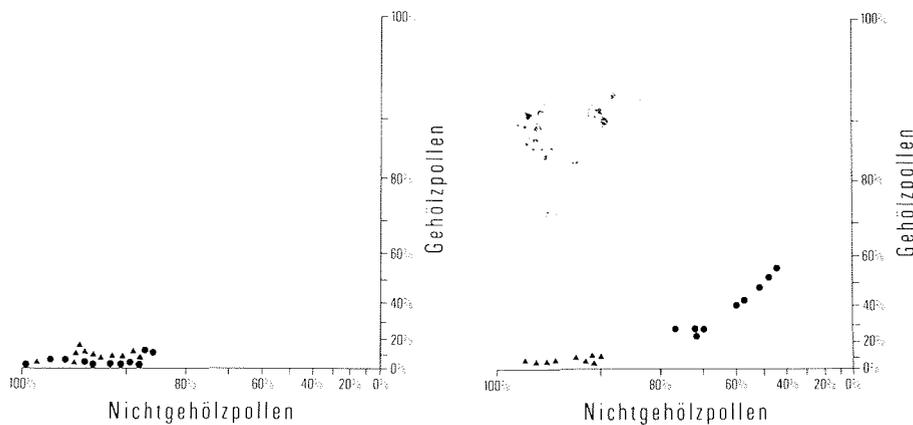


Abb. 9: Prozentuale Pollenverteilung ausgewählter Proben von aktuellen (links) und subrecenten (rechts) Palsas in Zentral-Island (● Proben der Palsakuppe, ▲ Proben des benachbarten Sumpfbereiches).

Fig. 9: Pollen distribution diagram of selected soil samples of recent (left) and subrecent (right) palsas in Central Iceland (● sample of the palsa top, ▲ sample of the adjacent bog surface).

Schließlich sind aktuelle Palsas vielfach bereits daran erkennbar, daß ihnen eine Vegetationsbedeckung fehlt: Die hygrophile Vegetation ist nach der Heraushebung der Torfdecke im Zuge der Palsabildung abgestorben; eine den neuen Standortbedingungen angepaßte xerophile Vegetation hat sich noch nicht eingestellt.

Die zu beobachtende Neu- bzw. Weiterbildung der Palsas auf Island hat ihre Ursache in einer beträchtlichen Verschärfung des Frostregimes seit den 60er Jahren (vgl. SCHUNKE 1979). Dabei hat sich vor allem im Hochland Islands die Kältesumme gegenüber dem Normalwert um rund 30% erhöht (Abb. 6). Zugleich ist die jährliche Wärmesumme gegenüber dem Normalwert um rund 10% zurückgegangen. Damit hat sich die Wärmebilanzsumme erniedrigt. Von wesentlicher Bedeutung für die aktuelle Palsabildung ist der Umstand, daß die Frostintensität, d. h. der Kältegrad pro Frosttag, deutlich zugenommen hat (Abb. 7). Diese Verstärkung der Frostintensität betrifft insbesondere den Vorwinter (Oktober—November). Da zu dieser Zeit dem Boden eine thermisch-isolierende Schneedecke größerer Mächtigkeit noch weitgehend fehlt, führt die Verstärkung der Frostintensität zu einer Vergrößerung von Eindringtiefe und -geschwindigkeit des Bodenfrostes, woraus sich die aktuelle Bildung von Palsas erklärt.

Da auf Island nur rund 20% der insgesamt rund 103 000 km² umfassenden Fläche einigermaßen geschlossen von Vegetation eingenommen werden und somit als Potential für Feldgras- und Weidewirtschaft als einziger Landnutzungsmöglichkeit zur Verfügung stehen, erhält hier die skizzierte kryogene Bodendynamik und die von ihr ausgehende Beeinträchtigung dieses Nutzungspotentials ein ganz anderes ökonomisches Gewicht als es die gleichen Vorgänge in anderen Bereichen der subarktischen und arktischen Tundrenzzone besitzen, wo zudem auch andere als weidewirtschaftliche Nutzungsmöglichkeiten zur Verfügung stehen. Mit Blick auf diesen Umstand kommt geomorphologisch-kryopedologischer Forschung in den arktischen und subarktischen Tundren ein gewisser Stellenwert auch für die Nutzungspraxis zu.

Literatur

B e s k o w, G. (1935): Tjälbildningen och tjällyftningen med särskild hänsyn till vägar och järnvägar. — Sveriges Geol. Undersökning C 375: 1—242, Stockholm.

- Brewer, R. & A. D. Haldane (1957): Preliminary experiments in the development of clay orientation in soils. — *Soil Sci.* 84: 301—309.
- Dücker, A. (1940): Frosteinwirkung auf bindige Böden. — *Straßenbau-Jb.* 1939/40: 111—126.
- Mackay, R. (1977): Pulsating pingos, Tuktoyaktuk Peninsula, N.W.T. — *Canadian J. Earth Sci.* 14: 209—222.
- Mackay, R. (1979): Pingos of the Tuktoyaktuk Peninsula area, Northwest Territories. — *Géogr. phys. Quat.* 23: 3—61, Montreal.
- Priesnitz, K. & E. Schunke (1978): An approach to the ecology of permafrost in Central Iceland. — *Proc. Third Intern. Conf. of Permafrost I*: 473—479, Edmonton.
- Schumski, P. A. (1957): Principes de glaciologie structurale. — *Ann. Centre Etudes et Documentation Paléontologiques* 22: 1—309, Paris.
- Schunke, E. (1977a): Zur Ökologie der Thufur Islands. — *Ber. a. d. Forschungsstelle Nedri As Hveragerdi* 26: 1—69, Hveragerdi (Island).
- Schunke, E. (1977b): Zur Genese der Thufur Islands und Ost-Grönlands. — *Erdkunde* 31: 279—287.
- Schunke, E. (1979): Aktuelle thermische Klimaveränderungen am Polarrand der Ökumene Europas — Ausmaß, Ursachen und Auswirkungen. — *Erdkunde* 33: 282—291.
- Sigurdsson, F. H. (1967): Frostlyfting jarðvegs í Fossvogi. — *Vedrid* 12: 48—50, Reykjavik.
- Taber, S. (1929): Frost heaving. — *J. Geol.* 37: 428—461.
- Tarnocai, C. & S. C. Zoltai (1978): Earth hummocks of the Canadian Arctic and Subarctic. — *Arctic & Alpine Res.* 10: 581—594.