MEDDELELSER OM GRØNLAND
UDGIVNE AF
KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND
Bd. 93 · Nr. 4

BODENFORMEN UND PFLANZENDECKE IN NORDOSTGRÖNLAND

(BEITRÄGE ZUR THEORIE DER POLAREN BODENVERSETZUNGEN AUF GRUND VON BEOBACHTUNGEN ÜBER DEREN EINFLUSS AUF DIE VEGETATION IN NORDOSTGRÖNLAND)

VON

THORVALD SØRENSEN

MIT 6 TEXTABBILDUNGEN UND 1 TAFEL

KØBENHAVN
C. A. REITZELS FORLAG
BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S
1935

INHALTSVERZEICHNIS

Seite

Vorwort 5

I. Terminologische Bemerkungen 7

II. Die polaren Bodenversetzungen in ihrer Abhängigkeit von Frost-, Spalt- und Solifluktionsprozessen 9

III. Die primäre Herausmodellierung des Strukturbodens infolge von Konvektionsströmungen. Die Mechanik der Strukturierung 32

IV. Die endgültige Formung (und der Verfall) des Strukturbodens infolge sekundär wirkender Faktoren 54

V. Anhang: Pflasterboden 60

VI. Übersicht über die hocharktischen Solifluktionsformen in Beziehung zum Klima und Erdboden 62

Angeführte Literatur 67

VORWORT

Es ist seit altersher bekannt, dass Strukturboden- und Erdflusserscheinungen in arktischen Gegenden eine recht wesentliche Rolle bei der Herausbildung des Landschaftsbildes im allgemeinen spielen. Trotzdem eine nicht geringe Literatur über diese Erscheinungen nach und nach das Licht erblickt hat, muss man sich doch wundern, dass die Probleme nicht in weit höherem Grade, als es der Fall ist, Gegenstand gründlicherer systematischer Untersuchungen gewesen sind. Ein Gang durch die vorliegende Literatur zeigt leider allzu deutlich, dass die Untersuchungen der polaren Bodenversetzungen im wesentlichen einen recht zufälligen Charakter trugen.

Nachdem ich mich zwei Jahre mit pflanzengeographischen Untersuchungen in Ostgrönland beschäftigt habe, wundert es mich dagegen nicht, dass es vor allen Dingen Botaniker waren, die von Anfang an ihre Aufmerksamkeit auf die genannten Erscheinungen gerichtet hatten. Immer wieder steht man vor Fragen pflanzensoziologischer Art, die sich nur lösen lassen, wenn man auf die Erscheinungen des Erdflusses gebührend Rücksicht nimmt. Es handelt sich nicht allein um die oft maschenförmige oder mosaikartige Anordnung der Vegetation zwischen Lehmhügelchen, Erscheinungen, die selbst der Aufmerksamkeit von Nichtbotanikern nicht entgingen, — sondern auch um die Verhältnisse des Auftretens und der Anordnung mehr homogener Pflanzentypen, die oft in direkter Beziehung zu bereits vollzogenen Umlagerungen und Sortierungen des Pflanzensubstrates stehen, kurz und gut zu fossilen Struktur- und Fliessbodenformen, die augenscheinlich in weitem Masse der Aufmerksamkeit der Fachgeologen entgangen sind.

Die zweifellose Abhängigkeit der Vegetation von Solifluktionsprozessen in den oberen Bodenschichten hat mir ein reiches, wenn auch zerstreutes und unsystematisches Beobachtungsmaterial der Entwicklungsstadien und des Auftretens der Strukturböden und amorphen Fliessformen in den verschiedenen Höhen- und Klimazonen förmlich aufgezwungen. Dadurch wurde bereits während der Feldarbeit die Möglichkeit für eine Gesamtauffassung der Solifluktionsprobleme und der an diese geknüpften Denudationsformen geschaffen, nämlich die

Neigung, dass die Strukturierungs- und Erdflussprozesse einen auf ein bestimmtes Ziel, eine Reorganisation der Wasserführungsverhältnisse innerhalb des Elementarraumes, hinweisen.

Das Ziel dieser Arbeit ist nur, diese Auffassung anschaulich zu machen, im wesentlichen in dem Masse, als für eine Darstellung der pflanzengeographischen Verhältnisse Ostgrönlands erforderlich ist. Da eine ausführlichere Diskussion der Probleme den Rahmen einer botanischen Arbeit überschreiten würde, hielt ich es für zweckdientlich, den Abschnitt über die Solifluktion als Publikation für sich erscheinen zu lassen. Es ergab sich, dass eine mehr oder weniger eingehende Betrachtung früher hervorgehobener Gesichtspunkte und Theorien in gewissen Fällen unumgänglich ist. Deswegen trägt die Arbeit teilweise literaturkritischen und theoretischen Charakter. Eine rein beschreibende Behandlung der Solifluktionsformen Ostgrönlands in ihrer Gesamtheit liegt ausserhalb meines Arbeitsbereiches und soll Fachgeologen überlassen bleiben.

Direktes Beobachtungsmaterial wurde nur insoweit herangezogen, als es zur Beleuchtung der besprochenen Probleme dienen konnte, ebenso wie einzelne Temperaturmessungen und Bodenanalysen an der Stelle der Abhandlung stehen, wo sie rein logisch hingehören.

Getreu der Tradition ist also auch dieser Beitrag zu der Theorie der Solifluktionserscheinungen als ein Nebenergebnis entstanden. Diese Tatsache muss vielleicht als Entschuldigung für das etwas fragmentarische Beobachtungsmaterial und die augenscheinliche Unkorrektheit in der Anordnung des Stoffes gelten. Hier wird möglicherweise berechtigte Kritik einsetzen, dass das originale Beobachtungs- und Untersuchungsmaterial nicht in einem Abschnitt für sich gesammelt wurde. Eine in dieser Hinsicht konventionelle Anordnung würde jedoch unnötige Wiederholungen zur Folge gehabt haben.

Die Schlämmanalysen und die übrigen physikalischen Bestimmungen wurden im agrikulturchemischen Laboratorium der Königlichen Veterinär- und Landwirtschaftshochschule ausgeführt, dessen Leiter, Prof. TOVBORG-JENSEN, ich hiermit meinen besten Dank für die entgegenkommende Bereitwilligkeit, mit der mir das Material des Laboratoriums zur Verfügung gestellt wurde, und für Anleitung bei der Durchführung der mir ungewohnten Arbeit aussprechen möchte. — Ebenfalls bin ich meinem Freunde, Agrogeologe EJNAR L. SCHMIDT, für kritisches Durchlesen des Manuskriptes Dank schuldig. — Schliesslich möchte ich ganz besonders meinen Dank an den Leiter der dreijährigen wissenschaftlichen Untersuchung Ostgrönlands, Dr. LAUGE KOCH, richten, der die notwendigen Mittel zur Ausarbeitung des Manuskriptes besorgte.

Kopenhagen, März 1934.

THORVALD SØRENSEN.

I. Terminologische Bemerkungen.

Bezüglich der rein morphologischen Einteilung der hier diskutierten arktischen Oberflächenkleinformen und der daran geknüpften Terminologie folge ich soweit wie möglich MEINARDUS (1912) und HÖGBOM (1914). Die weiter unten begründete Auffassung, dass die morphologisch verschiedenen Gruppen, der mit Steinrändern versehene und der steinfreie Polygonboden, Streifenboden sowie Fliesserdegletscher und -terrassen alle dieselbe Entstehung besitzen — nämlich durch Solifluktion verursacht — führt natürlich in gewissen Fällen eine Änderung der Auffassung und eine Einschränkung einzelner allgemein angewandter Termini mit sich. Zur Vorbeugung von Missverständnissen sollen deshalb darüber einige Bemerkungen vorausgeschickt werden.

Unter Fliesserde (spezieller Fliesslehm) verstehe ich jede Bodenart, die unter gewissen Verhältnissen (bei bestimmtem Wassergehalt und passenden Lagerungsverhältnissen) in der Natur imstande ist, sich fliessend zu bewegen.

Unter Solifluktion oder Erdfliessen verstehe ich die Erscheinung, wenn eine Mischung (Suspension) von Fliesserde und Wasser sich als ein Ganzes in mehr oder weniger leichtfliessendem Zustand bewegt, den Regeln folgend, die für fliessende Stoffe (Flüssigkeiten) gelten.

Dieses Fliessen kann in einer solchen Weise differenziert sein, dass es durch Umlagerung und Sortierung des Materiales Anlass zu einer bestimmten regelmässigen Modellierung der Oberfläche, einer Oberflächenstruktur, gibt; in diesem Falle äussern sich die Solifluktionsprozesse in einer Strukturierung. Den Solifluktionsboden bezeichne ich dann als Strukturboden (»strukturmark.«), ganz abgesehen davon, welche Konfigurationen, Strukturformen (differenzierte Solifluktionsformen), er aufweisen mag.

Geht das Fliessen auf eine solche (ungeordnete) Weise vor sich, dass es keine regelmässige Oberflächenstruktur veranlasst (wohl aber gewisse Oberflächenformen), bezeichne ich es als amorphen Erdfluss oder Bodenfluss. Den entsprechenden Solifluktionsboden nenne ich dann amorphen Solifluktionsboden, dessen

verschiedene äussere Konfigurationen amorphe Solifluktionsformen.

J. G. ANDERSSON (1906, p. 95) bezeichnete Solifluktion allein als »the slow flowing from higher to lower ground of masses of waste saturated with water«. Eine derartige Begrenzung dieses Ausdrucks kommt mir recht unpraktisch vor, insofern als diese Bezeichnung nur einen Teil der Phänomene umfasst, die der Ausdruck sprachlich wiedergibt. In der weiter oben vorgeschlagenen umfassenderen Begrenzung stehe ich augenscheinlich in Übereinstimmung mit mehreren früheren Autoren (z. B. NORDENSKJÖLD 1920, p. 196, Fussnote 2). Als Bezeichnung für den hangabwärts schreitenden Materialtransport infolge von Erdfliessen (ANDERSSON's Solifluktion) will ich die Bezeichnung Erdfluss (Bodenfluss) vorschlagen. Hier können wir zwischen dem amorphen Erdfluss auf der einen Seite (siehe oben), und dem differenzierten Erdfluss, der sich in Streifenboden äussert, auf der andern Seite unterscheiden.

MEINARDUS (1912, p. 16) führte die Bezeichnung Strukturboden allein für den mit Steinkanten versehenen Polygonboden einschliesslich Streifenboden ein: »Unter Strukturboden (ist) solcher Boden verstanden, der durch Scheidung der steinigen und erdigen Bestandteile bestimmte Strukturformen aufweist.« — Da meiner Ansicht nach vermutlich mit Steinrändern versehener und steinfreier Polygonboden wesentlich des gleichen Ursprungs sind, kommt es mir am natürlichsten vor, alle die Solifluktionsformen, die sich durch eine deutlich modellierte Oberflächenstruktur auszeichnen, unter der Benennung Strukturboden zusammenzufassen. Übrigens scheint MEINARDUS in einer späteren Arbeit (1930, p. 82 f.) für die hier benutzte umfassendere Abgrenzung des Terminus zu stimmen, insofern als der steinige »Strukturboden« und der steinfreie »Zellenboden« als »erster« und »zweiter Typus« der »Strukturformen arktischer Böden« beschrieben werden.

Die Bezeichnung Zellenboden wende ich nicht wie HÖGBOM (1914, p. 320 ff.) — und viele Verfasser nach ihm — auf jeden steinfreien Polygonboden (Strukturboden) überhaupt an, sondern nur auf den steinfreien Strukturboden mit wirklich zellenartig aufgeteilter Oberfläche mit relativ kleinen, oft stark gewölbten, von tiefen Furchen begrenzten Erdfeldern.

In dieser Verbindung muss ferner darauf aufmerksam gemacht werden, dass ich BERGSTRÖM's »krater-rutmark« (1916, p. 342, Fussnote) gefunden habe, was ich einfach mit Kraterboden als Benennung für Boden mit verstreuten kraterartigen »Brodelstellen« übersetzt habe (GRIPP, 1927). Auf nassem Grunde können diese Brodelstellen als regelrechte Schlammkrater auftreten; ist das Material mit Steinen gemischt, kann es Anlass zur Bildung von Steinringen und Steinkränzen (MEINAR-

DUS 1912, p. 16) geben. Auf trockneren Grunde äussern sie sich oft als beulenförmige Lehmhügelchen auf im übrigen vegetationsbedecktem Boden (cf. HÖGBOM's Zellenboden)[1]).

Die übrigen angewandten Termina dürften kaum Anlass zu Missverständnissen geben, weshalb sie hier nicht näher besprochen werden sollen. — Eine mehr ins Einzelne gehende Aufteilung und Einteilung der verschiedenen mit Solifluktionsprozessen verbundenen Oberflächenformen ist indessen schwierig, da alle möglichen Übergangsformen zwischen den ausgeprägteren Typen vorkommen können.

Betr. eine vollständigere Liste über die in Ostgrönland vorkommenden Solifluktionsformen vergl. Schema S. 64—65.

II. Die polaren Bodenversetzungen in ihrer Abhängigkeit von Frost-, Spalt- und Solifluktionsprozessen.

Für die an Strukturierung und Bodenfluss geknüpften Oberflächenerscheinungen hat PASSARGE (1931, p. 408) den Ausdruck »polare Bodenversetzungen« angewandt. In dieser neutralen Bezeichnung wird auf die divergierenden Auffassungen, die hinsichtlich der Natur und Bildung der arktischen Oberflächenkleinformen geäussert worden sind, Rücksicht genommen, da darin nichts über die Ursachen ausgesagt wird.

Die wesentlichsten Kennzeichen dieser polaren Bodenversetzungen sind Aussortierung von Steinmaterial zu regelmässigen Ringen, Netzwerk oder Streifen, regelmässige netzförmige Spaltbildungen, Lehmflecken und -hügelchen in Verbindung mit maschenförmiger Anordnung der Vegetation, sowie endlich unregelmässigere terrassen- oder gletscherartige Oberflächenformen. — Es ist verständlich, dass so verschiedenartige Bildungen als mehr oder weniger voneinander unabhängige Erscheinungen betrachtet wurden, indem Risserscheinungen wesentlich Schrumpfungsprozessen, Steinsortierung und Gletscher- und Terrassenbildung in wechselndem Grade Frostschub und Solifluktion zugeschrieben wurden.

Bei Diskussion der Frostbeteiligung an der Oberflächenformung haben die verschiedenen Verfasser leider oft unterlassen, genau zwischen wiederholten geringen Frostwirkungen zu unterscheiden, die durch tägliche Temperaturschwankungen besonders im Frühjahr und Herbst

[1]) Die Stelle bei BERGSTRÖM über »krater-rutmark« lautet folgendermassen (l. c.): »Som krater-rutmark skulle slutligen kunna urskiljas en typ, bestående af tätt liggande pannkakslika lerpartier med vegetation i mellanrummen.«

(Regelation) verursacht worden sind, und dem Winterfrost selbst. Diese zwei Frostwirkungsformen sind meiner Meinung nach als zwei wesentlich verschiedene Faktoren zu betrachten.

HÖGBOM (1910, 1914) betont stark die Bedeutung der Regelation für die Bildung von Strukturboden wie für den amorphen Erdfluss (»Regelationsfliesserde«). Ebenfalls macht HAMBERG (1915, p. 602ff.) aufmerksam auf die die Strukturbildung vorbereitende Sortierung des Materiales infolge von Regelation. — In neuester Zeit hebt POSER die Bedeutung der Regelation für Steinsortierung (1931, p. 223f.) und amorphen Erdfluss (1932, p. 38ff.) hervor.

Was die Regelation von oben her angeht, so haben die meisten Forscher seit HÖGBOM sie als eine Selbstverständlichkeit betrachtet. Jedoch hat FRÖDIN (1914) wirkungsvoll versucht, diese Anschauung zu kritisieren. Durch Temperaturmessungen (in Lule Lappmark) in den aufgetauten Bodenschichten (cf. l. c., Tabelle 12, p. 234) hat er nachgewiesen, dass die Amplitude sehr rasch nach der Tiefe abnimmt. Unter Hinweis hierauf sowie auf frühere in der Literatur erwähnte Messungen von Spitzbergen, Nowaja Semlja und Snow Hill (Südpolargebiet) kommt er zu dem Resultat (l. c., p. 249f.), dass es ausgeschlossen ist, dass die Regelation von oben (als Folge von Temperaturschwankungen der Luft) sich in grösserer Tiefe als höchstens ein paar cm geltend machen könne, und dass die Wahrscheinlichkeit derartiger vorübergehender Frostwirkungen desto geringer sein dürfte, je näher man sich den Polen nähert, da die Insolation während des Auftauens hier gleichmässiger sein würde.

ELTON (1928, p. 167f.) hat ebenfalls versucht, diese Frage einer näheren Prüfung zu unterziehen auf Grund von Beobachtungen auf der Renntier Halbinsel (Spitzbergen) im Sommer 1924 und macht darauf aufmerksam, dass der feuchte Erdboden wegen seiner grossen Wärmekapazität nur schwerlich an der Oberfläche gefriert, selbst wenn die Lufttemperatur während der Nacht relativ stark fällt.

Von Interesse in dieser Hinsicht sind ebenfalls POSER's Messungen der Temperaturen im Flydefjord auf Spitzbergen (1931) und in Ostgrönland (1932) und MOHAUPT's Messungen aus den Alpen (1932, p. 42ff.), wenngleich diese mit anderen Zielen vor Augen ausgeführt wurden.

Ferner seien hier einzelne Temperaturmessungen angeführt, die auf der Ella Insel, etwa 72°52′ n. Br., in steinfreiem Strukturboden (Lehmflecken) auf flachem Grunde mit verstreutem Dryasmittelbewuchs durchgeführt wurden. — Die erst kürzlich aufgetaute Schlammmasse war so wasserhaltig und weich, dass das Thermometer mit entsprechender Vorsicht von oben ganz bis zum Frostboden geführt werden konnte.

$^{18}/_{5}$ 1932, 12^{h}, etwa 30 m ü. M.

Am Rande der aufgetauten Schneewehe; Frostboden (Tjäle) in ca. 5 cm Tiefe:

Unmittelbar unter der Oberfläche....	8,8° C.
Unmittelbar über dem Frostboden...	0,8° C.

In 1 m Entfernung vom (augenblicklichen) Rande der Schneewehe; Frostboden in etwa 15 cm Tiefe:

Unmittelbar unter der Oberfläche....	10,9° C.
Unmittelbar über dem Frostboden...	0,9° C.

In 2 m Entfernung vom (augenblicklichen) Rande der Schneewehe; Frostboden in etwa 18 cm Tiefe:

Unmittelbar unter der Oberfläche....	11,3° C.
etwa 6 cm unter der Oberfläche.....	6,1° C.
etwa 12 cm unter der Oberfläche	4,4° C.

$^{18}/_{5}$ 1932, 17^{h}, etwa 100 m ü. M. (Schnee weggetaut). Frostboden in etwa 17 cm Tiefe:

Unmittelbar unter der Oberfläche....	10,6° C.
etwa 5 cm unter der Oberfläche.....	8,1° C.
etwa 10 cm unter der Oberfläche	4,8° C.
etwa 13 cm unter der Oberfläche....	3,5° C.

Dieselbe Stelle am folgenden Morgen ($^{19}/_{5}$)

6^{h} (kaum bemerkbare Frostkruste an der Oberfläche)

etwa 5 cm unter der Oberfläche.....	0,2° C.
etwa 12 cm unter der Oberfläche	0,2° C.

11^{h}

etwa 12 cm unter der Oberfläche....	3,4° C.

15^{h}

etwa 12 cm unter der Oberfläche	4,8° C.

Lufttemperaturen (etwa 2 m über dem Erdboden): $^{17}/_{5}$, max. +5,0° C.; $^{17}/_{5}$—$^{18}/_{5}$, min. ÷4,0° C.; $^{18}/_{5}$, max. +5,4° C.; $^{18}/_{5}$—$^{19}/_{5}$, min. ÷3,8° C.; $^{19}/_{5}$, max. +10,2° C. — Witterung: stets klar und still.

Die Messungen zeigen, dass die nassen frischaufgetauten Schlammmassen im Laufe des Tages so stark erwärmt werden, dass an der Oberfläche eine Temperatur erreicht wird, die die Höchsttemperatur des Tages weitaus übersteigt. Hierdurch wird ein Wärmereservoir geschaffen, das ausreicht, um die nächtliche Ausstrahlung zu kompensieren und so vorübergehendes Wiedergefrieren zu verhindern. Wenn man die grosse Schmelzwärme (Gefrierwärme) des Wassers in Betracht zieht,

ist es einleuchtend, dass selbst in Zweifelsfällen nur von einem Gefrieren der allerobersten Schichten die Rede sein kann.

Weiter sei eine Reihe Temperaturmessungen angeführt, die mit dem Thermographen auf der Ella Insel (etwa 72°52′ n. Br.) — allerdings mit botanischem Augenmerk — gewonnen wurden, die jedoch von einem gewissen Interesse in dieser Verbindung sein dürften (Tafel 1).

Der Thermograph war auf einem nach Süden exponierten, grasbewachsenen Erdflussgletscher (Neigung etwa 20°) aufgestellt. — Der wärmeperzipierende Körper war kolbenförmig, etwa 13 cm lang bei einem Durchmesser von etwa 3,5 cm, auswendig aus blankem Messing. Um die Wärmeverhältnisse um den Kolben (und innen) so weit wie möglich mit denen der Erdoberfläche in Übereinstimmung zu bringen, wurde er mit grauem Filtrierpapier (das gleiche, das man zum Pflanzenpressen benutzt) umwickelt. Dadurch wurde erreicht, dass der Kolben etwa dieselbe Farbe erhielt wie der Erdboden mit dem vorjährigen trockenen Grase. Und damit er ferner imstande war, sich annähernd ebenso feucht wie der Boden zu halten, wurde er auf festem Lager auf dem Erdboden vorsorglich angebracht. — Die Thermogramme der kritischen Frühjahrsmonate sind auf Tafel 1 wiedergeben; die entsprechenden Maxima und Minima der Lufttemperatur in etwa 2 m Höhe sind dem Thermogramm eingefügt. (Es sei bemerkt, dass der Apparat aus praktischen Gründen nach G. M. Z. eingestellt wurde, die etwa eine Stunde und 20 Minuten vor der Ortszeit liegt.)

Wie aus den Thermogrammen hervorgeht, fiel die Temperatur der Erdoberfläche während der ersten drei Wochen des Mai in 6—10 Stunden innerhalb 24 Stunden bis 0° und darunter. Die kleinen Ausschläge im unteren Teile der fallenden Kurve zeigen deutlich, dass eine beginnende Unterkühlung stattgefunden hat, ehe ein Gefrieren des Wassers der Erdoberfläche (eigentlich des Filtrierpapieres um den wärmeaufnehmenden Kolben) seinen Anfang genommen hat. Danach verläuft die Kurve in vielen Fällen wagerecht, trotzdem die Temperatur der Luft weit unter den Gefrierpunkt gesunken ist. Es ergibt sich also, dass nur die obersten Schichten gefroren sind. Wie tief (unter der Oberfläche) das Gefrieren reicht, kann jedoch nicht angegeben werden, ebensowenig wie man sicher weiss, inwieweit der wagerechte Teil des konkaven Kurvenabschnittes zum grössten Teile durch das Freiwerden von Schmelzwärme des gefrierendes Wassers oder durch Wärmezuleitung von den tiefer liegenden Schichten bedingt wird. Man muss jedoch vermuten, dass letzterer Punkt erst eine Rolle spielt, wenn der

Boden bis in grössere Tiefen aufgetaut ist. Dieser Zeitpunkt ist offenbar in der letzten Mai- und ersten Juniwoche erreicht; die Kurve zeigt hier einen gleichmässigeren Verlauf, was andeutet, dass nur seltener Frost eintritt. Die Feuchtigkeit der Erde an der Oberfläche erreicht hier ihren Höhepunkt, danach tritt eine starke Austrocknung ein; dies kommt deutlich in dem zugespitzten Verlauf der Kurve zum Ausdruck.

Der Wert dieser Messungen ist natürlich in diesem Zusammenhang sehr begrenzt, insofern als sie nicht auf Fliesserde vorgenommen worden sind. Es dürfte jedoch anzunehmen sein, dass mindestens die Wahrscheinlichkeit für starke Temperaturfälle nachts an der Oberfläche der Lehmsäulen der Strukturböden nicht grösser ist als auf vegetationsbedecktem Grunde, da dieser wegen der wärmeisolierenden Eigenschaft der Pflanzendecke (cf. Frödin 1912) langsamer bis in grössere Tiefen auftaut als der vegetationsfreie und da der Wärmeverlust infolge von Verdunstung auf einer vegetationsbedeckten Fläche grösser ist als auf einer vegetationsfreien. Man sieht so öfters im Frühjahr und Sommer nachts Reif auf Pflanzenteilen, während nackte, nasse Böden kaum eine Andeutung oberflächlichen Frostes zeigen.

Aus obigem dürfte hervorgehen, dass in Ostgrönland unter den dortigen Klimaverhältnissen die Regelationserscheinungen auf bereits schneefreiem Grunde im Frühjahr sich auf die allerobersten Lagen zu Beginn der Auftauperiode beschränken, während der Boden erst bis in geringe Tiefe aufgetaut ist. Später während des Auftauens haben die wassergetränkten Erdschichten durch die Insolation bei höchstem Sonnenstand eine so grosse Wärmemenge aufgenommen, die Frost bei niedrigstem Sonnenstand verhindert.

Selbstverständlich darf man nicht übersehen, dass Steine, die über die Oberfläche ragen, durch Insolation stark erwärmt werden können, und dass sie bei ihrem relativ grossen Wärmeleitungsvermögen lostauen können, ehe die umgebende Feinerde bis zu gleicher Tiefe aufgetaut ist. Selbst wenn solche an der Oberfläche liegenden Steine während der Zeit des Auftauens, abwechselnd lostauen bei höchstem und festfrieren bei niedrigstem Sonnenstand, dürfte dies jedoch nicht zu der Materialsortierung beitragen, die zur Bildung von Strukturboden Voraussetzung ist, — oder zu dem amorphen Erdfluss, da die Feinerdepartien zu diesem Zeitpunkt noch nicht bis zu nennenswerter Tiefe aufgetaut sind.

Es ist jedoch eine altbekannte Erfahrung, dass sich die Insolation durch recht bedeutende Schneeschichten hindurch geltend macht, und dass der Schnee bis zu einem gewissen Grade von unten wegtaut, ebenso wie die Erde unter dem Schnee auftaut, ehe dieser endgültig weggeschmolzen ist. Die unter der Schneedecke aufgetaute Erdoberfläche dürfte vermutlich kaum Temperaturen erreichen, die nennenswert über 0° liegen, weshalb es denkbar ist, dass wiederholte

Frostwirkungen hier in besonderem Grade sich geltend machen können.

In Tabelle 1 ist eine einzelne Messungsserie von Erdtemperaturen unterhalb einer schmelzenden Schneewehe gegeben.

Tabelle 1. Die Oberflächentemperatur der Erde unter schmelzendem Schnee.

Datum:	$^{12}/_{5}$	$^{13}/_{5}$	$^{14}/_{5}$	$^{15}/_{5}$	$^{16}/_{5}$	$^{17}/_{5}$	$^{18}/_{5}$	$^{19}/_{5}$	$^{20}/_{5}$
8^h.....	÷4,1	÷3,8	÷3,6	÷2,7	÷0,2	÷0,1	±0,0	nicht	gemessen
14^h.....	÷4,0	÷3,7	÷3,6	÷1,9	÷0,2	÷0,1	±0,0	±0,0	+0,1
21^h.....	÷4,0	÷3,6	÷3,5	÷0,4	÷0,1	÷0,1	±0,0	+0,1	nicht gem.
Luft-temperaturen:									
Maximum ...	÷2,3	÷2,9	÷0,7	+2,8	+6,9	+5,0	+5,4	+10,2	+6,4
Minimum....	÷4,6	÷12,6	÷12,3	÷9,8	÷5,0	÷4,7	÷4,0	÷3,8	÷3,2

Dicke der Schneedecke: 10—15 cm.

Das ganz gleichmässige Ansteigen der Temperatur deutet jedoch nicht etwa darauf hin, dass ein solches in Wirklichkeit stattgefunden hat. Die Schneeschicht wirkt offenbar mehr isolierend auf die Wärmeausstrahlung nachts als auf die Wärmeeinstrahlung tagsüber, wirkt also als eine Art Wärmefalle.

Hinsichtlich der Frage, inwieweit eine Regelation von unten stattfindet, können wir uns ebenfalls auf FRÖDIN's Untersuchungen (1914, p. 218ff.) stützen. Durch umfassende Temperaturmessungen an der Oberfläche des Frostbodens (mit Hilfe eines Thermographen) und durch Messungen des Verlaufes des Auftauens an schmelzenden Schneewehen ist festgestellt, 1) dass die Temperatur im Frostboden (infolge dessen grösseren Wärmeleitungsvermögens) nur sehr langsam nach der Tiefe zu abnimmt; es findet sich also nach Beginn des Auftauens kein grösseres Kältereservoir unter der Tjäleoberfläche. Diese Tatsache ist vermutlich die Ursache dazu, 2) dass sich bei Messungen mit dem Thermographen keine Temperaturabnahme in der einmal aufgetauten Erdmasse unmittelbar über der Tjäle konstatieren lässt; d. h. die Temperaturamplitude der aufgetauten Schichten nimmt mit der Tiefe ab, so dass sie am Frostboden selbst 0 beträgt, und 3) dass überhaupt keine Hebung der Tjäleoberfläche beobachtet werden konnte, indem das Auftauen den ganzen Tag vor sich geht, sogar in den kältesten Stunden (20^h—6^h), wenn auch mit geringerer Intensität als in dem wärmsten Teil des Tages.

FRÖDIN's Messungen sind in dem bereits schneefreien Auftauboden vorgenommen.

Zur Beleuchtung des Verlaufes des Auftauens an der Erdoberfläche unter einer schützenden Schneelage sei in Tabelle 2 eine Reihe Erdtemperaturmessungen in 20 und 50 cm Tiefe (unter der Erdoberfläche) unter einer im Auftauen begriffenen Schneewehe angeführt.

Tabelle 2. Erdtemperaturen während des Auftauens.

Schneebedeckt

Datum.....	$^{21}/_{5}$	$^{22}/_{5}$	$^{23}/_{5}$	$^{24}/_{5}$	$^{25}/_{5}$
20 cm Tiefe 12^h ..	÷0,4	÷0,4	÷0,4	÷0,4	÷0,4
20 cm Tiefe 24^h ..	÷0,4	÷0,4	÷0,4	÷0,4	÷0,4
50 cm Tiefe 12^h ..	÷2,6	÷2,4	÷2,2	÷2,2	÷2,1
50 cm Tiefe 24^h ..	÷2,4	÷2,3	÷2,2	÷2,1	÷2,0
Lufttemperatur:					
Maximum.....	+1,0	+2,2	+7,6	+3,7	+10,2
Minimum	÷2,7	÷7,0	÷4,7	÷2,5	÷4,6 ÷3,2

Nicht schneebedeckt.

Datum.....	$^{26}/_{5}$	$^{27}/_{5}$	$^{28}/_{5}$	$^{29}/_{5}$	$^{30}/_{5}$	$^{31}/_{5}$	$^{1}/_{6}$	$^{2}/_{6}$	$^{3}/_{6}$	$^{4}/_{6}$
20 cm Tiefe 12^h..	÷0,4	+0,1	+2,8	+4,8	+4,5	..	+4,7	+2,6	+3,4	+6,6
20 cm Tiefe 24^h..	÷0,1	±0,0	+0,3	+0,7	+0,6	..	+0,7	+1,8	..	(18^h+6.3)
50 cm Tiefe 12^h..	÷2,0	÷1,8	÷1,6	÷1,3	÷1,1	..	÷1,0	÷0,8	÷0,4	÷0,1
50 cm Tiefe 24^h..	÷1,9	+1,7	÷1,3	÷1,1	÷1,0	..	÷0,9	÷0,7	..	(18^h±0,0)
Lufttemperatur:										
Maximum	+11,3	+01,8	+5,8	+6,3	+7,4	+4,1	+4,8	+2,2	+3,0	+6,4
Minimum	+3,8	÷0,9	÷0,7	÷2,0	÷1,7	÷1,4	÷2,4	÷4,5	÷1,0	÷0,5

Die Messungen wurden mit Hilfe von Thermometern vorgenommen, die mit einer Holzeinfassung mit Griff in einer beiderseits offenen Neusilberröhre angebracht wurden, die vor Eintritt des Frostes im Herbste in die Erde gesteckt wurde. Dadurch, dass die Holzfassung dicht mit der obersten Öffnung der versilberten Röhre abschliesst, wird ein Wärmeaustausch der Luft zwischen Holzfassung und Röhrenwandung verhindert. Das Ablesen geschieht, indem man das Thermometer schnell am Griff aus der Röhre zieht, die Temperatur abliest und danach sofort wieder zurücksteckt.

In der Tabelle sind die Temperaturmessungen für die Zeit vom $^{21}/_{5}$ bis $^{4}/_{6}$ 1932 angeführt. Der Aussenrand der Schneewehe

zog sich später zurück, sodass die Thermometer am $^{26}/_{5}$ schneefrei wurden, während zu der Zeit der Schnee noch den Erdboden darüber bedeckte.

Es geht aus der Tabelle hervor, dass erst nach Abschmelzen der Schneedecke Beschleunigung in das Auftauen gekommen ist, und dass die Temperatur trotz recht deutlicher Tagesschwankungen nicht mehr unter den Gefrierpunkt gesunken ist, nachdem sie sich einmal über ihn erhoben hatte. — Im Frostboden geht das Ansteigen der Temperatur ganz gleichmässig während des Auftauens der oberen Schichten vor sich.

Es muss zugestanden werden, dass ein geringes Wiedergefrieren im Frostboden bei der hier angewandten Versuchsanordnung sich leicht der Aufmerksamkeit entziehen kann; auf der andern Seite aber dürften die Messungen darauf hindeuten, dass eine eventuelle Regelation nur Schichten von ganz verschwindenden Dimensionen umfassen würde.

Was mögliche Regelationswirkungen beim Gefrieren im Herbst angeht, so ist es eine Erfahrung von mir, dass auf jeden Fall in Ostgrönland von solchen abgesehen werden kann, da 1) die oberen Erdschichten im Laufe des Sommers mehr oder weniger austrocknen; die oberste trockne Bodenschicht wirkt so durch ihren Luftgehalt isolierend gegen die täglichen Temperaturschwankungen auf die tieferen feuchten Schichten, und 2) dass sich im ganzen geringe Möglichkeiten für um den Nullpunkt wechselnde Temperaturen während eines längeren Zeitraumes ergeben, da der Übergang vom Sommer zum Winter bedeutend plötzlicher vor sich geht, als vom Winter zum Sommer. Die Schneeschmelze im Frühjahr verzögert wie bekannt den Temperaturanstieg.

Da demnach die Regelation also kaum eine wesentliche Rolle für Erd- und Steinmaterialbewegungen in der Auftauzone spielen kann, bleiben die Frostwirkungen in dieser Hinsicht (ausser dass der Frost die Ursache zu Dauerfrostboden ist) auf das einmalige jährliche Gefrieren (und Auftauen) beschränkt.

Es ist sicher zweifellos, dass Steine durch Frosthebung aus ihrer ursprünglichen Lage gehoben werden können; die nähere Erklärung wurde von HAMBERG (1915, p. 606f.) und BESKOW (1930, p. 626f.) gegeben, — ferner, dass eine generelle Frosthebung wesentlich in feinkörnigem Material vor sich geht (TABER 1929; BESKOW 1930, p. 622).

Frostschub in den Erdzellen des Strukturbodens kann möglicherweise einen gewissen direkten Einfluss auf die Formung des bereits modellierten Strukturbodens haben. Dass aber die ursprüngliche Herausbildung direkt Frostschub zu verdanken ist, ist kaum jemals bewiesen worden, weder rein theoretisch noch durch Beobachtungen (cf. z. B.: HÖGBOM 1910, p. 53; 1914, p. 314f.; HAMBERG 1915, p. 612; BESKOW

1930, p. 626f.; Poser 1931). — Vorausgesetzt, dass die ursprüngliche Erdoberfläche einigermassen eben ist, wird die Bewegung der Steine infolge von Frostschub offenbar vertikale Richtung haben, ebenso wie sich dasselbe bei dem Frostschub in Erdfeldern in einem einigermassen weitmaschigen Polygonnetz geltend machen wird, da der Druck gerade entgegensetzt dem Eindringen des Frostes in den Boden wirkt (cf. Taber 1929).

Nach Poser's Modifikation der Högbom-Hambergschen Hypothese würden die aufgefrorenen Steine bei wiederholten kleinen Frostbewegungen (Regelation) auf Grund der Wölbung des Polygons sich nach dem Steinrande hin bewegen (Poser 1931, p. 223f.). — Diese Wölbung ist jedoch oft so minimal, dass eine solche Bewegung kaum zustande kommen dürfte, selbst wenn wirklich eine Regelation stattfinden würde, was zweifellos vorkommen kann, gerade in diesen oberflächlichen Lagen (vergl. oben, Seite 13). Dieser Prozess wird auf jeden Fall nur in dem bereits geformten Strukturboden vor sich gehen können.

Wenn diese Theorie bei der Erklärung der Schlussstadien von Steinsortierung allgemeine Anwendung finden soll, müssten wir notwendigerweise die gewölbten Strukturformen als relativ junge Stadien mit stetig vor sich gehender Sortierung betrachten, im Gegensatz zu den flachen Formen, die alte oder ruhende Stadien bezeichnen würden. — Selbst wenn eine Altersbestimmung auf Grund der Wölbung der Felder in gewissen Fällen berechtigt sein kann, lässt sich eine solche jedoch kaum verallgemeinern. Huxley und Odell (1924, p. 221f.) kommen zu dem direkt entgegengesetzten Resultat: Die konvexe Oberfläche der Felder würde auf Zerfall des Strukturbodens deuten. — Meine Beobachtungen von Ostgrönland scheinen am ehesten in die Richtung zu weisen, dass die gewölbten Felder sich am häufigsten über austrocknendem Grunde finden, während die flachen besonders auf feuchtem Boden vorkommen. Es muss jedoch eingeräumt werden, dass die Steinsortierung und die endgültige Herausformung des Strukturbodens hier sicher relativ schnell vor sich gehen, wodurch ein Stillstand eher erreicht wird.

Den steinfreien Strukturboden (u. a. Zellenboden) dachte man sich oft, besonders ältere Verfasser (z. B. Wulff 1902, p. 83ff.), als durch einfache Trockenrisse oder andere Kontraktionsformen entstanden (Nansen 1920, p. 90f.; cf. auch Poser 1931, p. 227). Steinsortierung und einfache Polygonbildung sollten somit nichts miteinander zu tun haben (Meinardus 1912, p. 15). Mehrere Forscher (z. B. Hamberg 1915, p. 595f.; Elton 1928, p. 184ff.; Gignoux 1931, p. 615f.[1]); Mohaupt 1932, p. 40) haben jedoch unter Anwendung von Modifikationen

[1]) Gignoux (l. c.) spricht ganz gewiss unter Hinweis auf Gripp's Brodelböden von »des courants tourbillonnaires polygonaux«. Seine Erklärung dieser ist indessen nur eine Modifikation der Högbomschen Frostschubhypothese.

der HÖGBOMschen Frostschubtheorie theoretisch versucht, eine Brücke zwischen dem steinigen Polygonboden und dem steinfreien Spaltenpolygonboden (»sprække«polygonmark) oder Zellenboden zu schlagen.

Bereits HÖGBOM (1914, p. 322 und p. 325) und später HUXLEY und ODELL (1924, p. 213) machen darauf aufmerksam, dass die maschenförmige Oberflächenstruktur des Polygonbodens kaum allein durch einfaches Aufreissen infolge sommerlicher Austrocknung entstanden sein kann, da 1) die Erdfelder durchaus nicht immer einer extremen Austrocknung ausgesetzt sind, 2) sie regelmässiger als durch Trockenrisse bedingte Polygone zu sein pflegen, ferner dass sie im Gegensatz zu letzteren deutlich konvex sind.

> Ich habe den Eindruck, dass ausgeprägter Zellenboden in Ostgrönland vornehmlich auf trockenem Boden auftritt. Die Polygone waren hier oft nur weniger Dezimeter im Durchmesser, stark gewölbt — bis kuppelförmig — und von einer erstaunlichen Regelmässigkeit, die weitaus die der Polygone, die in austrocknendem Tonschlamm durch Risse entstehen, übertrifft, eine Erscheinung die ich auch innerhalb desselben Gebietes an mehreren Stellen beobachten konnte. Auf feuchterem Grunde werden die steinfreien Strukturformen bedeutend grösser, oft unregelmässiger und mit Vegetation (besonders Dryas) zwischen den Feldern (Kraterboden). Übergänge zwischen diesen und den steinigen Strukturformen können öfters beobachtet werden, während der eigentliche Zellenboden augenscheinlich selten in Verbindung mit Steinsortierung (Miniatursteinnetze) auftritt (vergl. im übrigen Seite 52).

Dass »Steinpolygone« durch Verwitterung in steinfreien Strukturboden verwandelt werden können, wie von HUXLEY und ODELL (1924, p. 222f. und p. 228)[1]) vermutet worden war, möchte ich nach den Beobachtungen, die ich in Ostgrönland zu machen Gelegenheit hatte, als unwahrscheinlich betrachten. Ich habe den Eindruck, dass das Land entweder einer fortgesetzen Abtragung (Denudation) oder einer fortgesetzen Auflagerung (Akkumulation) ausgesetzt ist. Wo Abtragung

[1]) Bereits EAKIN (1916) scheint zu dieser Anschauung zu neigen. Nachdem er die kreisförmige Bewegung des Steinmateriales erklärte, fährt er fort (l. c., p. 81): »These currents perpetuate the general segregation of fine and coarse materials until weathering und comminution produce sufficient fines to fill all instices, when action of this type ceases. This condition is apparent at the inner margin of the better developed terraces.« — E. macht sich hier des Irrtums schuldig, dass er die Entwicklungsfolge auf den Kopf stellt. Der distale Teil der Solifluktionsterrassen muss älter sein als der proximale Teil, da der Erdstrom stets von hinten neues Material zuführt. Folglich muss notwendigerweise die Strukturierung zeitlich in den distalen Teilen am weitesten fortgeschritten sein.

vor sich geht, wird das Feinmaterial stets durch die Wirkungen der Solifluktion, des fliessenden Wassers oder des Windes bis zu einem Niveau, das durch die (augenblickliche) Lage der Skeletteile bedingt ist, fortgeschafft werden. Das Schlussergebnis scheint also früher oder später eher ein strukturierter Blockboden als ein steinfreier Strukturboden zu sein.

Es ist eine allgemeine Beobachtung, dass die Strukturierung, wo sie auf abschüssigem Terrain von Erdfluss interferiert wird, Anlass zur Bildung lang ausgezogener Polygone oder, in extremeren Fällen, zu Streifenboden gibt.

Die Vorkämpfer der Frostschubtheorie haben nur in beschränkter Weise genauer deren Anwendbarkeit zur Erklärung dieser Oberflächenformen versucht (z. B. Nordenskjöld 1911, p. 196; Högbom 1914, p. 332ff; Huxley und Odell 1924, p. 225; Mohaupt 1932, p. 36)[1]). Wenn die Steinsortierung wirklich durch Frostschub verursacht wird, wobei Regelation wesentlich ausser Betracht gelassen werden kann — um so mehr bei Böschungen mit Streifenboden, die hier während des Schmelzens der oben gelegenen Schneewehen Schmelzwasser zugeführt bekommen, das namentlich auf den tieferen Teilen der Abhänge eine fühlbare Temperaturerhöhung mit sich bringen würde, wodurch ein Wiedergefrieren nachts verhindert wird, — ist die logische Schlussfolgerung die, dass Steinsortierung und Abtragung zwei Prozesse sind, die miteinander nichts zu tun haben und sogar zeitlich voneinander getrennt sind. — Wenn die Sortierung des Grobmateriales nicht als Folge von Bewegungen der aufgeweichten Feinerde (Solifluktion) geschieht, würde das Resultat des Abwärtsgleitens des Strukturbodens zweifellos zu einem Zerfall der Strukturformen führen.

Noch schwieriger ist die Anwendung der Frostschub- (und Spalten) theorie, wenn wir das Gleiten von Strukturformen betrachten, die in relativ homogenem Material gebildet worden sind, d. h. solche langgezogenen Formen, wie sie z. B. bei Högbom, Fig. 6, p. 54 (auch 1914, Fig. 23, p. 325) abgebildet sind. — Wie ein Spaltsystem, verbessert durch winterlichen Frostschub oder -hebung, beim Abwärtsgleiten während des Auftauens ein in der Bewegungsrichtung ausgezogenes Maschensystem werden kann, ist ein meinem Empfinden nach bisher unbeantwortetes Problem. — Die verzerrten Strukturformen auf geböschtem Terrain liefern also selbst einen indirekten Beweis für die Unzulänglichkeit der Frostschub- und Spaltentheorie als allgemeine Erklärung der Strukturierung (cf. Meinardus 1912, p. 29).

[1]) Dass einige Forscher andere — direkte Frostwirkungen nicht betreffende — Erklärungen spezieller Formen von Streifenboden versucht haben, soll hier ausser Betracht bleiben (vergl. z. B. Salomon 1929, p. 14; Poser 1931, p. 227f.; 1932, p. 53; 1933, p. 117; ferner Meinardus 1912, p. 30; Ule 1911, p. 257; Hobbs 1910, p. 51f.).

Für das Verständnis der Solifluktionsprozesse in arktischen Gegenden müssen hier ganz besonders zwei Dinge von so grosser Bedeutung hervorgehoben werden, dass sie hier näher besprochen werden sollen, nämlich 1) die Mechanik des Frostschubes und 2) die physikalische Zusam-

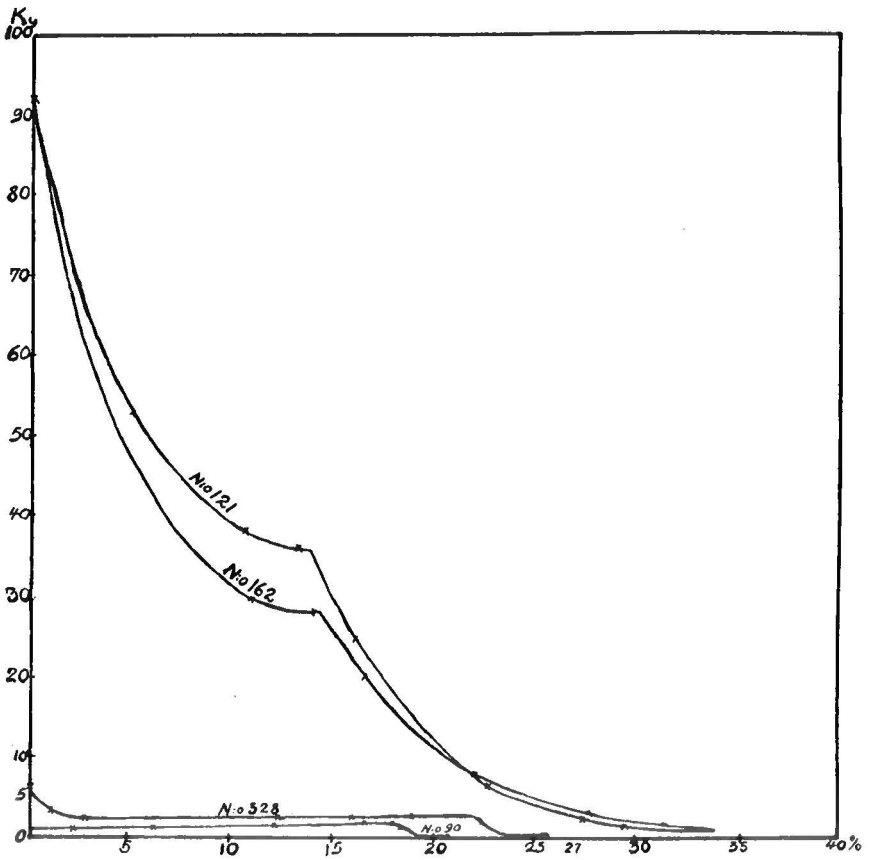


Fig. 1. »Feuchtigkeitskurven« nach SIMON JOHANSSON. — Nr. 90 und 328: Fliesslehme; Nr. 121 und 162: Hochplastische Tone (vergl. Tabelle S. 21).

mensetzung und Konsistenz der Fliesserde bei wechselndem Wassergehalt.

1) TABER hat durch einen Laboratoriumsversuch nachgewiesen, dass die Frosthebung, die beim Gefrieren einer Säule feuchter Erde von oben her beobachtet werden kann, in Verbindung mit wassergesättigten Schichten zuunterst, grösser ist als die, die Volumenveränderungen der zwischen den Bodenpartikeln festgehaltenen Wassermengen zuzuschreiben ist. Die überschüssige Hebung wird verursacht durch Schichten reinen Eises, alternierend mit Schichten gefrorener Erde. Das zur Eisabscheidung notwendige Wasser wird durch molekulare Adhäsion von

unten während des Wachsens der Eiskristalle emporgesaugt. Die Frosthebung (Ausweitung) geht ausschliesslich in linearer Richtung des Eindringens der Kälte in die Eissäule vor sich, die Orientierung der Eisschichten ist senkrecht zu dieser Richtung. Voraussetzung dafür, dass die Eisabscheidung stattfindet, ist, dass die Erde von feinkörniger Beschaffenheit ist (z. B. Ton, Lehm, sehr feiner Sand). In gröberem Material (gewöhnlicher Sand) findet keine Wasseraufsaugung statt, während eine solche jedoch durch eine Beimischung feineren Materiales (z. B. Ton) erreicht werden kann, jedoch wirkt das gröbere Material stets hemmend auf das Wasseraufsaugen und die Eisausscheidung (l. c., p. 438f.). Die Maximalgrenze für die Korngrösse, die überschüssige Eiskristallbildung und Hebung verursacht, wird mit bis zu 0,07 mm (0,06—0,10 mm) angegeben (l. c., p. 435). Felduntersuchungen haben ergeben, dass der gleiche Prozess in der Natur vor sich geht (Kokkonen 1926; Beskow 1930; Poser 1932).

Bodenanalysen nach Simon Johansson.

Nr.	Bodenart	Sand (2,0—0,2 mm) %	Mo (0,2—0,02 mm) %	Schluff (0,02—0,002 mm) %	Ton (0,002 mm) %	Humus %	Umschlagspunkt bei Wassergehalt %	Fliessgrenze Wassergehalt %
90	Moschluffboden.. (Fliesslehm)	2,4	40,8	46,2	9,3	1,3	18,2	19
328	Schluffboden.... (Fliesslehm)	0,0	25,5	58,5	16,0	0,0	22,0	22
121	Hochplastisch.. (sehr schwerer	0,0	12,3	32,2	54,2	1,3	12,1	41
162	Ton)	0,0	13,3	16,7	69,4	0,6	14,6	50

2) Die zum Fliessen besonders geeigneten Bodenarten, die sogenannten Fliesslehme, sind als feinkörnige Sandarten zu betrachten. Bei einem gewissen Wassergehalt sind sie hart gegen Druck, trotzdem sie imstande sind, wie ein zusammenhängender zäher Strahl zu fliessen. Sie zeigen somit sehr charakteristische Konsistenzformen, verschieden von anderen Bodenarten (Atterberg 1911, p. 18f.; 1912 a, p. 159ff.). Diesbezüglich sei ganz besonders auf S. Johansson's (1914b) »Feuchtigkeitskurven« hingewiesen, d. s. graphische Darstellungen der Konsistens der Mineralerden im Verhältnis zu deren Wassergehalt. Nach Johansson seien hier beispielsweise Kurven für einige »hochplastische Tone« und für »Schluffböden« (Fliesslehme)[1]) wiedergegeben: Fig. 1,

[1]) Diese Bodenarten bezeichnen hinsichtlich des Kurvenverlaufs Aussengrenzen. Es kommen alle Übergangsformen des Kurvenverlaufs vor, die »schwere und leichte Schlufflehme, schwere und leichte Molehme« u. s. w. darstellen; vergl. die Klasseneinteilung bei Johansson l. c., p. 107f.

beigefügt die wichtigsten physikalischen Charakteristika in tabellarischer Form.

Der Knick in den Kurven gibt den Umschlagspunkt an (oder Schrumpfungsgrenze) d. h. der Punkt auf der Konsistenzskala, der angibt, dass der Boden bei fortgesetzter Austrocknung nicht weiter einschrumpfen kann, aber hellere Farbe anzunehmen beginnt, indem die Poren mit Luft angefüllt werden. Durch Eintrocknung vom flüssigen Zustand bis zum Umschlagspunkt ist der Boden dagegen imstande, sein Volumen zu verringern, da die Abstände zwischen den Partikeln durch Verdunstung des Wasser abnehmen. Die Schrumpfungsgrenze ist physikalisch gesehen eine scharfe und natürliche Konsistenzgrenze. — Ein anderer Grenzwert ist von ATTERBERG eingeführt worden (1911, p. 36 ff.) und wird folgendermassen definiert (l. c., p. 21): »die untere Grenze der Schwerflüssigkeit oder die Fliessgrenze: die Wassergehaltsgrenze, bei welcher zwei Stückchen Tonbrei, in eine Schale gelegt, beim heftigen Stossen der Schale nicht länger zusammenfliessen wollen.« Die Fliessgrenze ist jedoch keine scharfe und natürliche Grenze der Konsistenz (ATTERBERG 1911, p. 37; ferner cf. JOHANSSON 1913, p. 60). Was in dieser Verbindung besonders interessiert, ist die rechte Seite der Kurven, d. h. die Konsistenz der Bodenarten bei grösseren Feuchtigkeitsgraden. Man sieht (vergl. die Tabelle), dass die Fliessgrenze für die hochplastischen Tone erst bei einem hohen Wassergehalt erreicht wird, ferner (vergl. die Kurven), dass der Tonbrei an der Fliessgrenze eine sehr geringe Härte hat. Beim Eintrocknen steigt die Härte stetig stärker und stärker bis zum Umschlagspunkt. In dem Zwischenraum zwischen Fliessgrenze und Umschlagspunkt ist der Ton von plastischer Beschaffenheit (JOHANSSON l. c., p. 60ff.)[1]).

Ganz anders verhält es sich mit den Schluffböden (Fliesslehmen). Die Fliessgrenze fällt hier praktisch genommen mit dem Umschlagspunkt zusammen; daraus geht hervor, dass der plastische Zustand dazwischen fehlt. Unmittelbar rechts vom Umschlagspunkt (und der Fliessgrenze) verhält sich die Lehmmasse also wie eine Flüssigkeit, gewiss mit hoher Viskosität, trotzdem sie relativ druckfest ist. Der steile Verlauf der Kurve hier zeigt, dass die Lehmmasse bei weiterem Wasserzusatz schnell die Konsistenz verändert, indem sie von ihrer grössten Festigkeit zu einem dünnflüssigen Zustand übergeht.

Ferner sei darauf aufmerksam gemacht (vergl. linke Seite der Kurven), dass, während die plastischen Tonarten bei grösserer Austrocknung stark an Festigkeit zunehmen, die Schluffböden bereits beim Umschlagspunkt ihre grösste Festigkeit erreichen. Bei den ausgeprägtesten Fliess-

[1]) Eine etwas abweichende Definition der Grenzen der plastischen Konsistenz findet sich bei ATTERBERG 1911, p. 28ff.; 1912a, p. 151ff.; 1913, p. 292ff.; vergl. auch JOHANSSON 1913, p. 60ff. und p. 107.

lehmen mit besonders geringem Gehalt an Rohton bewirkt eine weitere Eintrocknung sogar eine Festigkeitsabnahme.

Wie aus den beigefügten den Kurven entsprechenden Korngrössenanalysen nach JOHANSSON's Arbeit hervorgeht, ist in hohem Grade die Feinkörnigkeit der Bodenarten entscheidend für deren Konsistenz bei einem gegebenen Wassergehalt. JOHANSSON (l. c., p. 92) gibt an, dass bei Bodenarten, die zum Fliessen neigen, die Partikelgrösse grösstenteils zwischen den Grenzen 0,05 und 0,0006 mm liegt, d. h. innerhalb des etwas erweiterten Gebiets der Schluffgruppe. — Da die angeführte niedrigere Grenze (0,0006 mm) weit unter der höchsten Grenze für die Korngrösse des »Tones« liegt (0,002), kann man doch nicht unmittelbar aus gewöhnlichen Bodenanalysen sichere Schlussfolgerungen über die »Fliessfähigkeit« ziehen. Da jedoch die Neigung zum Fliessen bei einer Bodenart in einem ausgesprochen umgekehrten Verhältnis zu seiner Plastizität steht, bekommen hier ATTERBERG's Untersuchungen über die »Plastizität und Bindigkeit liefernden Bestandteile der Tone« (1913) ein besonderes Interesse. Auf Grund umfassender Untersuchungen der Konsistenzformen verschiedener Mineralien mit verschiedener Korngrösse gibt ATTERBERG (l. c., p. 326) an, dass »sämtliche von mir untersuchten Mineralien und Präparate, welche sich bei genügender Zerteilung plastisch erwiesen haben, blättrige oder schuppige Struktur zeigen«; »da dagegen die Mineralien und Präparate, die schuppige Struktur nicht zeigen, als gar nicht plastisch befunden wurden, so muss man den Schluss ziehen, dass gerade die schuppige oder blättrige Form der Teilchen es ist, welche den Mineralien Plastizität verleiht.« — So ergaben sich z. B. Muskowit, Biotit und Hämatit plastisch in genügend feinkörnigem Zustand, d. h. mit einer Maximalkorngrösse (Schuppenbreite) von 0,005 mm, während Quarz und Kalifeldspat durchaus keine Plastizität besassen, selbst bei der feinsten Beschaffenheit (Maximalkorngrösse 0,002 mm).

Man darf daraus schliessen, dass selbst die feinkörnigsten, physikalischen Verwitterungsprodukte von Quarz und Feldspat — bei passenden Lagerungsverhältnissen und Feuchtigkeitsgrad — »fliessfähig« sein würden. Die Konsistenzkurven für reingewaschene Sande haben ebenfalls einen Verlauf, der die Eigentümlichkeiten der Schluffbodenkurve betont (vergl. JOHANSSON l. c., p. 28ff, Tafel 1, Bild 1, vergl. auch ATTERBERG 1913, p. 310f.).

Das häufige Vorkommen von zu Fliessen neigenden Mineralböden in arktischen Gebieten hat RAMANN (1915) zu den besonderen Verwitterungsprozessen dieser Gegenden in Beziehung gesetzt: gehemmte chemische Verwitterung infolge Armut des Bodenwassers an Elektrolyten, resultierend in der Ansammlung feinster mechanischer Verwitterungsprodukte (Feinsand, Schluff), Mangel an kolloidalen Bestandteilen, keine Ausflockung, Einzelkornstruktur.

Umfassende Untersuchungen über chemische Verwitterungsprozesse in spitzbergischen Mineralböden wurden von BLANCK und seinen Mitarbeitern vorgenommen (1919, 1928). Die Ergebnisse dieser Untersuchungen haben in weitem Masse die Annahme RAMANN's bekräftigt und laufen zusammenfassend darauf hinaus, dass »zwar die lösende Wirkung des Wassers in Erscheinung tritt, aber doch nur insofern, als sie unterstützt durch die Mitwirkung von Kohlensäure und Sauerstoff zur Geltung gelangen kann. Die hydrolytische Wirkung des Wassers, die ungleich grössere Folgen für den Abbau der Gesteine nach sich zieht und eine Folge der elektrolytischen Dissoziation des Wassers ist, macht sich nur spärlich bemerkbar, und zwar wohl aus dem Grunde, weil die Zeitdauer, während welcher höhere Temperatur auf Spitzbergen herrscht, zu gering ist, um jene Einflüsse, welche die weit energischer wirksame chemische Verwitterung ausmachen, anzubahnen.« (BLANCK und RIESER 1928, p. 690).

»In den untersuchten Schwemmlandprodukten liegen schliesslich ebenfalls wenig chemisch angegriffene Materialien vor, die in ihrer Zusammensetzung und Beschaffenheit den primären Verwitterungsprodukten recht ähnlich sind, sodass selbst unter den Verhältnissen des Transportes keine weitere, stärkere chemische Umwandlung erfolgt zu sein scheint, was abermals für den geringen chemischen Einfluss des Wassers spricht.« (l. c., p. 691).

Eine grössere Anzahl — 23 — Proben des verwitterten Feinmaterials ist einer Analyse der Korngrösse nach ATTERBERG's Methode unterworfen worden. Alle Böden ergaben sich als Sande. Der Gehalt an Rohton (unter 0,002 mm) ist sehr gering, meist nur 1—4 %, in einzelnen Fällen doch bis zu 5—10 %; Schluff (0,002—0,02 mm) 10—15 %; Feinsand (0,02—0,2 mm) 40—60 %; Sand (0,2—2,0 mm) 25—50 %. (Einige Schlämmanalysen, die BJÖRLYKKE (1928) von anderen spitzbergischen Böden vornahm, ergaben ebenfalls einen hohen Sandgehalt, ganz besonders Feinsand, und einen recht geringen Gehalt an Rohton.) — BLANCK's Bodenanalysen beziehen sich ganz gewiss nicht auf »Fliesserden«, da der grösste Teil der Proben eine dünne Verwitterungsschicht über — oder in Spalten in — dem festen Gestein darstellt. In dieser Verbindung ist es jedoch von Bedeutung, darauf hinzuweisen, dass die untersuchten Schwemmlandprodukte eine ähnliche Zusammensetzung wie die Verwitterungsprodukte auf primärer Lagerstätte ergaben. — Was hier von Interesse ist, ist dies, dass die für die Arktis charakteristischen Verwitterungsvorgänge die Bildung feiner Sandarten begünstigen (vergl. auch ATTERBERG 1908, p. 134), an welche auch in südlicheren Gebieten Erdflusserscheinungen geknüpft sind.

Physikalische Analysen von Material von Fliesserdegletschern und Strukturböden (von Norra Storfjället, Kirchspiel Tärna im südlichen

Lappland) wurden von Beskow ausgeführt (1930, p. 631). Die Proben zeigen ein Maximum für die Gruppe Feinsand, d. h. für die Korngrösse 0,1 mm (0,02—0,2 mm). Ganz besonders Lehmfelder im Strukturboden zeigen dieses Maximum in ausgeprägtem Masse. (Rein hypothetisch setzt Beskow als Ursache des Feinsandmaximums voraus, dass die Gefrierpunktsdepression in den feinsten Poren so gross wird, dass ein Gefrieren hier überhaupt nicht stattfindet, womit die Grenze für die zerkleinernde Wirkung des Frostes erreicht ist.)

Weiterhin seien hier die Resultate einzelner Schlämmanalysen ostgrönländischer Böden nach Atterberg's Methode (1912b) mitgeteilt.

Tabelle 3. Atterbergsche Schlämmanalysen ostgrönländischer Bodenproben.

Feinste Fraktion als Differenz berechnet. Fraktionen über 2 mm wurden vor der Schlämmung ausgesiebt, nur Probe 2 enthielt grössere Mengen »Grus«. Der Humusgehalt ist augenscheinlich sehr gering, nicht näher bestimmt.

Korngrösse:	Nr. 1 %	Nr. 2 %	Nr. 3 %	Nr. 4 %
—0,002 mm	7,9	6,4	31,9	34,0
0,002—0,02 —	9,3	20,0	37,9	28,6
0,02 —0,2 —	33,0	31,4	19,0	25,6
0,2 —1,0 —	48,2	33,2	11,0	10,4
1,0 —2,0 —	1,6	9,0	0,2	1,4

Nr. 1. Ella Insel, Kap Oswald; Eleonore Bay Formation (präkambrische Sedimente), etwa 50 m ü. M.; regelmässiger steinfreier Strukturboden, ziemlich kleine Erdfelder mit fast ebener Oberfläche; verstreuter Bewuchs mit Dryas an den Berührungslinien der Zellen; ziemlich trocken.

Nr. 2. Traill Insel in der Nähe des Vega Sundes bei den Scot Keltie Inseln; Basalt, etwa 500 m ü. M.; regelmässiger mit Steinrändern versehener Strukturboden, grosse Felder mit ebener Oberfläche; spärliche Vegetation, im wesentlichen nur längs der Ränder der Zellen; ziemlich feucht.

Nr. 3. Ymer Insel, Botaniker Bucht (am Sofia Sund); Devon, etwa 200 m ü. M.; sehr unregelmässige Oberflächenformen (Wälle, Häufchen, Risse), augenscheinlich in der Hauptsache durch Frostschub verursacht (in Verbindung mit Fliessen); fast vegetationsfrei; sehr trocken.

Nr. 4. Lyell Land, Kap Hedlund (innerer Teil des Kempe Fjordes); Gneis, etwa 50 m ü. M.; ziemlich grosse, recht unregel-

mässig angeordnete Erdbeulen mit stark gewölbter Oberfläche; geringe Vegetation; trocken.

Man erkennt, dass die zwei Proben Nr. 1 und 2 von regelmässigem Strukturboden in ausgeprägtem Masse Sandböden sind, während Nr. 3 und 4 von Lokalitäten mit unregelmässigen Strukturformen recht tonhaltig sind. Nach der ATTERBERG-JOHANSSONschen Terminologie (vergl. JOHANSSON 1914a) muss Nr. 1 einfach als ein (Fein-)Sandboden bezeichnet werden, Nr. 2 als ein grobsandreicher Feinsandlehm, Nr. 3 und 4 dagegen eher als (fein-)sandreiche Schlufftone. — Es scheint also, wenn man im ganzen betrachtet einen definitiven Schluss aus diesen einzelnen Analysen ziehen darf, dass ein grösserer Gehalt an feinster Fraktion (Rohton) eine regelmässigere Strukturierung verhindert, während andererseits Frostschub hier ganz besonders auffallend ausschlaggebend ist.

Zusammenfassend kann man sagen, dass die zum Fliessen besonders neigenden Bodenarten eine (durchschnittliche) Partikelgrösse haben, die das Maximum nicht überschreitet, bei welchem die durch Molekularkräfte bewirkte Aufsaugung von Wasser nicht mehr stattfindet. Andererseits unterschreitet die Korngrösse nicht das Minimum, bei welchem eine plastische Konsistenzform zwischen trockenem und vollständig flüssigem Zustand auftritt. Das heisst also, die Fliesslehme verhalten sich hinsichtlich ihres Wassersaugvermögens beim Gefrieren im wesentlichen wie Tone, hinsichtlich ihrer Konsistenzformen bei wechselndem Wassergehalt wie Sande, indem die Fliessgrenze fast mit dem Umschlagspunkt zusammenfällt. Vom Umschlagspunkt ausgehend ist ein relativ geringer Wasserzuschuss ausreichend, um sie fliessend zu machen, während eine weitere Austrocknung die Festigkeit nicht erhöht. — Da die arktischen Mineralerden infolge ihrer physikalischen Zusammensetzung in weitem Masse unter die Kategorie der Fliesslehme und verwandter Bodenarten gehören (cf. RAMANN 1915, p. 284), sind es ganz besonders die an diese geknüpften Eigenschaften, wie vorher erwähnt, die bei einer Untersuchung der Fliesserscheinungen im Schuttmaterial möglicherweise als Ursache für die polaren Bodenversetzungen in Betracht gezogen werden müssen.

Das durch TABERS Untersuchungen eingeleitete gründlichere Verständnis der Natur der Frosthebungen hat seine Spuren in der Fliesserdeforschung der neuesten Zeit hinterlassen. BESKOW (1930) hat so quantitative Messungen der Eisabscheidung in gefrorenem Fliessboden und des entsprechenden Wasserüberschusses im Auftauboden vorgenommen. Auf Grund dessen glückte es ihm, eine befriedigende Erklärung des amorphen Erdflusses (l. c., p. 624ff.) zu geben: Die durch ein sukzessives Schmelzen der eingelagerten Eisschichten freigewordenen Lagen (Schich-

ten reinen Wassers oder zumindest mit grossem Wasserüberschuss) unmittelbar über der Tjäle sind die Ursache zu einem diskontinuierlichen Abwärtsgleiten der darüber liegenden Massen. In dem Masse, wie die Tjäleoberfläche durch das fortgesetzte Auftauen in tiefere Niveaus zu liegen kommt, nehmen mehr und mehr Schichten an der Bewegung teil. Das gesamte Abwärtsgleiten der obersten Erdschichten ist so die Summe der einzelnen kleinen Bewegungen. Dies erklärt zufriedenstellend das Besondere der Erdgletscher, worauf bereits früher aufmerksam gemacht wurde (z. B. Sernander 1905, p. 52), dass die Fliessgeschwindigkeit in den obersten Lagen am grössten ist, sodass die Vegetation an der Stirn des Gletschers selbst durch die wälzende Bewegung des Erdstromes überfahren wird.

Beskow's Untersuchungen wurden im südlichen Lappland vorgenommen, d. h. in Gebieten, in denen von eigentlichem Dauerfrostboden kaum die Rede sein kann. — Poser (1933, p. 115) macht mit Recht darauf aufmerksam, dass die Voraussetzungen für überschüssige Frosthebung in hocharktischen Gebieten weniger günstig sind, da hier der Boden nur in geringe Tiefe auftaut, weshalb kein Grundwasserhorizont zur Unterstützung des Wasseraufsaugens feststellbar ist.

Diesbezüglich seien hier einige Beobachtungen mitgeteilt, die aus dem Innern des Franz Joseph Fjordes stammen, die darauf hindeuten, dass ein Wasseraufsaugen in vielen Fällen möglich sein kann, selbst in dem ausgeprägt trockenen, praktisch regenlosen, ostgrönländischen Klima: Fliessgletscher, die im Sommer in den oberen Lagen stark ausgetrocknet waren, waren bei Eintritt des Frostes in geringer Tiefe feucht oder sogar regelrecht nass, namentlich in den mittleren Teilen; an der Stirn rieselte das Wasser zeitweilig zutage, was während des Sommers nicht der Fall war. — Proben von Frostboden aus Strukturbodenzellen zeigten beim Auftauen im Frühjahr einen bedeutenden Wasserüberschuss, trotzdem sie von einer Lokalität stammten, wo die Erde im Sommer und Herbst augenscheinlich stark ausgetrocknet war (vergl. unten, Seite 34).

Diese Tatsachen lassen sich vielleicht erklären, wenn in Betracht gezogen wird, dass der Feinsand (Mo), der gerade in den arktischen Gebieten das Endergebnis der mechanischen Verwitterung ist, eine besonders grosse Kapillarität besitzt (vergl. Atterberg 1903, p. 203ff.; 1908, p. 107ff. und p. 243ff.). Die kapillare Saugkraft aus den tieferen am spätesten aufgetauten Lagen wird im Nachsommer, wenn die Einstrahlung abnimmt, nicht mehr durch Verdunstung an der Oberfläche kompensiert, wodurch der Wassergehalt nahe der Oberfläche zunimmt.

Da nun die Fliesslehme von einer solchen Beschaffenheit sind,

dass ein Überschuss von nur ganz wenigen Prozent Wasser imstande ist, diese leichtfliessend zu gestalten, wenn die Poren im Voraus mit Wasser gefüllt sind, ist es gegeben, dass selbst eine mehr oder weniger gehemmte Wasseraufsaugung und eine relativ geringe Eisauskristallisation während des Gefrierens ausreichend sein können, bei dem folgenden Auftauen die Bildung dünnflüssigen Materiales unmittelbar über dem Frostboden zu bewirken. — Wo die Entwässerungsverhältnisse so mangelhaft sind, dass der überschiessende Wassergehalt über der Tjäle nicht ablaufen kann, sondern allein oder grossenteils auf die Verdunstung angewiesen ist, oder falls sogar Oberflächenwasser anderswoher zugeführt wird, besteht also in hocharktischen Gegenden die Möglichkeit von Erdfluss, wie BESKOW klargelegt hat.

Die Vermutung einer Kausalverbindung zwischen Strukturierung und Erdfluss wurde hin und wieder behauptet, wenn auch aus verschiedenen Gründen (z. B. HÖGBOM 1914; FRÖDIN 1914; EAKIN 1916; ULE 1922). Von besonderem Interesse ist in dieser Hinsicht FRÖDIN's Arbeit »Über das Verhältnis zwischen Vegetation und Erdfliessen in den alpinen Regionen des schwedischen Lappland« (1918). FRÖDIN hebt hier hervor, dass die zonenmässige Anordnung der Vegetation vom Rande nach der Mitte der Schuttinseln (Bodenzellen des Strukturbödens) die gleiche ist wie die, die wir bei den Fliessterrassen von den Distalabstürzen zu den zentralen Teilen des Erdstromes hin beobachten können. »Die konzentrische Anordnung der Vegetation um eine nackte Mittelpartie auf den Schuttinseln deutet darauf hin, dass sich in diesen wie im Terrassenfliessboden dieselben die Vegetation hemmenden Einflüsse geltend machen, und dass diese mit einer vom Zentrum gegen die Peripherie hin abnehmenden Intensität wirken« (l. c., p. 16).

MEINARDUS (1912) hat früher auf die Tatsache aufmerksam gemacht, das die Bodenfelder zuerst am Rande vegetationsbedeckt werden, während die mittleren Teile sich vegetationsfrei halten. Dieses Charakteristikum des Strukturbodens schreibt er folgenden Verhältnissen zu (l. c., p. 33f.): »1. in der nächsten Umgebung der Steine wird der Boden früher schneefrei und taut früher auf als in der Mitte der Felder, 2. die Steine reflektieren die früh empfangene Sonnenwärme und 3. ist auch die Feuchtigkeit an den Rändern der Erdflecken grösser als in deren Mitte, weil dorthin schon frühzeitig das Schmelzwasser des Schnees einen Ablauf findet, während es in den gefrorenen Boden der Erdoberfläche noch nicht eindringen kann. So erscheint also an den Grenzen der Erdflächen die Möglichkeit einer längeren Vegetationszeit geboten, die sich die Pflanzen zunutze machen.« — FRÖDIN bemerkt hierzu, dass die konzentrischen Vegetationsringe so weit innerhalb des Felderrandes beobachtet werden können, dass diese Verhältnisse nicht als ausschlaggebend angenommen werden können. — Ein wesentlicherer

Einwand dürfte jedoch der sein, dass Punkt 1. und 3. in direktem Gegensatz mit den tatsächlichen Verhältnissen stehen, so wie sie sich draussen beobachten lassen (vergl. auch THORODDSEN 1913, p. 253).

Während also die klimatischen (Wärme-)Verschiedenheiten zwischen den Rändern und den zentralen Teilen des Erdfeldes (bzw. Erdgletschers) sicher von so geringen Grössen sind, dass sie ganz unwesentlich für die Verteilung der Vegetation sind, sind die edaphischen Verhältnisse innerhalb des einzelnen Erdfeldes (bzw. Erdgletschers) — vom Rande zum Zentrum — möglicherweise in so hohem Grade verschieden, dass man vermuten muss, dass diese die zonemässige Anordnung der Vegetation bedingen. Hier muss besonders in Betracht gezogen werden, dass die Ränder der Erdfelder besser drainiert und ventiliert sind als die zentralen Teile, wegen des Ablaufes des Wassers und der Zirkulation der Luft durch das Steinnetz (bzw. den Distalabsturz des Erdgletschers). Diese Verhältnisse sind sicherlich von wesentlicher Bedeutung für die Ansiedlung oder Nichtansiedlung der Pflanzen, können aber indessen nur schwer isoliert untersucht werden, da der Frost und die Solifluktion in genauer Übereinstimmung mit den örtlich vorherrschenden Wasserversorgungs- und Entwässerungsverhältnissen zu wirken scheinen (vergl. oben). Diese ändern sich aber mit dem Fortschreiten der Materialumlagerung und Gestaltung der Oberfläche, wodurch innerhalb der Elementargebiete (in diesem Falle Erdfelder und -gletscher) so abweichende Wachstumsbedingungen geschaffen werden, dass die Pflanzendecke nicht nur mosaikartig wird, sondern sogar oft zonenmässige Anordnung um ganz vegetationsfreie Flecken erhält. Es ist somit vielleicht nicht zuviel gesagt, dass die zonenmässige Anordnung der Pflanzenwelt in genauem Kausalverhältnis zu den Strukturierung und Erdfluss verursachenden Faktoren steht: Gleichzeitig mit der fortschreitenden Wirksamkeit dieser Prozesse werden die Lebensbedingungen sogar in so hohem Grade differenziert, dass die Reaktion der Pflanzenwelt selbst diesen Wachstumsbedingungsänderungen gegenüber die am meisten in die Augen fallende Manifestation dieser Prozesse ist.

Strukturierung und Erdfluss sind somit geologische Vorgänge, deren biologische Wirkungen sich nicht nur innerhalb des Zeitraumes, in dem sie sich abspielen, beobachten lassen, sondern auch nachdem sie als solche nicht mehr existieren. In Wirklichkeit findet man oft grössere Areale, wo die Fliess- und Strukturierungsprozesse vollständig abgeschlossen sind, da die Entwässerungsverhältnisse infolge Materialsortierung und Ausschlämmung der feinsten Erdbestandteile ziemlich gleichartig geworden sind, was in einer mehr oder weniger homogenen Pflanzendecke zum Ausdruck kommt.

Eine biologisch betonte Beurteilung der polaren Bodenversetzungen

scheint also zu bekräftigen, dass Erdfluss und Strukturierung Ausdruck ein und derselben Kräfte sind, nämlich von Frostschub und Solifluktion, die sich allein unter der Voraussetzung eines Zusammenpassens der Feinerdebestandteile des Substrates und dessen Wasserkommunikation auf kleinstem Raum geltend machen können. Da die Teilnahme der gröberen Bestandteile an der Umplazierung des Materials hauptsächlich passiver Natur ist, müssen die Prozesse im wesentlichen auf dieselbe Weise in inhomogenem wie mehr oder weniger homogenem Material vor sich gehen.

Wenn wir von den Verschiedenheiten in dem vorläufigen oder endgültigen Resultat, soweit sie durch klimatische, topographische oder edaphische Verhältnisse stimmt sind, absehen, können wir unter Hinweis auf die obigen Ausführungen die polaren Bodenversetzungen als Erscheinungen charakterisieren, die durch in engerer Verbindung mit den hydrostatischen Verhältnissen der oberen Erdschichten stehende Prozesse verursacht sind. Selbst bedingt durch mangelnde Stabilität (Balance) der Wasserkommunikation erstreben sie durch Umlagerung der Elementarteile eine Stabilisierung. Wenn eine solche innerhalb der Erdschichten, in denen diese Prozesse sich abspielen, erreicht ist, hören letztere auf. Hiernach sind die bisherigen Arbeitsformen als Ruhe- oder Verfallsstadien zu betrachten, solange die erreichte Stabilität der Wasserkommunikation sich nicht ändert.

Das Ergebnis der oben versuchten Beurteilung der Frost-, Spalt- und Solifluktionsprozesse hinsichtlich ihrer Reichweite als verursachende Faktoren für die an Strukturierung und Erdfluss geknüpften Erscheinungen ist in Kürze folgendes:

1. Regelation von oben her wird nur die ganz oberflächlichen Erdschichten beeinflussen können und wird sich zeitlich auf eine Wirkung während der Schneeschmelze und der allerersten Zeit nach Aperwerden des Bodens beschränken und aufhören, ehe das Auftauen durch die Schichten gelangt ist, innerhalb deren Materialverschiebung und -sortierung stattfindet. — Im Herbste dürfte die Regelation kaum eine Rolle spielen, wenigstens nicht unter ostgrönländischen Klimaverhältnissen, da der Winter relativ plötzlich einbricht; ferner sind die oberflächlichen Bodenschichten zu diesem Zeitpunkt oft stark ausgetrocknet.

2. Ein Beweis für die postulierte Regelation im Frostboden konnte nicht geliefert werden; durch Messungen ist es dagegen wahrscheinlich gemacht, dass eine solche nicht stattfindet.

3. Da die durch den Winterfrost verursachte Expansion der oberen Erdschichten ausschliesslich senkrecht zu den isothermen Flächen geht (d. h. in Richtung entgegengesetzt dem Eindringen des Frostes in den Boden), lässt sich die aufwärts gerichtete Bewegung von Steinen und eine

temporäre (und möglicherweise teilweise andauernde) Hebung von Feinerdeanhäufungen und -feldern auf zufriedenstellende Weise durch Frostausdehnung erklären. Auf der anderen Seite dürfte die Frostexpansion keine wesentliche horizontale Grobmaterialverschiebung bewirken.

4. Da Spaltensysteme oft mit gleichem Muster und mit gleichen Dimensionen in dem steinfreien und dem mit Steinkanten versehenen Strukturboden auftreten, muss man vermuten, dass die zwei Formen des Strukturbodens derselben Entstehung sind.

5. Dass die Aufteilung in Felder in dem steinfreien sowie dem steinkantigen Strukturboden allein durch Kontraktionsrisse infolge Austrocknung entstanden ist, ist unwahrscheinlich, da Strukturboden nicht an den Stellen fehlt, die durchaus keiner Austrocknung ausgesetzt sind, und da das Spaltensystem im Strukturboden in der Regel weit regelmässiger ist als die Spaltensysteme, die manchmal auf eintrocknenden Tonflächen auftreten.

6. Dass der amorphe Erdfluss nicht (direkt) durch Frostwirkungen im allgemeinen Sinne entstanden ist, sondern durch Solifluktion in Verbindung mit einfachem Gleiten, scheint von Beskow hinreichend verständlich gemacht zu sein, der die Bedeutung friktionsfreier Flächen, die während des Auftauens der durch Gefrieren undifferenzierten Eisschichten gebildet werden, als wesentliche Ursache für die Bewegung der Erdmassen nachgewiesen hat.

7. Dass die Strukturierung in ähnlichen Ursachen wie der amorphe Erdfluss, nämlich in Solifluktionsprozessen, ihre Begründung findet, geht daraus hervor, dass Strukturierung und Erdfluss (gleichzeitig) oft auf die gleichen Erdmassen lokalisiert sind, wodurch ein Strukturnetz mit in der Bewegungsrichtung verlängerten Maschen oder regelrechter Streifboden entstehen. Wenn die Strukturierung nicht durch eine Umlagerung der Elementarbestandteile in oder über einer fliessenden Masse vor sich geht, wären diese Erscheinungen eine Unmöglichkeit, da die abwärtsgleitende Bewegung der Massen (Erdfluss) dann sogar die Strukturierung verwischen würde und bereits gebildete Strukturformen in Verfall bringen würde. — Ferner deutet die Übereinstimmung in der zonemässigen Verteilung der Vegetation auf den Strukturbodenzellen und den amorphen Erdgletschern auf Gleichheit der physikalischen Verhältnisse (Lebensbedingungen), die an diese beiden Oberflächenformen geknüpft sind, hin.

8. Die Strukturformen wie die amorphen Fliessformen sind nur als Arbeitsformen aufzufassen, solange ausreichendes Feinmaterial in den auftauenden Schichten zur Verfügung steht und die Be- und Entwässerungsverhältnisse von einer solchen Beschaffenheit sind, dass sich ein mehr oder weniger eng begrenzter, temporärer Wasserstau bildet, d. h. solange Möglichkeiten für Frostschub und Solifluktions-

prozesse einer oder der anderen Art vorhanden sind. — Das Problem des Strukturbodens sowie des amorphen Erdflusses ist demnach in letzter Instanz eine Frage der Wasserkommunikation des Elementarraumes.

III. Die primäre Herausmodellierung des Strukturbodens infolge von Konvektionsströmungen. Die Mechanik der Strukturierung.

Mit Erscheinen von GRIPP's Arbeit 1927 wurde eine neue Epoche der Strukturbodenforschung eingeleitet, indem die Theorie der Konvektionsströmungen hier in einem solchen Grade in ein aktuelles Licht gestellt wurde, dass seitdem kaum eine Arbeit erschienen ist, die nicht der Brodeltheorie entweder Anerkennung oder scharfe Kritik zollt.

Namentlich hat es nicht an Gegnern gefehlt. Teils wurde durch Messungen erwiesen, dass GRIPP's Annahme eines Temperaturfalles von 4° von der Oberfläche bis zum Frostboden sich in der Natur gerade nicht vorfindet (POSER 1931, p. 205f.; 1932, p. 26f.; MOHAUPT 1932, p. 43ff.; vergl. auch diese Arbeit Seite 10—11), sodass GRIPP's Erklärung allein aus diesem Grunde an Wahrscheinlichkeit einbüsst, teils hat sich ergeben, dass selbst die theoretische Grundlage unzureichend ist (MORTENSEN 1932).

Selbst wenn also heute nicht bezweifelt werden kann, dass die LOW-GRIPPsche Konvektionstheorie (in ihrer ursprünglichen Gestalt) verfehlt ist, so kann doch GRIPP's Betonung des Erdbrodelns schwerlich überschätzt werden. Dass ein solches wirklich stattfindet, davon kann sich jeder vorurteilsfreie Beobachter überzeugen.

Die Brodelherde sind ganz gewiss durchaus nicht neu entdeckt (vergl. z. B. v. HEUGLIN 1872, p. 138; ULE 1911, p. 59; MIETHE 1912, p. 243f.; FRÖDIN 1918, p. 21ff.), aber früher wurden sie im wesentlichen als isolierte, durch die topographischen Verhältnisse der Örtlichkeit im engsten Sinne bedingte Phänomene aufgefasst.[1])

GRIPP's Verdienst liegt indessen in seinem Versuch, — gestützt auf Beobachtungen dieser Erscheinungen — eine Erklärung des Strukturbodenproblemes zu geben.[2]) Selbst wenn sich der Temperaturfall von

[1]) Bereits BERGSTRÖM (1912, p. 341) scheint jedoch zu der Anschauung zu neigen, dass der eigentliche Strukturboden auf eine oder die andere Weise in Kausalbeziehung mit dem »jäsler-process« steht. Vergl. auch ULE 1911.

[2]) Eigenartigerweise weicht GRIPP vor einer rationellen Begrenzung des Begriffes Solifluktion im Sinne seiner Theorie zurück. Unter Hinweis auf die Stelle bei J. G. ANDERSSON (1906, p. 95): »this process, the slow flowing higher to lower ground of masses of waste saturated with water, I propose to name solifluction«,

4 Grad von der Oberfläche weder vorfindet noch imstande ist, überhaupt Konvektionsströmungen zu bedingen, so ist damit noch nicht ausgeschlossen, dass solche entstehen können[1]), da ja andere Kraftquellen, als der minimale Unterschied des spezifischen Gewichtes von Wasser bei 0° und 4°, aus denen man schöpfen könnte, vorhanden sein können — und sind.

Wenn wir den Mechanismus der Prozesse, die in dem »lebenden« Strukturboden vor sich gehen, erklären wollen, müssen wir von einer Anordnung der Dinge in den Lehmfeldern während des Auftauens ausgehen, die folgendermassen aussieht (vergl. oben):

A. Eine wasserundurchlässige Grundfläche: Frostboden (Tjäle). Unmittelbar darüber

B. Eine dünnflüssige Masse: Lehm mit überschüssigen Wassermengen. Diese geht nach oben zu über in

C. Eine Schicht von besonders zähflüssiger Beschaffenheit; gegenüber Druck zeigt sich das Material von nicht geringer Festigkeit, besitzt »Tragvermögen«: Lehm mit wassererfüllten Poren, aber ohne eigentlichen Wasserüberschuss. Darüber ruhen

D. Materialien von fester (nicht fliessender) Konsistenz, mehr oder weniger krustenartig zusammenhängend, jedoch nur im Besitz eines begrenzten Zusammenhangsvermögens: die mehr oder weniger ausgetrockneten oberflächlichen Bodenschichten. (D. kann jedoch fehlen und findet sich erst während der späteren Auftaustadien vor).

Für die Bewegung in den Bodenmassen selbst und damit für die Materialsortierung sind nur die Schichten B und C von Bedeutung. Die Bedeutung der Tjäle ist eine indirekte, indem diese eine für Wasser

---

setzt Gripp fort (1927, p. 24): »Da die Brodelbewegungen allein somit die von A. Seite 95 unten geforderte Bedingung des talwärts gerichteten Schuttransportes nicht erfüllt, kann der Strukturboden im ebenen Gelände nicht unter den Begriff Solifluktion fallen.« (vergl. das unterste Schema p. 24, l. c.). — Rein logisch ist Gripp hier natürlich unangreifbar.

Später polemisiert Gripp (1932) gegen Passarge zugunsten der Anderssonschen Auffassung des Begriffes Solifluktion. Ziemlich unverständlich ist mir jedoch folgender Passus (l. c., p. 629): »Von diesen dreien (Formen von Rutschungen und breiigem Erdfliessen) ist zu trennen die vierte Art von Erdfliessen, eben in der Arktis viel weiter verbreitete Solifluktion in Streifenboden und deren Sonderfälle, wie Steinnetze, Steinringe, Fleckentundra u. s. w. Dieses Erdfliessen ist von mir als Brodelboden zusammengefasst worden.«

[1]) Der direkte Beweis hierfür ist durch Gripp und Simon's Mitteilung über »Die experimentelle Darstellung des Brodelbodens« (1934) zuwege gebracht worden, die mir erst nach Abschluss vorliegender Arbeit in die Hände gekommen ist. — Hinsichtlich der theoretischen Erklärung der Brodelbewegung stützen sich die Verfasser jedoch ständig auf die Low-Grippsche Hypothese des 4° Temperaturfalles gegen den Frostboden hin.

undurchdringliche Unterlage bildet, ohne welche der für Solifluktionsprozesse notwendige Wasserstau nicht entstehen kann. Die oberflächlich belegenen mehr oder weniger trockenen Schichten nehmen nur höchstens rein passiv an den Bewegungen teil.

Man sieht, dass die Lagerungsverhältnisse innerhalb der Schichten B und C, solange diese als Folge ungleicher Verteilung der Wassermenge sich als solche aufrecht halten lassen können, ständig sehr labil sind, da die Dichte des Materiales um so geringer ist, je grösser der Wassergehalt ist. Solange noch ein Wasserüberschuss über der Tjäle vorhanden ist, werden also die Voraussetzungen für Konvektionsströme gegeben sein, indem nicht allein B fliessend ist, sondern auch C, wenn auch mit grösserem Viskositätsgrad.

Zur Beleuchtung dessen welcher Grössenordnung der genannte Dichteunterschied angehört, sei hier eine angenäherte Berechnung angeführt, die sich auf einzelne Messungen des Wassergehaltes des Frostbodens stützt, ausgeführt von Bodenproben von der Ella Insel (von derselben Stelle wie Bodenprobe Nr. 1, Seite 25; Schlämmanalysen).

Aus Erdfeldern von steinfreiem Strukturboden wurden im Frühjahr bei beginnendem Auftauen mehrere Proben gefrorener Erde aus 10—15 cm Tiefe genommen. Die Proben wurden so sehr pulverisiert, dass sie in ein gewöhnliches Messglas untergebracht werden konnten, wo sie zum Auftauen gebracht wurden. Es ergab sich, dass die aufgetauten Bodenproben nach 24 Stunden Stehen aus etwa $^2/_3$ (nach den Massstrichen auf dem Glase) abgesetztem Schlamm und etwa $^1/_3$ Wasser über dem Schlamm bestanden. — Von einer mitgebrachten Bodenprobe von derselben Lokalität wurden danach folgende Messungen und Berechnungen durchgeführt:

Es wurde versucht, den Umschlagspunkt nach der von JOHANSSON (1914b, p. 73f. und p. 101, Fussnote) angegebenen Methode zu bestimmen, was jedoch zu keinem befriedigenden Resultat führte (die Methode ist im wesentlichen für plastische Böden geeignet). Eine angenäherte Bestimmung wurde so einfach durch Zusatz von Wasser in kleinen Mengen (abgemessen) vorgenommen und eine schätzungsmässige Konstatierung der Konzistenz versucht. Der Umschlagspunkt wurde so bei ungefähr 15 ccm Wassergehalt auf 100 g lufttrockener Erde (d. h. etwa 13 % des Gewichtes) festgestellt. Bei einem Wassergehalt von etwa 19 ccm auf 100 g Erde war die Masse vollständig in Fluss (dünnflüssig), und mindestens bei 17 ccm auf 100 g Trockenerde war die Masse zweifellos »fliessfähig«. Der Wassergehalt des Frostbodens, im Felde gemessen,

wurde im Laboratorium bei einer ähnlichen Versuchsanordnung zu ca. 62 ccm auf 100 g Trockenerde berechnet. Daraus erhält man, wenn man das wirkliche spezifische Gewicht (in lufttrockenem Zustand) mit 2,7 misst, folgende Dichte für Erde und Wassermischungen:

62 ccm Wasser auf 100 g Trockenerde (Wassergehalt etwa 38,3 % des Gewichtes) spez. Gewicht.....	etwa 1,6
17 ccm Wasser auf 100 g Trockenerde (Wassergehalt etwa 14,5 % des Gewichtes) spez. Gewicht.....	— 2,2
Differenz...	etwa 0,6

In dem vorliegenden Falle erhält man also einen Dichteunterschied der fliessenden Schichten B und C (siehe oben) von nicht weniger als 0,6, oder in Verhältniszahlen ausgedrückt: B : C = 1 : 1,375 oder abgerundet $^3/_4$, was zweifellos ausreichend sein dürfte, um Konvektionsströmungen hervorzurufen, selbst in einer Masse von nicht geringer Viskosität wie in der vorliegenden.

Es handelt sich hier (siehe Seite 25) um eine Bodenprobe mit einem relativ hohen Gehalt groberer Fraktionen, nämlich 33 % Feinsand (0,02—0,2 mm) und ca. 50 % Sand (0,2—2,0 mm). Ferner muss bemerkt werden, dass die Messungen sich auf eine Lokalität beziehen, die im Sommer absolut als trocken bezeichnet werden muss. — Es ist kaum zu bezweifeln, dass der Wassergehalt des Frostbodens für Böden mit grösserem Gehalt an Schluffraktionen (vergl. z. B. Schlämmanalyse Nr. 2, Seite 25) noch grösser ist, ebenso wie ein grösserer Wasserinhalt der Erde im ganzen in der gleichen Richtung wirken dürfte. — Der oben berechnete Dichteunterschied bezeichnet somit nicht einen extrem »günstigen« Fall, eher das Gegenteil.

Ehe wir zu einer ins Einzelne gehenden Besprechung der Strukturierungsprozesse übergehen, seien hier unter Hinweis auf Benard (1901), Low (1925) und Gripp (1927) einzelne theoretische Betrachtungen über Konvektionsbewegungen, deren Entstehung und späteres Wirken auf ursprünglich undifferenzierte Schuttmassen gegeben.

Frostschub führt wie zuvor erwähnt unstabile Lagerung der Auftauschichten mit sich, da die untersten Schichten einen grösseren Wassergehalt besitzen und folglich geringere Dichte (und geringere Viskosität) als die darüber liegenden. Die Masse mit geringerer Dichte wird an einzelnen Stellen sich einen Weg an die Oberfläche bahnen, während die schwereren Massen anderswo bis zu der festen Unterlage herabsinken werden. An der Oberfläche wird so ein Massenüberschuss entstehen,

wo die aufwärtsgerichtete Bewegung stattfindet, dagegen ein Unterschuss an den Stellen, wo die Abwärtsbewegung stattfindet. Dieses Missverhältnis wird ausgeglichen durch einen Materialtransport (Fliessen) in den oberflächlichen Schichten von der Quellstelle hin zu den Sinkstellen. Jede Durchbruchsstelle wird so von einem Kranz in sich selbst kreisförmig rückläufiger Vertikalströme umgeben und wird dadurch Mittelpunkt eines in horizontaler Erstreckung kreisförmigen Stromfeldes. Eine Anzahl Stromfelder, bestimmt durch die Anzahl der Quellstellen, gleichmässig über ein Areal verteilt, wird die ganze Fläche auf eine solche Weise einnehmen, dass die einzelnen Strombezirke nicht mehr ihre Kreisform beibehalten, sondern durch gegenseitigen »horizontalen Druck« mehr oder weniger regelmässig sechskantig werden wie Bienenwaben. Die Quellstellen (Durchbruchsstellen) sind dynamische Zentralpunkte (eigentlich Linien), die aneinander stossenden Linien zwischen den Stromfeldern dynamische Grenzlinien (eigentlich Grenzflächen). — Die entstehende Lokalisierung der Solifluktionsprozesse manifestiert sich im Verlaufe der für das menschliche Auge sichtbaren Herausdifferenzierung von Oberflächenformen: die Stromfelder werden die Erdfelder, die dynamischen Grenzlinien zu Spalten- und Steinnetzen.

Die Frage nach der Regelmässigkeit der Polygone in Form und Grösse hängt offenbar so eng mit der Mechanik der Konvektionsbewegung selbst zusammen, dass eine unregelmässige Anordnung der Stromfelder — unmittelbar betrachtet — undenkbarer wäre als eine völlig regelmässige. Eine ganz regelmässige Verteilung der Quellstellen (Ausbruchsstellen) und damit der Stromfelder kann man also auf einem in jeder Hinsicht, d. h. hinsichtlich Aufbau, Oberflächenverhältnissen, Wasserversorgung, Schneedecke u. s. w. gleichartigen Boden erwarten (vergl. GRIPP 1929, p. 156 ff.). Eine solch vollkommene Gleichartigkeit hat jedoch wohl kaum ursprünglich ein für Solifluktionsprozesse zugängliches Terrain ausgezeichnet. Die durchgehende Regelmässigkeit in den polygonalen Strukturformen, mit der die Strukturböden oft hervortreten, ist vermutlich nur durch die Wirkung der Solifluktionsprozesse während eines langen Zeitraumes erworben worden. Der »fertige« Strukturboden ist das Ergebnis langsam vor sich gehender Prozesse, die nicht allein in der Strukturierung, sondern ebenso in einer umfassenden Einebnung der Oberfläche und einer Durchmischung des Materials innerhalb der Schichten, an die die Prozesse geknüpft sind, zum Ausdruck kommen (vergl. z. B. FRÖDIN 1914, p. 263 ff.; ULE 1922, p. 248; GRIPP 1929, p. 161 f.). Dass eine absolute Gleichartigkeit im Aufbau des Strukturbodens noch nicht immer erreicht ist, selbst bei fortgeschrittener Strukturierung, ist verständlich; Unregelmässigkeiten wie augenscheinlich begonnenes Zusammenwachsen von Nachbarpolygonen können somit manchmal nachgewiesen werden.

Wir wollen nun etwas genauer die Lagerungsverhältnisse und die damit verbundenen dynamischen Zustände in einem noch »lebenden« Erdfeld (oder Brodelherd) während des Auftauens betrachten, d. h. während des Zeitpunktes im Jahre, wo die Solifluktionsbedingungen und damit die für aktivste Konvektionsströme und Strukturierung am günstigsten sind. Hierzu vergl. Schema Fig. 2.

A, B, C und D geben die Seite 33 genannten vier Schichten verschiedener Konsistenz an, also A den Frostboden, B die leichtfliessende Fliesserdemasse, C die zähflüssige und D die nicht fliessende, ausgetrocknete Schicht. Die Pfeile (Fig. 2) geben die Bewegungsrichtung an,

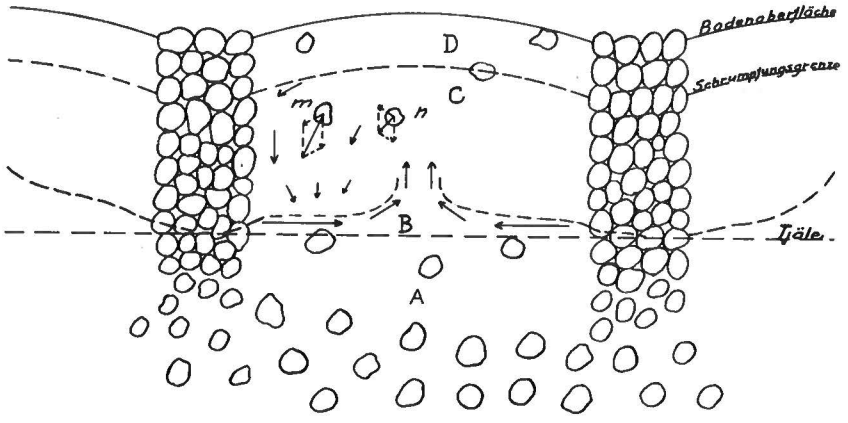


Fig. 2. Vertikaler Schnitt durch ein steingekantetes Erdfeld während des Auftauens. Schema (vergl. Text).

und eine schätzungsmässige angenäherte Angabe der relativen Bewegungsgeschwindigkeit wurde versucht, indem die Pfeile bei vermutlich grösserer Geschwindigkeit um so länger gezeichnet wurden.

Während die Grenzen zwischen A und B und ebenfalls, wenn auch in geringerem Grade, zwischen C und D recht scharf sind, ist die Grenze zwischen B und C vermutlich weniger deutlich, die Übergangszone dürfte jedoch sicher auf eine relativ dünne Lage begrenzt sein.

Man sieht, dass die fortschreitende Strukturierung die Konvektionsbewegung beschleunigt, da die Entwässerungsverhältnisse längs der Ränder der Felder am günstigsten sind. Bereits zu Beginn der aktiven Saison wird B seine grösste und C entsprechend seine kleinste Mächtigkeit im Feldzentrum haben, wodurch der Auftrieb des Materiales in den zentralen Teilen und der Sinkdruck des C Materiales an den Rändern gefördert wird.

Der Dichteunterschied zwischen den fliessenden Massen in B und C ist natürlich die eigentliche Ursache zu Verschiebungen in dem aufgetauten Material innerhalb des Erdfeldes. Eventuelle Steine in Schicht

D können jedoch möglicherweise ausserdem zu dem Dichteunterschied zwischen C und B beitragen (cf. MORTENSEN 1932, p. 421f.).

Vorausgesetzt dass der Wasserüberschuss in der Tjäle nicht besonders gross ist, d. h. dass die überschüssige Eisabscheidung nicht ihre maximale Entwicklung erreicht hat (was ja in dem gewöhnlichen Strukturboden als das normale angesehen werden muss), teils infolge nicht idealer Korngrösse (wie z. B. in kolloidalen Tonen), teils wegen begrenzter Wasserzufuhr von unten, — wird die Schicht B von geringer Mächtigkeit sein. In dieser Schicht wird auf Grund des Druckes der darüber liegenden Massen C (und D) eine relativ lebhafte Bewegung dünnflüssigen Schlammes in Richtung von den Rändern der Erdfelder nach deren Zentrum stattfinden, wo die Bewegung aufwärtsgehend ist. In Schicht C wird die Bewegung in der Nähe der Feldränder (oder in der Nähe der Untergrenze der Schicht) infolge der Schwere im wesentlichen abwärts gerichtet sein. Von den Rändern nach dem Zentrum (und von unten nach den obersten Horizonten der Schicht) wird sie jedoch mehr und mehr eine Komponente in horizontaler Richtung nach den Rändern hin erhalten.

GRIPP's Vermutung, dass selbst grosse Steinblöcke den Kreislauf mitmachen, indem sie in den fliessenden Massen »schwimmen«, hat begründete Skepsis hervorgerufen (siehe z. B. POSER 1931, p. 220). — Jeder Körper mit grösserer Dichte als die fliessende Masse, worin er ruht, wird unweigerlich sinken, es sei denn, dass er von so geringen Dimensionen ist, dass sein Volumen im Verhältnis zu seiner Oberfläche verschwindend gering ist (womit er selbst ein integrierender Teil der Grundmasse wird).

Unter der Voraussetzung, dass eine Steinsortierung stattfinden kann, muss man teils mit einer aufwärts gehenden Bewegung der Steine, teils mit einer horizontalen Richtung der Bewegung von einer willkürlichen Stelle im Erdfelde (-prisma) nach den Rändern zu rechnen. — Diese zwei Bewegungsvorgänge vollziehen sich ganz unabhängig von einander, sowohl hinsichtlich der Zeit wie auch der Kräfte, die sie auslösen (vergl. POSER 1931, p. 223f.) 1. Die Aufwärtsbewegung der Steine geschieht (wenigstens theoretisch) in vertikaler Richtung und wird durch den Winterfrost verschuldet, wie HAMBERG (1915) und BESKOW (1930) näher erklärt haben. 2. Die horizontale Bewegung der Steine nach dem Rande der Felder hin geht im Frühjahr in der frisch aufgetauten Erdmasse vor sich und repräsentiert in Wirklichkeit ein Fallen (oder Sinken) durch den Schlamm. Dieses Niedersinken geschieht indessen nicht lotrecht, sondern mehr oder weniger schräg, je nach der Grösse der Steine und deren Dichte im Verhältnis zu der der fliessenden Masse, indem die Bewegungsrichtung eine seitliche Ablenkung nach den Feldrändern zu infolge von Konvektionsströmen der fliessenden Masse

erhält. Die einzelnen Steine werden so auf dem langen Wege eine zickzackförmige Bahn beschreiben (einen Zacken im Jahre), bis sie ihren endgültigen Bestimmungsort am Rande des Feldes erreichen, wie schematisch in Figur 3 angedeutet.

Vorausgesetzt dass alles suspendierte Material von gleicher Dichte ist, wird die von der der fliessenden Grundmasse abweichende (abwärts gehende) Sonderbewegung der einzelnen grösseren Partikel (Steine) um so grösser sein, je grösseres Volumen diese einnehmen. An einem willkürlichen Zeitpunkt innerhalb der Jahreszeit, wo Konvektionsströme vor sich gehen, wird die Bewegungsrichtung und-geschwindigkeit der einzelnen Steine die Resultante zwischen ihrem Fallen und der

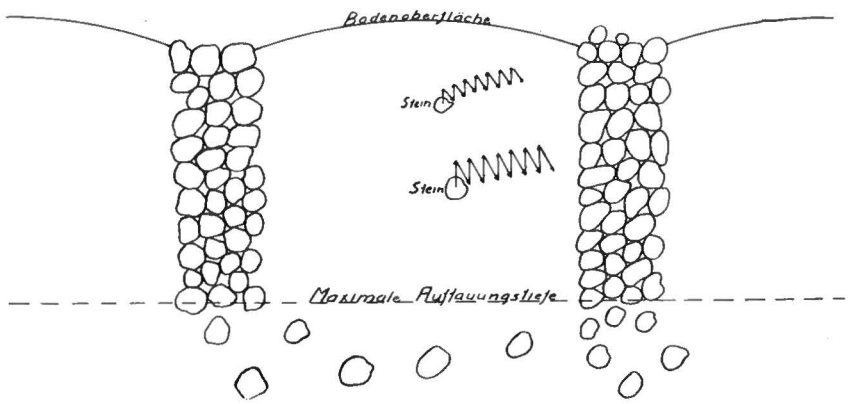


Fig. 3. Schema zur Illustration der Aussortierung der Steine (vergl. Text).

Bewegungsrichtung und-geschwindigkeit der Grundmasse sein (vergl. m und n Fig. 2).

Das eben angeführte setzt natürlich voraus, dass die Steine in der zähfliessenden Schicht C liegen. — Der Fall, dass ein Stein in der leichtfliessenden Schicht B liegt, muss für sich betrachtet werden. Hier handelt es sich zunächst um das Abweichen von der abwärts gerichteten Bewegung infolge der Strömung der Grundmasse gegen den Mittelpunkt des Erdfeldes. Ferner sei besonders auf die Tatsache aufmerksam gemacht, dass die Grenze für die Grösse der Partikel, die eine von der Grundmasse abweichende Sonderbewegung erhalten, bedeutend niedriger liegt als für die Partikel von C infolge der dünnflüssigen Beschaffenheit von B, die hier einen weit geringeren Widerstand gegen die sinkende Bewegung der Partikel ausübt. Partikel, die von so geringer Grösse sind, dass die abwärts gerichtete Komponente im Verhältnis zu der horizontalen nicht sehr gross sein wird, werden sicherlich nach und nach bis zum Frostboden sinken, da dieser sich aber ständig in tiefere Hori-

zonte verzieht, werden sie schliesslich mit der Strömung nach der Feldmitte gebracht werden. Partikel, die dagegen von so bedeutenden Ausmassen sind, dass die horizontale Komponente verschwindend ist im Verhältnis zu der senkrecht abwärts gerichteten, werden, da sie einen grösseren Durchmesser als die Mächtigkeit der dünnflüssigen Schicht B besitzen, an der Unterfläche der zähflüssigen Schicht C »hängen« bleiben und so verhindert werden, auf der Tjäle liegen zu bleiben und mit ihr die Bewegung nach der Tiefe mitzumachen. — Die nacheinander folgenden Tempi des Auftauens sind in Figur 4 schematisch dargestellt, wo gezeigt wird, wie der oberste Horizont des Frostbodens einen Stein passiert. Man erkennt, dass Steine von ansehnlichen Dimensionen direkt

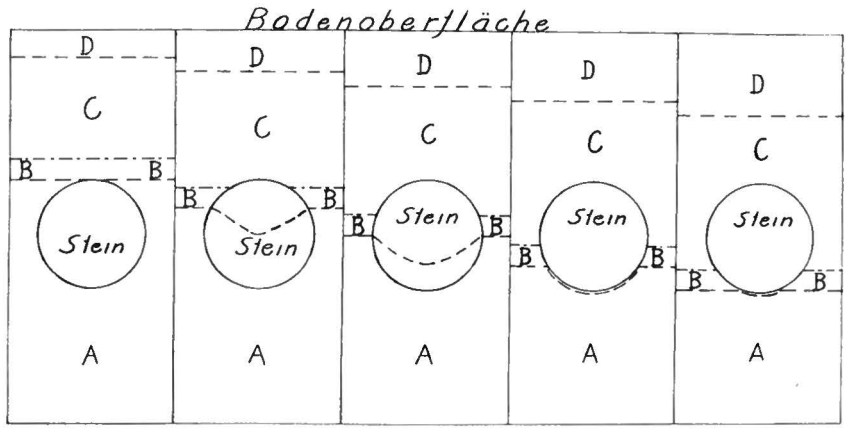


Fig. 4. Schema zur Illustration, wie die Oberfläche des Frostbodens während des Auftauens einen Stein passiert (vergl. Text).

vom Frostboden in die zähflüssige Schicht reichen, während die Strömung der dünnflüssigen Schicht um sie herum geht.

Dieser Sortierungsprozess führt also nicht zu einer Anhäufung von Steinmaterial »am Boden« eines Erdfeldes, und das Resultat ist das in der Literatur besprochene »schwebende Steinnetzwerk«.

Wir haben uns bisher mit dem Fall beschäftigt, wo B als von geringer Mächtigkeit vorausgesetzt wird, das heisst also, dass die freigewordenen Wassermengen gering waren. Nun wollen wir den Fall betrachten, wo die frei gewordene überschüssige Wassermenge gross ist, wodurch B eine relativ grosse Mächtigkeit erhält. Von den Faktoren, die die Ansammlung grosser Wassermengen über der Tjäle begünstigen, seien hier folgende genannt, die in der Natur gegebenenfalls eine wesentliche Rolle spielen: 1. Die reichen, wenn auch nicht immer unbegrenzten Wassermengen, die auf wassergetränktem Grunde der Eisbildung während des Frierens im Herbste zur Verfügung stehen; 2. Zufluss ober-

flächlichen Schmelzwassers während des Auftauens, wodurch Verdunstung der bereits im Erdboden vorhandenen Wassermengen verhindert wird (vergl. Frödin 1914, p. 244).

In solchem Falle wird die nach der Mitte des Feldes gerichtete Strömung in Schicht B stärker sein, da die Reibung in den Zwischenhorizonten innerhalb B geringer ist. Das wird einen lebhafteren Verlauf des Strukturierungsprozesses mit sich bringen, der sich hier als regelrechtes Erdbrodeln zu erkennen geben kann. — Es ist von selbst einleuchtend, dass, je mächtiger Schicht B ist, die Wahrscheinlichkeit, dass Steine mässigen Ausmasses während des Auftauens direkt von dem Frostboden in Schicht C zu liegen kommen (wie zuvor auseinandergesetzt), um so geringer ist. Steine, deren Durchmesser die Mächtigkeit von B nicht wesentlich überschreiten, werden, nachdem deren Unterseite von dem Frostboden freigekommen ist, durch das fortschreitende Auftauen rasch in der dünnflüssigen Masse sinken und ständig der Verlagerung der Tjäle nach unten folgen, indem sie auf dessen Oberfläche ruhen, solange derselbe Wasserüberschuss ständig vorhanden ist. Im Laufe der Zeit wird das Ergebnis das sein, dass ein grösserer oder kleinerer Teil des Steinmateriales zu Boden sinkt, während dafür die Feinerdemasse an die Oberfläche getrieben wird. — Wie man sieht, erhält man auf diese Weise die in der Literatur erwähnten »sohlenständigen Steinnetzwerke«.

Ganz besonders ungünstige Bedingungen für eine Horizontalbewegung der Steine wird man offenbar in der Mitte der Felder finden, wo zunächst (in Schicht C) die horizontale Komponente, die von der Bewegung der Grundmasse herrührt, nur wenig ausgesprochen ist; zum zweiten wird B hier seine grösste Mächtigkeit besitzen (vergl. oben Seite 37). Die Wahrscheinlichkeit für das Absinken der Steine auf den Frostboden ist somit am grössten in der Mitte des Feldes (cf. Gripp 1927, Fig. 3, p. 11; Tafel 3, Abb. 4).

Poser (1931, p. 212f.) beschreibt einige Fälle »sohlenständigen Netzwerkes«, die (u. a.) folgendermassen kommentiert werden (l. c., p. 218): »Bemerkenswert ist, das diese Formen keine enggeschlossene Lage, sondern oft sogar Streulage haben und das Bild eines Steinnetzwerkes nur verschwommen wiedergeben«. Hier ist also von einem kraterartigem Ausbruch die Rede. — Nach eigenen Beobachtungen wie Angaben in der Literatur (z. B. Miethe 1912, p. 241ff.) zu urteilen, scheint die Strukturierung auf besonders nassem Boden in verstreuten, ringförmigen Oberflächenkonfigurationen zum Ausdruck zu kommen.

Es wurde weiter oben (Seite 19) berührt, dass die länglichen Polygone und der eigentliche Streifenboden auf geneigtem Terrain sich kaum ohne die Annahme erklären lassen, dass die hangabwärts gerichtete

Bewegung und Steinsortierung in enger Verknüpfung miteinander vor sich gehen, d. h. Wirkungen ein und desselben Prozesses sind.

Wir wollen uns nun näher mit der Strukturierung auf geneigtem Terrain beschäftigen. — Aus praktischen Gründen wollen wir hier wie bei den zuvor diskutierten Beispielen von den ebenen Strukturbodenfeldern ausgehen, und zwar von einer Entwicklungsstufe, wo diese endgültig herausmodelliert sind und die Steinsortierung angefangen hat. Wir denken uns nun ein solches Feld auf schwach geneigtem Terrain angebracht und betrachten es von oben, d. h. senkrecht zu dessen Oberfläche (Fig. 5, Die Neigung des Terrains in der Fig. nach unten).

Fig. B gibt die Bewegungen der Elementarteile (a, b, c, d und o) in der leichtflüssigen Schicht B an (vergl. Text).

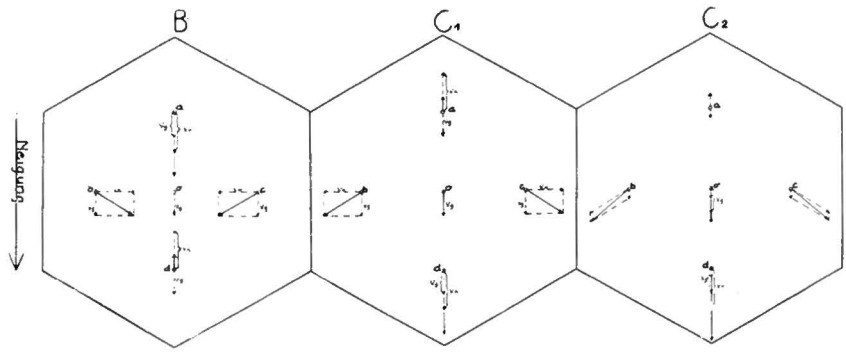


Fig. 5. Schema zur Illustration der Strukturierung auf geböschtem Terrain. (Die Felder sind von oben, d. h. senkrecht zur Oberfläche, gesehen).

Fig. C_1 gibt die Bewegungen der Elementarteile (a, b, c, d und o) in der zähflüssigen Schicht C an (vergl. Text).

Fig. C_2 gibt die Bewegungen von Steinen (a, b, c, d und o) in Schicht C an (vergl. Text).

In Fig. B und C_1 sind die (theoretischen) Bewegungen der Elementarteile als Folge von Konvektionsströmen (v_k) und Neigung (v_g) punktiert, die Resultante ausgezogen.

In Fig. C_2 ist die Resultante der Elementarteile (Grundmasse) und die (theoretische) Bewegung der Steine als Folge der Neigung punktiert, deren Resultante, die tatsächliche Bewegung der Steine, ausgezogen.

Wir betrachten zuerst die dünnflüssige Schicht (B) (Fig. 5, B[1])) und begnügen uns hier damit, vier symmetrisch gelegene Elementarteile (a, b, c und d; Fig. 5, B) der Masse sowie ein zentral gelegenes (o, Fig. 5, B) zu betrachten. Wir nehmen an, dass die Maximalbewegung[2]) (Geschwindigkeit), v_k, die die Elementarteile infolge der Kon-

[1]) Bezeichnungen der verschiedenen Schichten A, B, C und D wie oben.

[2]) Eigentlich deren Projektion auf die Grundfläche.

vektionsströmungen haben, grösser ist als die Bewegung (Geschwindigkeit), v_g, die die Elementarteile auf Grund der Neigung besitzen. Also ist $v_g < v_k$. Die resultierende Gesamtbewegung der Elementarteile geht aus der schematischen Darstellung in Fig. 5, B hervor — a, das zuoberst liegt, bekommt eine erhöhte Bewegung in Richtung der Neigung (hier wie fernerhin im folgenden stets im Verhältnis zu Bewegungen in einem entsprechenden Feld auf ebenem Grunde); die Bewegung von b und c, die an den Seiten liegen, wird schräg abwärts in Richtung der Neigung (und ebenfalls erhöht) abgelenkt, und d, das am tiefsten liegt, erhält eine verminderte Bewegung gegen die Feldmitte. Ein ursprünglich zentral gelegenes Elementarteilchen, o, bekommt eine Bewegung, v_g, in der Neigungsrichtung, da v_k hier gleich 0 ist (die vertikalen Bewegungen werden ja hier ausser Betracht gelassen). — Man sieht, dass das Resultat eine Akkumulation in der unteren (tieferen) Hälfte des Feldes ist; diese Akkumulation wird sich um einen Punkt zwischen dem Zentrum des Feldes und dessen unterem Rande konzentrieren. Ferner sieht man, dass das Konvektionszentrum abwärts verlagert ist (also mit der Neigungsrichtung).

Danach betrachten wir die zähflüssige Schicht C (Fig. 5, C_1). Wir nehmen stets $v_g < v_k$ an. (Wenn v als eine Geschwindigkeit als solche betrachtet wird, und nicht als eine Kraft, die die Bewegung bewirkt, werden die v-Werte hier kleiner als die entsprechenden Werte für Schicht B, da die Viskosität grösser ist). Das Ergebnis geht aus Fig. 5, C_1 hervor. —a, das zuoberst liegt, erhält eine verringerte Bewegung gegen den oberen Rand des Feldes. Die Bewegungen von b und c, die seitlich liegen, werden nach der Neigungsrichtung nach unten abgelenkt (und die Geschwindigkeit erhöht), und d, welches zuunterst liegt, bekommt eine verstärkte Bewegung in der Neigungsrichtung; das zentral gelegene o endlich erhält eine Bewegung v_g in der Neigungsrichtung, also nach dem unteren Rande des Feldes. — Hier geschieht also ebenfalls eine Akkumulation in der unteren Hälfte des Feldes, ganz besonders in einem Bogen innerhalb des Unterrandes des Feldes. Das Konvektionszentrum ist dagegen aufwärts verlagert (gegen die Neigung).

Schliesslich wollen wir die Sonderbewegung der in Schicht C gelegenen gröberen Partikel infolge der Neigung betrachten; hierher gehört Fig. 5, C_2. Ganz entsprechend den Beispielen vorher verhält sich die Bewegung von symmetrisch gelegenen Steinen sowie eines zentral gelegenen in der Figur angegeben (siehe Figurerklärung). Es ist unmittelbar einleuchtend, dass alle im Verhältnis zur Grundmasse eine Beschleunigung in der Neigungsrichtung erfahren. Die Steine werden also bei der Sortierung vornehmlich an den unteren Rand des Feldes zu liegen kommen.

Aus obigen Feststellungen geht hervor, 1. dass die Verbindungslinie

zwischen den Konvektionszentren in B und C, die Konvektionsachse des Feldes, nicht senkrecht zur Neigung (Oberfläche) steht, sondern schief zu ihr und mit dieser einen Winkel von weniger als 90° bildet, indem sie jedoch stets innerhalb der Ober- und Grundfläche der aktiv beweglichen Feldpartien liegt; 2. dass, solange die Feldoberfläche und damit der Frostboden abschüssig ist, im unteren Teil des Feldes sich eine Akkumulation vollzieht, und eine solche von Steinen längs (innerhalb) der unteren Feldränder. — Diese Anhäufung im unteren Teil des Feldes wird natürlich Jahr für Jahr vor sich gehen, wenn auch ständig weniger ausgeprägt, bis die Oberfläche des Feldes und damit der Tjäle wagerecht ist, wonach die Konvektionsachse senkrecht zur Oberfläche zu stehen kommt und mit der stereometrischen Achse des Feldes (Prismas) zusammenfällt, ebenso wie hiernach Konvektionsströmungen und Steinsortierung auf normale radiäre Weise vor sich gehen werden.

Man kann sich unschwer klar machen, dass das Ergebnis des Strukturierungsprozesses in dem hier gewählten Falle die von verschiedenen Forschern beobachteten und beschriebenen horizontalen, steinbekränzten Feinerdefelder auf geneigtem Terrain sind: z. B. MEINARDUS (1912, p. 5): »Das feinerdige Material liegt in rundlichen nur ca. $^1/_2$ bis 1 qm grossen Flecken gleichsam epauletteartig auf dem Blockmeer auf und bildet nahezu horizontale Verebnungen auf der allgemeinen Böschung der Blockhalde. (Vergl. Fig. 2)«.

Wir nehmen ein entsprechendes Beispiel, indem wir nun nicht wie zuvor $v_g < v_k$ annehmen, sondern $v_g > v_k$, d. h. wir machen die Neigung grösser, während die Intensität der Konvektionsströme die gleiche wie zuvor ist, der Wasserüberschuss also derselbe. Dieses bedarf keiner besonderen Figur zur Veranschauligung, da eine ergänzende Erklärung zu Fig. 5 ausreichend sein dürfte. — In B (cf. Fig. 5, B) geschieht keine Akkumulation innerhalb der Feldgrenzen (theoretisch dagegen unterhalb des Feldes), da die Konvektionsbewegung eines beliebigen Elementarteilchens nicht imstande ist, der hangabwärts gehenden Bewegung die Stange zu halten. Die Richtung der Bewegung ist also mehr oder weniger auf der ganzen Linie die Neigungsrichtung (Einfallen). — In C (cf. Fig. 5, C_1) wird ebenfalls keine Materialanhäufung stattfinden, da alle Elementarteilchen, selbst a, eine Bewegung in der Neigungsrichtung erhalten. (Bezgl. der Bewegung quer zur Neigung siehe unten). Da selbst die Elementarteilchen zuoberst im Felde innerhalb dieser Schicht hangabwärts in Bewegung sind, müsste also theoretisch das Konvektionszentrum offenbar oberhalb der Feldgrenze liegen, ebenso wie theoretisch das Konvektionszentrum für B unterhalb des Feldes selbst fiele.

In diesem Falle ($v_g > v_k$) geschieht die Akkumulation ausserhalb (unterhalb) des Feldringes. Die Konvektionsachse liegt so weit rücklings

zur Neigung, dass sie nur einen geringen Winkel mit dieser bildet. Ferner sei bemerkt, dass die Konvektionsachse ausserhalb der Grund- und Oberfläche der aktiven Schichten des Feldes fällt. Das Resultat, soweit die Vorgänge hier diskutiert sind, ist augenscheinlich ein allgemeines Abwärtsgleiten. Wenn wir auf die Sonderbewegung der Steine achten (cf. Fig. 5, C_2), so geht hervor, dass diese der Grundmasse sogar vorauseilen (cf. Högbom 1914, p. 350f.).

Zur Beleuchtung der quer verlaufenden Konvektionsbewegung dient die schematische Darstellung der Elementarteilchen b und c in Fig. 5. Man sieht, dass die Bewegung der »beiseite stehenden« Elementarteilchen eine Ablenkung in der Neigungsrichtung erfährt; dieses Abbiegen von der Querrichtung wird desto grösser, je grösser das Gefälle ist (oder richtiger: die Ablenkung nimmt mit dem Verhältnis v_g/v_k zu). Denken wir uns eine Schnittfläche quer durch das Feld gelegt wie durch die punktierte Linie in Fig. 5, senkrecht zum Gefälle (Oberfläche), und denken wir uns die Bewegungen auf diese projiziert, so erhalten wir natürlich das gleiche Bild wie in Fig. 2: Die quer verlaufende Konvektionsbewegung geht ohne Rücksicht auf die Bewegung der Masse in der Neigungsrichtung vor sich, der Vollständigkeit halber muss jedoch darauf aufmerksam gemacht werden, dass die Elementarteilchen, an die Bewegung im Laufe eines bestimmten geringen Zeitraumes in einem willkürlichen Schnitt (wie in Fig. 2) geknüpft ist, stets neue sind, da diese in dem unmittelbar vorhergehenden Zeitabschnitt über dem Schnitt, im folgenden darunter liegen.

Bei der hier skizzierten bergabwärts gehenden Materialbewegung ist es klar, dass alle Steine (selbstredend unter gebührender Rücksicht auf deren Vertikalverschiebung durch Frostwirkungen), die nicht gerade in der Mittellinie des Feldes liegen, nach und nach an die Seiten wandern. Selbst Steine, die ursprünglich in der Mittellinie lagen, werden früher oder später bei dem gesamten Gleiten des Materiales hangabwärts leicht zufällig etwas zur Seite geschoben werden und dadurch den gleichen Wirkungen ausgesetzt werden wie die übrigen. — Das Endergebnis muss dann notwendigerweise sein, dass das gröbere Material in Streifen parallel zum Gefälle abwechselnd mit Feinerdestreifen angeordnet wird. Die sortierenden Kräfte sind ausschliesslich an die Feinerdestreifen gebunden, während die reihenförmige Anordnung der Steine das Resultat der Materialaussortierung ist, die keinen aktiven Anteil an den Bewegungsprozessen hat. (Vergl. Gripp 1927, Fig. 9, p. 17: Schema der Entstehung des Streifenbodens). Ob ebenfalls am Grunde der Feinerdestreifen eine Aussortierung und Ansammlung von Steinmaterial geschieht, wird hier wie bei dem ebenen Strukturboden von den Wasserversorgungsverhältnissen abhängen (vergl. Seite 40—41).

Wie bereits oben angedeutet, beruht das Endresultat der Struktu-

rierung (u. a.) auf dem Verhältnis v_g/v_k. — Für den ebenen Strukturboden gestaltet sich natürlich $v_g/v_k = 0$, da $v_g = 0$. Erst auf geneigtem Terrain tritt v_g als beeinflussender Faktor auf. Bei $0 < v_g/v_k < 1$ erhalten wir in mehr oder weniger ausgesprochenem Grade eine terrassenförmige Anordnung von zuletzt ebenen (horizontalen) Erdfeldern (vergl. Seite 43—44). Bei $v_g/v_k > 1$ erhalten wir Streifenboden wie oben erwähnt. — Der Fall $v_g/v_k = 1$ ist noch nicht näher diskutiert. Bei einem Vergleich der zwei anderen ausführlicher behandelten Fälle (vergl. auch Fig. 5) geht indessen hervor, dass die Konvektionsachse hier gerade die Grundfläche der aktiven Schichten am unteren Rande des Feldes berühren wird und die Oberfläche gerade am Oberrand des Feldes. Grundmasseakkumulation wird (höchstens) längs des Unterrandes stattfinden. Die Steine werden (theoretisch) infolge ihrer Sonderbewegung nicht eigentlich angehäuft werden, werden jedoch, da ihre abwärtsgleitende Bewegung schneller als die der Grun masse ist, dieser vorauseilen und über den Unterrand des Feldes rutschen.

Das Ergebnis dieses Falles von Strukturierung sind die länglichen Strukturformen, in der Richtung des Gefälles ausgezogen, oft mit zungenförmig vorgeschobener Stirn, die Kanten aus Steinguirlanden besitzt. — Die Beschreibung bei MEINARDUS (1912, p. 4) ist wie geschaffen zur Illustration des hier diskutierten theoretischen Beispiels: »An Stellen, wo das Gefälle lokal geringer ist, zeigen sie (die Schuttfelder) sich aber dort mit grosser Deutlichkeit. Dabei hat die Längsachse ihrer ovalen Form eine Orientierung in der Richtung des Gefälles. Die umschlossenen Felder weichen Bodens sind oft von sekundären, bogenförmigen Strukturlinien durchzogen, deren konvexe Seite gefällwärts gerichtet ist. Durch diese an freihängende Ketten oder Girlanden erinnernden Linien wird der Eindruck hervorgerufen, dass in der Mitte des Feldes eine Bewegung des feinerdigen Materials nach abwärts stattfindet oder stattgefunden hat, während sie an den Rändern verzögert ist. In manchen Fällen werden diese Strukturlinien dadurch deutlicher, dass sich kleine plattige Steinchen aufrecht in die Richtung der Linien eingestellt haben (vergl. Fig. 1).« — Ein Vergleich zwischen Fig. 5, C_1 und MEINARDUS' Steingirlanden zeigt, dass die genannten Linien gerade senkrecht zu der — auf theoretischem Wege gefundenen — Bewegung der Masse verlaufen und vermutlich somit als eine Art Jahresringbildungen aufzufassen sind. Dass die flachen Steinchen eine Kantstellung erhalten, dürfte eine natürliche Folge ihrer vertikalen Sonderbewegung im Verhältnis zur Grundmasse sein.

Bisher haben wir uns mit dem Verlauf von Strukturierungsprozessen in inhomogenem Material beschäftigt. Es wurde dabei darauf aufmerksam gemacht, dass es allein das Feinmaterial ist, dass bei den Prozessen aktiv wirksam ist, indem es, selbst bei Vermischung mit gröberem Material,

als eine Gesamtmasse in einem mehr oder weniger flüssigen Zustande wirkt, während die Bewegung der gröberen Bestandteile wesentlich passiver Natur ist.

Wenn wir uns nun der Strukturierung in homogenem Material zuwenden, so ist es wohl einleuchtend, dass der Unterschied zwischen dem Verlauf der Prozesse hier und in inhomogenem Material, wie er oben erklärt worden ist, im wesentlichen sekundärer Art ist und sich hauptsächlich während der späteren Stadien des Prozesses geltend macht, da die Drainierungsverhältnisse im steinfreien Strukturboden nicht in gleicher Weise wie in dem steinigen durchgreifenden Veränderungen infolge der Strukturierung unterworfen werden.

Wie bekannt wurde bereits in älterer Zeit angenommen, dass der

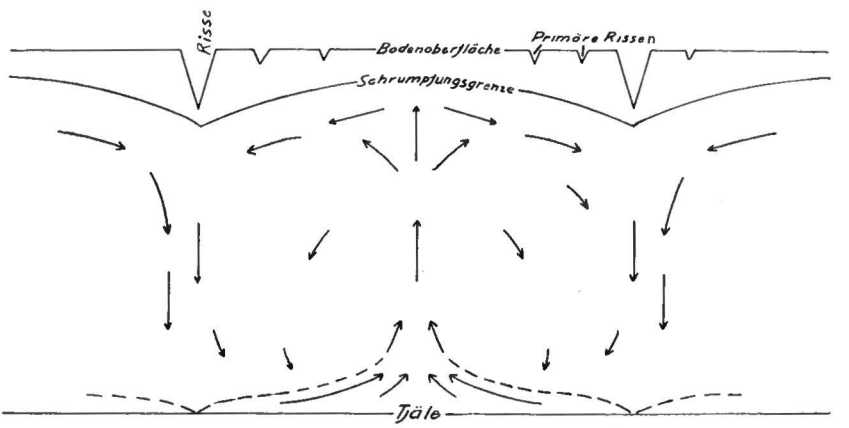


Fig. 6. Schema zur Illustration der Strukturierung in homogenem Material (cf. Text).

steinfreie Strukturboden, ganz besonders der ausgeprägte Zellenboden, seine Bildung Trockenrissen verdankt. — Hierzu muss bemerkt werden, dass kaum daran gezweifelt werden kann, dass ein solches Trockenreissen stattfindet, und dass dies von wesentlicher Bedeutung für die endgültige Ausbildung des Strukturbodens ist; nur muss gleichzeitig festgehalten werden, dass es ein Prozess von ähnlichem sekundären Charakter ist wie die Steinanhäufung zwischen den Stromfeldern in dem steinigen Strukturboden.

Es ist klar, dass die zentralen Teile des Stromfeldes, denen fliessendes, wasserhaltiges Material von unten zugeführt wird, in einer gewissen Tiefe unter der Oberfläche eine grössere Feuchtigkeit besitzen als die Randgebiete innerhalb des Stromfeldes, wo das Material eine abwärts gerichtete Bewegung hat. — Das Niveau, in dem der Strukturboden an einem gewissen Zeitpunkt während des Auftauens gleichbleibenden (und denselben) Feuchtigkeitsgrad hat (z. B. Schrumpfungsgrenze,

siehe Seite 22), wird sich kuppelförmig in jedem Stromfeld emporwölben und förmlich Rinnen längs der Linien, wo die Stromfelder gegenseitig zusammenstossen, bilden (Fig. 6).

Da die Austrocknung, die eine Voraussetzung für Spaltenbildung ist, also stets am kräftigsten längs eines Liniensystems sein wird, nämlich den Zusammenstosslinien der Stromfelder, werden die Spalten hier in grössere Tiefen als je anderswo an der Oberfläche des Strukturbodens reichen, wodurch sich selbstredend ein Hauptspaltensystem entwickeln wird, das gerade eine sichtbare Markierung der Stromfelder, eine regelmässige Oberflächenstruktur, bewirkt.

Auf geneigtem Terrain sind die Strukturformen in weit höherem Masse einer Verwischung durch Wirkungen äusserer Faktoren ausgesetzt, ganz besonders durch Schmelzwasser, — als auf ebenem Grunde. Während die Strukturierung in steinvermischtem Material unter Herausdifferenzierung eines festen Skelettes vor sich geht, ist das »Skelett« des steinfreien Strukturbodens auf ein Spaltensystem beschränkt. Es ist einleuchtend, dass die steinfreien Strukturformen auf abschüssigem Terrain stärker schicksalsschweren Störungen ausgesetzt sind (oder sie werden regelrecht an der Bildung gehindert), als die mit Steinrändern.

Eine dem steinigen Streifenboden entsprechende steinfreie Strukturform scheint sich kaum aufstellen zu lassen. Auf Terrain mit stärkerem Gefälle scheint somit das Vorhandensein von gröberem Material zum Aufbau eines festen Skelettes für eine Strukturierung überhaupt notwendig zu sein. Wenn dieses Werkzeug sich nicht vorfindet, finden die Solifluktionsprozesse in amorphem Erdfluss ihren Ausdruck. (Siehe auch später, Seite 53).

Wenn auch die Schlussstadien und das Endresultat des Strukturierungsprozesses in verschiedener Weise und in verschiedenem Grade von sekundären äusseren Faktoren, oft begründet in der Zusammensetzung des Subtrates selbst (cf. z. B. NIELAND 1930, p. 347), beeinflusst werden, ist doch die ursprüngliche Modellierung der verschiedenen Strukturformen somit höchstwahrscheinlich derselben Natur, wie oben näher präzisiert worden ist (cf. LOW 1925, p. 300; ferner ELTON 1928, p. 185).

Es ist eine allgemeine Erfahrung, dass der Strukturboden innerhalb kleinerer, begrenzter Lokalitäten sich in der Regel durch eine gewisse Gleichförmigkeit in den Dimensionen der Strukturformen auszeichnet, während diese auf grösseren Flächen stark von Ort zu Ort wechseln. — Was bestimmt dann die Dimensionen der Strukturformen?

Wir wollen hier BENARD's klassische Experimente, RAYLEIGH's mathematisch-theoretische Erklärung derselben, sowie Low's Versuch, diese zu einer Lösung des Strukturbodenproblemes anzuwenden, betrachten.

BENARD (1901) zeigte auf experimentellem Wege, dass in einer

dünnen Schicht Spermacet auf einer erwärmten Glasplatte Konvektionsströme entstanden, wodurch die zähflüssige Masse in ein regelmässiges System polygonaler Prismen aufgeteilt wurde. Die bewegende Kraft ist hier in den unstabilen Lagerungsverhältnissen (Dichteunterschied), die durch das Temperaturgefälle von der Unterstützungsfläche gegen die Oberfläche verursacht werden, zu suchen.

RAYLEIGH's mathematische Feststellungen zur Klarlegung der Theorie der Konvektionsströme wurden unter der Voraussetzung gewonnen, dass die Strömungen auf ein zweidimensionales System begrenzt sind, was faktisch zu einem gewissen Grade durch BENARD's Versuche verwirklicht worden ist, da er der Unterstützungsfläche des Spermacets eine gewisse Neigung gab, wodurch die fliessende Masse, gleichzeitig damit, dass sie einer (sehr langsamen) allgemeinen Strömung ausgesetzt wurde, Andeutungen gürtelförmiger Anordnung an Stelle der prismatischen auf ebener Unterlage aufwies (vergl. Streifenboden). — RAYLEIGH wies nach, dass in dem zweidimensionalen System die Wellenlänge (Abstand zwischen zwei Punkten (Partikeln), die in Bewegung sind) für den höchsten Grad der Instabilität (für die intensivste Konvektionströmung) $2h$ beträgt, wobei h die Mächtigkeit der Schicht, in der die Bewegung stattfindet, darstellt (RAYLEIGH 1916, p. 531 und p. 537; LOW 1925, p. 299). Dieselbe theoretische Grundlage auf ein dreidimensionales System übertragen, ergibt für quadratische Polygone eine Wellenlänge von $2\sqrt{2h}$; dieses Resultat ist jedoch von rein theoretischem Interesse, da BENARD's Versuche zeigen, dass die vierseitigen Polygone (sowie auch andere Polygone) sehr rasch von den regelmässigen Sechsecken verdrängt werden. — Eine mathematische Lösung der Wellenlänge für die hexagonale Aufteilung wird nicht gegeben, aber wir können hier aus dem Versuch schliessen, dass sie $3—4h$ beträgt, welche Grösse also den Mitteldurchmesser im Verhältnis zur Schichtdicke angibt (LOW 1925, p. 299).

Wenn wir diese Resultate auf den Strukturboden anwenden wollen, muss man zwar betonen, dass auch rein theoretisch zwischen BENARD's Spermacet auf der Glasplatte und der Fliesserde des Struktur-bodens ein Unterschied besteht. Letztere hat z. B. nicht wie ersteres eine gleichmässig zunehmende Viskosität von unten nach der Oberfläche zu, und die Oberfläche ist auch nicht immer frei von »totem« Material, sondern kann davon bedeckt sein. — Da es sich jedoch bezüglich des Strukturbodens ganz sicher um Konvektionsströme handelt, dürfte es unmittelbar einleuchten, dass sich hier ganz entsprechende Relationen zwischen Polygongrösse und Mächtigkeit der fliessenden Schicht geltend machen wie in den erwähnten theoretisch untersuchten experimentellen Beispielen. In der Natur wird es sehr wahrscheinlich sein, dass wir bei der gleichen Aktionstiefe die Breite der Streifen in dem

Streifenboden kleiner als der durchschnittliche Durchmesser hexagonaler Polygone auf ebenem Grunde finden. Der Durchmesser isolierter (kreisförmiger) Brodelstellen wird nur in unbedeutendem Grade den der regulären Sechsecke überschreiten (cf. RAYLEIGH l. c., p. 542f.).

ELTON (1928, p. 181) hat indessen darauf aufmerksam gemacht, das der Reichtum im Erdboden zugänglichem Wasser von wesentlicher Bedeutung für die Dimensionen der Strukturformen ist. Er gibt so den Polygondurchmesser (Spitzbergen) auf trockenem Boden mit 2—3 Fuss an, auf nassem Boden mit etwa 8 Fuss oder mehr, woraus er schliesst, dass »there seems to be an optimum watercontent, or rather, water-level in the soil for the developement of stone-polygons«. — Meine Erfahrungen von Ostgrönland scheinen in hohem Grade ELTON's Beobachtungen zu bestätigen.

Es könnte auf den ersten Blick widersinnig scheinen, die Polygongrösse unmittelbar mit den Wasserversorgungsverhältnissen der Örtlichkeit und der Mächtigkeit (Tiefe) der fliessenden Erdschichten in Beziehung zu bringen. Es kann kaum bezweifelt werden, dass das Auftauen im Frühjahr und im Sommer auf den höher gelegenen, relativ trockenen Lokalitäten bis in grössere Tiefen vordringt als auf den tiefer liegenden, nassen. — Man muss jedoch hier bedenken, dass die Erdmassen durchaus nicht fliessend zu sein brauchen, sondern nur eine vorübergehende fliessende Phase während des Auftauens in der gesamten Schicht, die im Sommer auftaut, durchgemacht haben.

FRÖDIN (1914, p. 235ff.), der dem Wasserüberschuss über dem Frostboden eine wesentliche Bedeutung für den Erdfluss beigemessen hat, scheint zu der Anschauung zu neigen, dass dies daraus entstehen soll, dass das Oberflächenwasser durch die bereits aufgetauten Schichten bis zum Frostboden einsickert und dort sich ansammelt. — Die untersten Schichten würden natürlich auf diese Weise mit Wasser gesättigt werden können; ein eigentlicher Wasserüberschuss wird dagegen nur entstehen können, wenn die Erdteilchen von vorn herein so lose gelagert sind, dass sich förmlich grössere Hohlräume zwischen ihnen befinden. Eine solche Lagerung dürfte kaum infolge des Einsickerns des Wassers entstehen, sondern nur durch das Wachsen der Eiskristalle während des Gefrierens. Zufuhr von Oberflächenwasser kann aber dazu beitragen, diese unstabilen Lagerungsverhältnisse längere Zeit zu erhalten durch Kompensierung des Wasserverlustes der oberen Erdschichten infolge Verdunstung (BESKOW 1930, p. 625f.).

Es ist experimentell nachgewiesen (JOHANSSON 1914 b, p. 93f.; TABER 1929, p. 441f.), dass das Aufsaugen des Wassers aus den zuunterst liegenden Schichten während der Eisbildung mit solcher Intensität vor sich geht, dass im Falle begrenzter Wasserzufuhr sogar eine recht ansehnliche Austrocknung der unteren Schichten eintreten kann.

Diese Tatsache dürfte für die Dimensionen der Strukturformen von wesentlicher Bedeutung sein, ganz besonders auf relativ trockenem Boden, sofern man vermuten darf, dass die Gefrierprozesse in der Natur in ähnlicher Weise vor sich gehen wie in den erwähnten Experimenten.

Strukturboden auf trockenem Grunde ist (in Ostgrönland) bei Frosteintritt oft oberflächlich ausgetrocknet. Mit dem Eindringen des Frostes in die obersten trockenen Schichten und dem Beginn des Gefrierens der feuchten Erde wird, vorausgesetzt, dass der Boden genügend feinkörnig ist, Eisauskristallisation und damit Wasseraufsaugung anfangen. Sind die zur Verfügung stehenden Wassermengen nur geringe, werden sie recht schnell aufgebraucht sein, sodass dann nur in einem bestimmten Horizont Eisbildung stattfindet, nämlich wo der Frost die feuchten Schichten erreicht und darunter, während die tiefer liegenden Schichten ohne Eisbildung frieren werden. Auf feuchtem Grunde dürfte sich die Eisausscheidung bis in grössere Tiefen forsetzen, im Falle reichlichen Vorhandenseins (und Zufuhr) von Wasser vermutlich sogar bis zu der maximalen Auftautiefe des vergangenen Sommers.

Messungen über die Abhängigkeit der Eisausscheidung mit der Tiefe im Frostboden des Strukturbodens scheinen nicht vorzuliegen. Bodman (1910, p. 62ff.) hat im Südpolargebiet (Snow Hill, ungefähr 64°22′ s. Br.) konstatiert, dass der Wasser- (Eis-) gehalt des Frostbodens bis zu einer Tiefe von 65 cm anstieg, wo er einen Wassergehalt von 37 % fand, während er von da wieder abnahm, sodass er in 95 cm Tiefe nur 28 % betrug. Bodman glaubt auf Grund umfassender Messungen der Bodentemperaturen festhalten zu können, dass die Lage der Schichten mit Maximaleisgehalt ein Mass für die grösste Tiefe ist, bis zu der der Boden in extrem warmen Sommern auftaut. Da über die Oberflächenformen des Bodens an dieser Stelle leider keine Beobachtungen vorliegen, kann man aus diesen Messungen kaum einen triftigen Schluss über die Beschaffenheit des Frostbodens unter Strukturboden ziehen. — In hocharktischen Gebieten mit Dauerfrostboden müssen wir jedoch damit rechnen, dass die Eisbildung oft auf bestimmte Schichten begrenzt ist, deren Mächtigkeit nach der Tiefe (innerhalb der durch die maximale Auftautiefe der Erde bestimmten Grenzen) mit der Feuchtigkeit des Erdbodens im ganzen zu der Zeit, wo das Gefrieren stattfindet, zunimmt.

Während des Auftauens werden die die Strukturierung bedingenden Konvektionsströmungen auf die Schicht mit überschüssigen Eismassen begrenzt sein. — Auf relativ trockenem Grunde werden die Stromfelder klein sein, entsprechend der geringen Tiefe, an die die unstabilen Lagerungsverhältnisse gebunden sind, und der Strukturierungsprozess wird sich nur über einen kurzen Zeitraum zu Beginn der Auftauperiode

erstrecken. Auf feuchtem Boden dürfte der Strukturierungsprozess ebenfalls während des beginnenden Auftauens mit entsprechend kleinen Stromfeldern in den oberflächlichen Schichten vor sich gehen. Diese vorübergehende Strukturierung hinterlässt nicht selten Spuren an der Oberfläche der Erdfelder in Form eines »sekundären« Strukturnetzes (secondary polygonmarks, HUXLEY und ODELL 1924, p. 210; vergl. auch KINZL 1928, p. 262f.). Mit Fortschreiten des Auftauens können dann mehr und mehr Erdmassen an dem Vorgange beteiligt sein. — An Lokalitäten, wo kein Oberflächenwasser zugeführt wird, trocknen die Oberflächenschichten aus, während die Strukturierung in etwas tieferen Schichten fortgesetzt wird. Dadurch können die »sekundären« (eigentlich primären) Strukturformen in den oberflächlichen »toten« Schichten erhalten bleiben. Auf nassem Grunde, und da namentlich dort, wo Oberflächenwasser zugeführt wird, halten sich die obersten Schichten nass (fliessend) während eines längeren Zeitraumes und nehmen somit an der später stattfindenden tiefer gehenden Kreisbewegung teil, wodurch die an der Oberfläche begonnene Miniaturstrukturierung ausgeglichen wird. Es ist verständlich, dass selbst auf nassem Boden, — wo sich möglicherweise in der ganzen Auftauschicht Eisüberschuss und somit Möglichkeiten für die Bildung mehrerer Strukturtsysteme mit verschiedenen Dimensionen übereinander in jeder Auftauperiode finden — doch im allgemeinen ein bestimmtes Strukturmass (das grösstmögliche) vorherrscht, das im Laufe der Zeit die anderen aus dem Felde schlägt, — wenn man in Betracht zieht, dass das Tauen infolge des Wärmeisoliervermögens der bereits aufgetauten Massen nach der Tiefe an Geschwindigkeit abnimmt und schliesslich ganz aufhört. Dadurch bekommt das System der Konvektionsströmungen, das am tiefsten reicht und somit die grössten Erdschichten beeinflusst, die längste Aktionszeit. Dieses letztere System von Stromfeldern in jeder Arbeitsperiode dürfte für die endgültigen Ausmasse des Strukturnetzes ausschlaggebend sein.

MEINARDUS (1912, p. 25f.) glaubte ein gewisses Verhältnis zwischen den Dimensionen der Strukturformen und der Grösse der sortierten Steine nachweisen zu können: »Je grösser die Blöcke, desto grösser die Flächen«. — Diese Beobachtung ist sicher bis zu einem gewissen Grade richtig, wenn auch die Übereinstimmung eigentlich kein direktes Kausalitätsverhältnis, wie MEINARDUS es formuliert, bezeichnet. In dem Falle, wo die Strukturierung nur bis zu geringer Tiefe reicht wie auf trockenem Grunde, werden die Stromfelder und damit das Maschennetz, wie oben erklärt, von geringen Ausmassen sein, sodass möglicherweise grössere Blöcke durchaus von den Bewegungen beeinflusst werden, d. h. dass dabei keine besonders sichtbare Materialsortierung bei reichlichem Gehalt an grösseren Steinen geschieht. Eine solche wird jedoch entstehen

können, wenn die zur Verfügung stehenden Steine nur von geringer Grösse sind. Grössere Blöcke werden also nur auf feuchterem Boden Gegenstand einer Sortierung sein, wo das Maschennetz aus anderen Gründen am grössten ist: Je grösser die Flächen, desto grösser die (sortierten) Blöcke.

Aus dem obigen wird mehr als genügend hervorgehen, dass der Wasserüberschuss über dem Frostboden für eine regelmässige Strukturierung notwendig ist. Ferner, dass die endgültige Modellierung des Strukturbodens von der Maximaltiefe des durch das Auftauen des Frostbodens entstandenen Wasserstaues abhängig ist. Diese Maximaltiefe fällt an nassen Orten mit der jährlichen Auftautiefe selbst zusammen.

Mit diesem vor Augen wollen wir etwas bei den Frost- und Auftauerscheinungen von Lokalitäten verweilen, wo keine dauergefrorene Unterlage vorliegt, sondern wo der Boden im Sommer ganz auftaut, so wie es in subarktischen und gewissen alpinen Gegenden der Fall ist. Zunächst besteht hier während des Gefrierens im Herbst ein wirklicher Grundwasserspiegel, d. h. oft stehen unbegrenzte Wassermengen für überschüssige Eisauskristallisation (wo eine solche aus anderen Gründen möglich ist) zur Verfügung. Während des Auftauens bestehen Möglichkeiten für Konvektionsströmungen, aber ein einzelnes Strömungssystem (ein System mit festgelegten Dimensionen) dürfte nicht entstehen, da alle die möglicherweise entstehenden nur vorübergehende Übergangsstadien darstellen, da ein mehr oder weniger stillstehendes Stadium während des Auftauens mit einem an eine bestimmte Tiefe geknüpften Wasserstau überhaupt nicht entstehen kann. Zu einem gewissen Zeitpunkt verschwindet der Frostboden und ein etwaiger Wasserüberschuss wird bis zum Grundwasserhorizont herabsinken. Auf ebenen Grunde dürfte nur eine sehr unvollkommene Strukturierung entstehen, deren Strömungen im ganzen sichtbaren Ausdruck erhalten. Auf geböschtem Grunde mit inhomogenem Material wird das Resultat kaum Streifenboden, sondern amorphe Solifluktionsformen sein. — Dies dürfte der wesentlichste Grund dafür sein, weshalb die differenzierten Solifluktionsprozesse, die in den verschiedenen Strukturformen resultieren, ganz besonders an die hocharktischen Gebiete geknüpft sind (cf. Salomon 1929, p. 28), während der in Terrassenformen verschiedener Art resultierende amorphe Erdfluss in subarktischen Gebieten vorherrschend ist.

IV. Die endgültige Formung (und der Verfall) des Strukturbodens infolge sekundär wirkender Faktoren.

In den verschiedenen Formen und Stadien, in denen der Strukturboden hervortritt, ist er natürlich letzten Endes nicht allein ein Resultat der oben diskutierten Prozesse, Frostschub und Konvektionsströmungen, sondern eher eines Zusammenspiels zwischen diesen einerseits und anderen vor sich gehenden Prozessen und wirksamen Faktoren andererseits.

Hier sei nur die Frage der »direkten« Frosthebung sowie des Einflusses der Vegetation und des fliessenden Wassers (und des Windes) auf die Ausbildung und den Verfall des Strukturbodens diskutiert.

Die Frage des Einflusses »direkter« Frosthebung auf den Strukturboden wird hauptsächlich nur für die Strukturformen akut werden, deren Erdfelder stark gewölbt, gleichsam vom Grunde aus emporgeschoben sind, also im wesentlichen für den ausgeprägten Zellenboden.

In dieser Verbindung sei hier auf BESKOW's (1930, p. 627f., Fig. 5) Theorie zur Erklärung der »Hügelbildung« aufmerksam gemacht. Diese läuft in Kürze darauf hinaus, dass die Kalotte des Erdfeldes beim Gefrieren so gross wird, dass sie nicht mehr fest an die zentralen noch nicht gefrorenen Teile des Erdprismas anschliesst, wodurch unter der Kalotte ein Vakuum entstehen würde, dass ein Aufsaugen fliessender Massen bewirken würde.

Ohne gänzlich zu verneinen, dass dauernde Frosthebung in gewissen Fällen wirklich stattfinden kann, glaube ich doch, dass eine solche durch BESKOW's Auslegung durchaus nicht hinreichend wahrscheinlich gemacht ist, da es bei näherem Nachdenken, wenn man (gewiss in Übereinstimmung mit BESKOW) gebührend auf die nur in der zu den isothermen Flächen Senkrechten vor sich gehenden Ausdehnung Rücksicht nimmt, nicht einleuchtend ist, warum sich die gefrorene Kalotte mit ihrer Innerfläche nicht dicht an die noch nicht gefrorenen Teile des Innern anschliessen soll. Ferner ist der Wassergehalt der oberen freien Partien der gewölbten Erdprismen oft so gering, dass sich die genannten Prozesse — wenn auch theoretisch möglich — kaum einmal geltend machen werden.

Gegen die Auffassung, dass die stark gewölbten Erdfelder mit geringer Flächenerstreckung durch eine langsame Hebung (gleichsam Aufsaugung) von der Unterlage aus entstanden sein sollen, will ich hier die Vermutung aussprechen, dass eine einsetzende Spaltenbildung bei fortgesetzer Wirksamkeit in die Tiefe Anlass zu dieser Strukturform geben kann. Ein einmal begonnenes Spaltensystem wird bewirken, dass die oberen freien Teile des Bodenprismas einer

weiteren Austrocknung ausgesetzt werden. Bei Frosteintritt wird die Eisbildung nach Entstehung des Spaltensystems in einem etwas tieferen Horizont vor sich gehen als in dem, an den sie vor Entstehung des Spaltennetzes gebunden war. (Während des Frierens wird sich natürlich eine generelle Hebung einstellen, welche jedoch als solche nicht wesentlich zur Formung der Erdprismen beitragen kann.) Bei dem folgenden Auftauen werden die für Konvektionsbewegungen zugänglichen Schichten in einen Abstand unter der Oberfläche zu liegen kommen, der ebenso gross wie die Spaltentiefe ist. Während der sommerlichen Austrocknung werden sich die Spalten wiederum etwas tiefer vorschieben u. s. f. — Die abgerundet kuppelförmige Oberfläche der Erdfelder kann einfach durch Erosion von den Kanten bedingt sein. Das Feinmaterial, dass sich in den Rinnen zwischen den Feldern absetzt, wird sich bei Hinzutritt von Schmelzwässern — hier braucht ja nur von geringen Mengen die Rede sein — am Grunde der Spalten ablagern und hier bei Fortsetzen des Spaltprozesses an den basalen Flanken der Prismen hängen.[1])

[1]) Während sich also die Mitwirkung des Frostes an der Ausbildung der Kleinformen der Erdoberfläche in hocharktischen Gebieten vermutlich im wesentlichen nur indirekt zu erkenen gibt, ist dies möglicherweise nicht in gleicher Weise in den subarktischen Gegenden der Fall. Hier sei auf Oberflächenerscheinungen hingewiesen, die u. a. von Thoroddsen (1913) beschrieben wurden, wie die isländischen thufur, Rasenhügel, Bülte. Th. nimmt an, dass sie hinsichtlich der Bildungsart der gleichen Natur sind wie der eigentliche steinhaltige Strukturboden, der auch von Island bekannt ist, nämlich dass es reine Frosterscheinungen im Gegensatz zu dem terrassenförmigen Bodenfluss sind. — Wahrscheinlich sind es Bildungen ganz ähnlicher Art wie die isländischen thufur, die Beskow (1930, p. 628) erwähnt und ebenfalls mit dem Strukturboden in Verbindung setzt und als Frostschubphänomene erklärt.

Ich hatte Gelegenheit, die isländischen Rasenhügel zu beobachten und neige sehr dazu, den genannten Verfasser in seiner Annahme zu unterstützen, dass diese Oberflächenformen auf die eine oder andere Weise »direkten« Frostwirkungen zuzuschreiben sind. Indessen kommt es mir in hohem Grade zweifelhaft vor, dass eine direkte Verbindung genetischer Art zwischen dem eigentlichen Strukturboden und den Rasenhügeln besteht. Ohne näher auf die Naturgeschichte der letzteren einzugehen, sei hier nur auf den grösseren Unterschied der Vegetation der Rasenhügel und der Erdfelder des Strukturbodens hingewiesen. Während diese vornehmlich an den Rändern ein Pflanzenkleid besitzen, bei dem steinfreien Strukturboden sogar in den Spalten zwischen den Feldern, sind die ersteren auf der Oberfläche selbst mit Vegetation bedeckt; in dem eigentlichen Haufenboden sind die Gänge zwischen den einzelnen Hügelchen fast vegetationsfrei. Man könnte hieraus vielleicht schliessen, dass die formbildenden Prozesse in dem Rasenhügelboden im wesentlichen an die Zwischenräume zwischen den Hügelchen gebunden sind (vergl. Thoroddsen l. c., p. 254f.), während sie im Strukturboden an die zentralen Teile der Felder gebunden sind.

Die von Thoroddsen beschriebenen »rustir« sind augenscheinlich den in der Literatur besprochenen »Palsen«-bildungen, Tundrahügeln, zuzurechnen, deren Bildung vermutlich »direkter« Frosthebung zu verdanken ist (cf. Högbom 1014, p. 306).

Im Gegensatz zu Thoroddsen (l. c.) muss man aber bei einer Einteilung der

Was die Bedeutung der Vegetation für die Herausformung des Strukturbodens und ihren Einfluss auf die Solifluktionsprozesse im ganzen betrifft, so sind verschiedene Ansichten geäussert worden. SAPPER (1913, p. 104) meint so z. B., dass die wesentlichste Ursache dafür, dass das Erdfliessen in arktischen Gebieten von weit grösserer Häufigkeit und Intensität ist als in gemässigten und tropischen, in der armen oder fehlenden Pflanzendecke der arktischen Gegenden zu suchen ist. — HÖGBOM (1914, p. 331f.) ist zu einem ganz entgegengesetzten Resultat gelangt, indem er hervorhebt, dass die Vegetationsarmut der Arktis im wesentlichen durch Erdflusserscheinungen bedingt wird, welche ihrerseits klimatische Ursachen haben. FRÖDIN (1914, p. 256) nimmt einen vorsichtigeren Standpunkt ein und begnügt sich mit der Feststellung, dass Pflanzenwuchs und Solifluktion (Erdfluss) eine ziemlich starke Wechselwirkung aufeinander in hemmender Richtung ausüben (vergl. auch RAMANN 1915, p. 294). — Nach Beobachtungen von Island und Ostgrönland zu urteilen, erscheint es mir zweifelhaft, dass die Vegetation im ganzen betrachtet einen wirksamen hemmenden Einfluss auf die Erdflusserscheinungen haben soll. Dass umgekehrt der Pflanzenwuchs in ungünstiger Weise von Erdfluss und Strukturierung beeinflusst wird, ist eine allgemein bekannte Erfahrung (z. B. SERNANDER 1905; FRÖDIN 1918; SEIDENFADEN 1931)[1]). Andererseits ist es eine Tatsache, dass gewisse Pflanzenarten und damit gewisse Vegetationstypen sich trotz der Solifluktion halten, was jedoch ein Problem der Botanik ist.

Die Vegetation scheint jedoch einen gewissen, im wesentlichen indirekten, Einfluss auf die Solifluktionsprozesse und damit auf die Formung des Strukturbodens zu besitzen. Es ist eine alte Erfahrung, dass die Pflanzen in dem »lebenden« Strukturboden in der Hauptsache nur längs der Ränder der Erdfelder zu wachsen vermögen, wofür man den Grund darin suchen muss, dass die pflanzenfeindlichen Faktoren des Solifluktionsbodens hier sich am wenigsten geltend zu machen vermögen, nämlich die Bewegung des Substrates, Stagnation des Wassers (Mangel an Drainierung und Ventilation) im Frühjahr und Sommer und Frostschub (Zerreissen der Pflanzenwurzeln) im Herbst und Winter. — Auf dem steinfreien Strukturboden wird eine Ansiedlung dazu bei-

isländischen Oberflächenkleinformen zwischen »thufur« (Rasenhügel) und »rustir« (Palsen, Tundrahügel) einerseits, die möglicherweise durch »direkte« Frostwirkungen verursacht sind, und Strukturböden und terrassenartigen Fliessformen andererseits, die im wesentlichen durch Solifluktion verursacht sind, unterscheiden.

[1]) Wenn H. RESVOLL-HOLMSEN (1909, p. 290) auf Grund von Beobachtungen auf Spitzbergen zu dem Schluss gelangt, dass das Vorkommen des Strukturbodens »in hohem Grade die Einwanderung und Verbreitung der Pflanzen zu zusammenhängender Vegetationsdecke erleichtert«, scheint dies nur auf einer (beklagenswerten) Verwechslung von Ursache und Wirkung zu beruhen.

tragen, die Strukturformen aufrechtzuerhalten und zu akzentuieren, da die Pflanzendecke längs der Feldränder verhindert, dass letztere durch Schmelzwasser- und Windwirkung abgetragen werden. Ein geschlossenes Vegetationsnetz verspätet ferner das Eindringen des Frostes im Herbst (cf. Frödin 1912) längs der Feldränder, wodurch die überschüssige Eiskristallisation mehr oder weniger radiär gegen die Feldmitte (die Schichten werden schalenförmig abgesetzt) vor sich geht. Im Frühjahr wird sich die isolierende Wirkung der Pflanzendecke wiederum geltend machen, indem das Auftauen relativ rasch in der Feldmitte vor sich geht, so dass die aufgetaute Feinerde in eine schalenförmige Vertiefung im Frostboden zu liegen kommt (cf. Elton 1928, p. 175f., Fig. 1; Gripp 1929, p. 156ff.). Dies wird wiederum die Konvektionsströmungen anregen, da durch diese Anordnung die Möglichkeit für eine Entwässerung des Feldes vermindert wird. Das Ergebnis sind die wohlbekannten Erdhaufen die eine mehr oder weniger maschenförmige Vegetationsdecke »durchbrechen« (Kraterboden), vorausgesetzt dass der Boden im Sommer nicht zu stark ausgetrocknet wird. — Die Vegetation wirkt somit, wenn auch indirekt, fördernd auf die Strukturierungsprozesse, insofern sie stimulierend auf den für diese notwendigen Wasserstau einwirkt und die Stabilisierung der Wasserkommunikation in einem tieferen Niveau verzögert.

Fliessendes Wasser und Wind tragen im Gegensatz zu der Vegetation zur Entfernung des Feinmateriales des Strukturbodens bei und im wesentlichen unter diesem Gesichtspunkte seien diese Faktoren hier diskutiert.

Es scheint unzweifelhaft zu sein (wenigstens unter den ostgrönländischen Klimaverhältnissen, siehe Seite 18—19), dass das Feinmaterial des mehr oder weniger »fertig gebildeten« Strukturbodens schneller aus dem Wege geräumt wird, als eine Neubildung durch fortgesetzte Verwitterung stattfindet. Das Vorkommen polygonal angeordneter Blockmassen ohne Feinmaterialbeimischung ist ein sprechendes Zeugnis dafür.

Durch die Strukturierung und Steinsortierung wird ein Rinnensystem geschaffen, von dem die Wassererosion ihren Ursprung nimmt. Besonders auf geböschtem Terrain wird diese Erosion längs der Steinmuster mit grosser Intensität vor sich gehen, was sich bei der endlichen Formung des Streifenbodens augenfällig zu erkennen gibt. Man kann hier die verschiedenen Entwicklungsstufen beobachten, von den wenig zerstörten (»lebenden«) Stadien mit breiten Feinerdestreifen bis zu (mehr oder weniger »fossilen«) Stadien, wo das Feinmaterial im Laufe der Zeit zurückgedrängt (fortgespült) wurde, sodass Erd- und Steinstreifen annähernd von gleicher Breite sind; schliesslich kann oft ein Schlusstadium beobachtet werden, wo nur die streifenförmige Anord-

nung des Steinmateriales übrig geblieben ist, während das Wasser sich unterirdischen Ablauf geschaffen hat. — Ganz entsprechend sind die »Schuttinseln« oder »Erdinseln« in den »Blockmeeren« oder »Blockmassen« augenscheinlich als »sohlenständige Steinnetzwerke« in mehr oder weniger »fossilem« Zustande (siehe Seite 41) aufzufassen. — Diese »Erdinseln« scheinen in Wirklichkeit auf Lokalitäten mit reichlicher Wasserzufuhr begrenzt zu sein (cf. MEINARDUS 1912, p. 5; POSER 1931, p. 214). Während der Schneeschmelze kann man so öfters das Wasser unter den Blockmassen zwischen den Erdinseln herabrieseln hören, die vermutlich alte Krater (Brodelstellen) darstellen, die zuguterletzt in eine Steinschale zu ruhen gekommen sind, wodurch sie von dem rinnenden Schmelzwasser förmlich unterminiert worden sind. Ist eine solche »Erdinsel« erst einmal von dem kapillaren Wassersaugstrom von unten her abgeschnitten, wird sie sich sicherlich lange unverändert erhalten können, ganz besonders in Gegenden mit geringem Niederschlag in Form von Regen.

Im Verhältnis zu der Feinerde der Felder ist das Blockmaterial im ganzen genommen oft in so reichlicher Menge vorhanden, dass die augenblickliche Anordnung des Materiales vermutlich nicht allein auf einer horizontalen Aussortierung innerhalb der jetzigen vertikalen Erstreckung der Prismen beruht, sondern dass das Steinmaterial auch von Erdschichten herrührt, deren Feinmaterial im Laufe der Zeit mit Hilfe von Oberflächenwasser und Wind (cf. GRIPP 1929, p. 161f.) fortgeschafft worden ist. Die Blockmassen des Strukturbodens sind also, abgesehen von den durch Strukturierungsprozesse hervorgerufenen Verschiebungen, einer ständig (vertikal) abwärtsgerichteten, wenn auch sehr langsamen Bewegung unterworfen, indem das Feinmaterial (teilweise neugebildetes) ständig entführt wird, wodurch sich das Landschaftsniveau senkt (vergl. FRÖDIN 1914, p. 263ff.). Wenn jedoch die Mobilisierung des Feinmateriales nicht mit so grosser Intensität vor sich geht wie das Fortschaffen, wird eine generelle Niveauabsenkung des Blockmateriales verhindert werden, und das Oberflächenwasser wird sich schliesslich ein wirksameres Entwässerungssystem schaffen, wodurch überschüssige Eisausscheidung und estremer Frostschub in den oberflächlicheren Schichten ebenso wie der temporäre Wasserstau aufhören: die Wasserführungsverhältnisse sind in einem tiefen Niveau zu einer Stabilisierung gelangt, die Strukturierung hört auf. Wir haben den »fossilen« Strukturboden vor uns, der jedoch nicht notwendig eigentlicher Blockboden zu sein braucht, aber dort, wo sich noch feineres, aber nicht fliessendes Material von vorn herein findet, als geeignetes Substrat für eine geschlossene Vegetationsdecke dienen kann.

Vegetationsbedeckter »fossiler« Strukturboden kommt in Ostgrönland allgemein vor. Es ist kaum zu bezweifeln, dass eine der Haupt-

ursachen dafür, dass die Solifluktionsprozesse im Strukturboden trotz des Vorhandenseins von »Erde« in den Feldern des Steinnetzes aufgehört haben, darin zu suchen ist, dass im Laufe der Zeit eine wirksame Ausschlämmung des feinsten Materiales (cf. RAMANN l. c., p. 278), das gerade die Solifluktions- und Strukturierungserscheinungen bedingt, geschehen ist. Eine solche Ausschlämmung geht nämlich besonders in arktischen Gegenden vor sich, da »elektrolytarme Wässer die Aufschlämmung der Mineralteile fördern, sie beweglich machen, ihre Abfuhr begünstigen und ihren Absatz verlangsamen« (RAMANN l. c., p. 278). Selbst ein recht langsamer Wasserstrom durch das Rinnensystem wird so im Laufe der Zeit das feinste Material entfernen, um so mehr als stets neue Feinerde durch Konvektionsströme des Feldes an die Oberfläche geschafft wird (vergl. auch GRIPP 1929, p. 161f.), bis nur die relativ grobkörnigen Sandsorten übrig bleiben.

Hinsichtlich der Zeit, die bis zum Aufhören der Materialsortierung verstreicht, kann im allgemeinen kaum etwas Sicheres angegeben werden. Wenn auch der Struktierungsprozess sich sicher öfters über geologische Zeiträume erstrecken kann, lässt sich die Altersfrage doch zum Gegenstand gewisser Schlussfolgerungen auf Grund von Feldbeobachtungen machen.

Auf der Ella Insel konnte so festgestellt werden, dass der Strukturboden in den tieferen Niveaus ganz überwiegend Zeichen grosser Aktivität aufwies: stark gewölbte, vegetationsfreie Erdfelder und sehr auffällige »hervorschiessende« Erdhaufen auf im übrigen pflanzenbedecktem Erdboden. — In höheren Niveaus (100—200 m) waren die Verhältnisse ganz anders; der »lebende« Strukturboden war hier weniger häufig, während polygonal angeordnete Blockmassen und vegetationsbedeckte »fossile« Strukturformen sehr gewöhnlich vorkamen.

Alte Deltakegel und Strandlinien zeigen, dass in Ostgrönland eine bedeutende Landhebung (etwa 100 m) in späterer postglazialer Zeit (NOE-NYGAARD 1932) stattgefunden hat. Eine Untersuchung der Entwicklungsstufe des Strukturbodens in den verschiedenen Horizonten verglichen mit genaueren Zeitbestimmungen der Niveauverschiebungen wird so vielleicht einen wertvollen Beitrag zur Kenntnis des Altersunterschiedes zwischen dem »lebenden« und dem »fossilen« Strukturboden, d. h. der Intensität der an Solifluktion und Strukturierung geknüpften Denudationsprozesse, liefern können. — Eventuelle postglaziale Schwankungen der Niederschlagsmenge und andere Klimaverhältnisse können doch vielleicht bestimmend für den jetzigen Zustand des Strukturbodens, namentlich in höheren Niveaus, gewesen sein; in diesem

Falle dürfte jedoch eine genauere Bestimmung der Intensität der Vorgänge in Beziehung zu den heutigen Klimaverhältnissen erschwert werden.

V. Anhang: Pflasterboden.

Im Anschluss an die hier diskutierten arktischen Oberflächenkleinformen sei noch der sogenannte Pflasterboden erwähnt (SALOMON 1929, p. 20f.).Ich kann nur die Angaben früherer Verfasser bekräftigen, dass diese Oberflächenform augenscheinlich auf einem Grunde bewirkt wird, der einer langdauernden Schneedecke ausgesetzt ist. Pflasterboden kommt also im wesentlichen nur am Grunde enger, im Winter schneeerfüllter Täler und Klüfte mit geringer Neigung vor. Auf schmalen Bergpässen sieht man oft spät im Sommer bei der Schneeschmelze den ebenen Kluftboden wie eine gepflasterte Landstrasse zwischen den steilen Berghängen zutage treten. Zwischen den Steinen ist der Boden wassergesättigt oder der »Grundwasserspiegel« befindet sich ungefähr in gleichem Niveau mit der Steinlage.

SALOMON (l. c.) betont, dass der Pflasterboden nichts mit Solifluktion zu tun hat, ebenso wie POSER (1931, p. 230) festhält, dass er nichts mit Strukturboden zu tun hat. Die genannten Verfasser versuchen aber nicht mit einer Silbe ihre Behauptung wahrscheinlich zu machen oder gar zu beweisen. — Ich muss hier darauf aufmerksam machen, dass es augenscheinlich schwerer ist, einen Wahrscheinlichkeitsbeweis für die Anschauung der genannten Verfasser zu führen als für die entgegengesetzte: 1. Ein Profil durch Klüfte mit Pflasterboden ergibt, dass diese trogförmig sind, indem der Boden sehr oft vollständig eben ist, um an den Seiten mit einem scharfen Knick in die begrenzenden Hänge überzugehen. Diese Planierung des Kluftbodens, ganz hohlwegähnlich, muss m. E. als durch Solifluktionsprozesse entstanden gedacht werden, um so mehr als der Erdboden während des grössten Teiles der Zeit, innerhalb deren er im ganzen aufgetaut ist, mit Wasser gesättigt ist. 2. Die Ansammlung von Steinmaterial an der Oberfläche ist vermutlich — zum wenigsten teilweise — durch Frostschub hier wie in dem steinigen Strukturboden bedingt, soweit wir keine anderen Ursachen dafür, dass sich Steine einen Weg nach der Oberfläche bahnen, kennen (abgesehen von einer Steinanhäufung durch Wegspülung des Feinmaterials, siehe unten). Im übrigen habe ich auf der Traill Insel gesehen, wie Pflasterboden einen Übergang zu steinkantigem Strukturboden bildet, wo die Feuchtigkeit (und Schneedecke) abnahm.

Ferner seien zur Beleuchtung der Natur des Pflasterbodens einige Beobachtungen mitgeteilt: Der Pflasterboden tritt erst zum Sommer

hin durch die Schneeschmelze in Erscheinung, nachdem sich die alten Schneewehen zurückgezogen haben; beim Auftauen hat der fest lagernde Schnee fast den Charakter eines festen Eisschildes. Dieser Eisschild schmilzt an den (augenblicklich) distalen Teilen vom Grunde aus, sodass das Schmelzwasser durch einen klaffenden Zwischenraum zwischen Steinpflaster und Eisschild rieselt, wodurch gezeigt wird, dass dieser Zwischenraum sich ein Stück unter das distale (augenblickliche) Ende der Schneewehe erstreckt. Man kann davon ausgehen, dass die obersten, unmittelbar unter dem Steinpflaster liegenden Feinerdemengen schon aufgetaut sind, während der Eisschild noch die Oberfläche bedeckt. Während also die oberflächlich gelegenen Steine in der ersten aufgetauten Unter- und Zwischenlage aufgeweichter Feinerde liegen, drückt der Eisschild als ein Ganzes darauf. Die hervorragenderen Steine werden hierdurch mit den etwas tiefer liegenden Steinen in ein Niveau gedrückt (Waldbaur 1921, p. 195). Ist die Lagerung des Eisschildes so, dass er wegen des Terraingefälles nur eine unbedeutende abwärtsgleitende Bewegung erhält, wird dies ausserdem zur Ausglättung des Steinmateriales beitragen (Poser 1931, p. 231), da der Druck beim Gleiten im wesentlichen die losgetauten Steine an der Vorderkante des Eisschildes betreffen wird, d. h. längs der Linie, wo sich die Öffnung zwischen Eis und Steinunterlage rückwärts »schliesst«.

Es sind jedoch noch zwei Fragen, die eine Antwort erheischen: Warum sinken die Steine wegen ihrer grösseren Schwere nicht unter die Oberfläche, und warum findet keine eigentliche Steinsortierung statt, sodass sich auf gewöhnliche Weise Polygon- oder Streifenboden bildet?

Die erste Frage lässt sich vielleicht folgendermassen erklären: Die Steine sinken zweifellos, wenn auch sehr langsam, in die nasse Feinerdemasse ein, wodurch diese durch die Zwischenräume über das Niveau des Steinpflasters emporgeschoben wird. Die relativ reichlichen Wassermassen, die während der Schmelze des darüber gelegenen Eisschildes frei werden, werden einfach die emporgequollenen Feinerdeteile wegspülen, sodass das Steinmaterial ständig die Oberfläche bildet. Zur Stütze dieser Annahme mag angeführt werden, dass Areale mit Pflasterboden in Bergklüften und -pässen gewöhnlich nach unten in reine Blockböden übergehen, unter denen das Wasser rieselt, um noch weiter unten schliesslich als Anfang eines kleinen Baches zutage zu treten.

Die andere Frage, weshalb keine Sortierung der Steine in horizontaler Richtung stattfindet, lässt sich vielleicht nicht befriedigend erklären. Möglicherweise ist die Ursache die, dass das Auftauen an diesen lange schneebedeckten Lokalitäten nur bis in geringe Tiefen vor sich geht, dass mögliche Stromfelder so geringe Dimensionen im Verhältnis zur Blockgrösse haben, dass eine Sortierung ausgeschlossen ist (vergl.

Seite 52). — Leider besitze ich keine Messungen über die Auftautiefe in Pflasterboden, worauf ich hinweisen könnte. Das Steinpflaster schien immer aus relativ grossen Steinen gebildet zu sein, kaum unter 15—20 cm im Durchmesser und mehr.

VI. Übersicht über die hocharktischen Solifluktionsformen in Beziehung zum Klima und Erdboden.

Im Vorhergehenden wurde versucht, die allgemeine Teilnahme an und Ursache der Solifluktion zu den polaren Bodenversetzungen nachzuweisen. Im folgenden sei als Zusammenfassung des Vorhergehenden eine kurze Übersicht über die Faktoren gegeben, die die Solifluktionsprozesse in hocharktischen Gegenden überhaupt bedingen, ferner ein Rückblick über die resultierenden Oberflächenkleinformen in ihrer Beziehung zu lokalklimatischen und lokaledaphischen Verhältnissen.

Meine persönlichen Beobachtungen über hocharktische Solifluktionserscheinungen rühren ausschlisslich von Ostgrönland her, aber nach der reichhaltigen Spitzbergenliteratur zu urteilen, unterscheidet sich Ostgrönland in dieser Verbindung nicht wesentlich von Spitzbergen, da man in Ostgrönland praktisch alle in der Literatur besprochenen an Solifluktionserscheinungen gebundenen Oberflächenformen beobachten kann. Es erscheint deshalb nicht unberechtigt, die ostgrönländischen Strukturformen und übrigen Fliessformen als ein vollgültiges Beispiel hocharktischer Solifluktionsformen überhaupt zu betrachten.

Beobachtungen in der Natur (Ostgrönland und Island) wie Literaturstudien (cf. z. B. SERNANDER 1905, ANDERSSON 1906, HÖGBOM 1914, FRÖDIN 1914, 1918, HOLMSEN 1915, SALOMON 1929, GRIPP 1927, 1929, PASSARGE 1931 u. v. a.) haben mich davon überzeugt, dass hinsichtlich der resultierenden Oberflächenformen zwischen einem hocharktischen und einem subarktischen Typ unterschieden werden kann.

Verschiedenheiten in der maximalen Auftautiefe der Erde samt den daraus folgenden Eigentümlichkeiten der Wasserversorgungsverhältnisse scheinen in weitem Masse für den Typ bestimmend zu sein.

Der hocharktische Typ ist so durch den mangelnden Grundwasserspiegel bestimmt, da »Grundwasser« und Oberflächenwasser hier identisch werden, gegenüber dem subarktischen Typ, dessen Eigenart entsprechend im wesentlichen dem Durchbruch der Tjäle zu einer gewissen Zeit im Sommer zugeschrieben werden muss, wonach die Wasserversorgungsverhältnisse in hohem Grade von der Lage des Grundwasserspiegels abhängig sind.

Diese Verhältnisse bringen es mit sich, dass der Strukturboden

vor allen Dingen ein hocharktisches Phänomen ist, wenn er auch unter milderem Klima lokal auftreten kann, wo besondere Bodenverhältnisse (z. B. hochliegender fester Gesteinsuntergrund) vorliegen, die die Wasserversorgung der an Dauerfrostboden geknüpften angleichen (cf. KINZL 1928, p. 262; SALOMON 1929, p. 28; POSER 1933, p. 109ff.). — Die genannten Unterschiede im Auftaugang bewirken ferner charakteristische Unterschiede der amorphen Fliessformen. Die geringe Auftautiefe in der hocharktischen Zone bringt mit sich, dass die zum Fliessen disponiblen Erdmassen nur gering mächtig sind; dagegen bewirkt der Dauerfrostboden, dass diese oberflächlichen Bodenschichten relativ lange einem Fliessen unterworfen sind, und dass die Fliessintensität relativ gross ist. Umgekehrt werden in der subarktischen Zone Erdmassen von grösserer Mächtigkeit zum Fliessen gebracht, aber nur kurzwährend, da der das Fliessen bedingende Wasserüberschuss mit Verschwinden der Tjäle in die Tiefe sinkt. — Somit sind die langen, flachen, zungen- oder gletscherförmigen Erdströme charakteristisch für die hocharktische Zone, die mächtigen Terrassenbildungen dagegen für die subarktische (vergl. SERNANDER 1905, p. 65).

Verschiedene Übersichten über die Struktur- und Erdflusserscheinungen sind herausgekommen (Zusammenstellung z. B. bei WOLANSKY 1932), worin mehr oder weniger Rücksicht auf das Kausalverhältnis als Einteilungsprinzip genommen worden ist; in den meisten Fällen handelt es sich jedoch um rein morphologische Systeme.

Eine konsequente Einteilung auf Grund der die Oberflächenformen bedingenden Faktoren nahm BESKOW (1930, p. 630; Tabelle I, p. 629) vor, der die beeinflussenden Verhältnisse, die in Betracht kommen können, in sechs Hauptpunkte gliedert, nämlich: 1. Neigung, 2. Bodenzusammensetzung, 3. Vegetationsdecke, 4. Grundwassertiefe, 5. Gefriergeschwindigkeit und -tiefe, Regelationsfrequenz, 6. Einwirkung von Tieren. — BESKOW's System basiert besonders auf Beobachtungen in subarktischen Gebieten und umfasst ausser den gewöhnlichen Strukturformen und amorphen Fliessformen gewisse Oberflächenformen (Rasenhügel), die kaum engere Verknüpfung mit den übrigen besitzen (siehe Seite 55, Fussnote).

Ohne hier auf eine genauere Diskussion von BESKOW's System einzugehen, um so weniger, als es sich um Erscheinungen handelt, die sich in einem ausserhalb unseres Gebietes liegenden Klimagebiet finden, möchte ich doch nicht verfehlen, darauf aufmerksam zu machen, dass BESKOW m. E. der Vegetation allzu grosse Bedeutung beimisst, wenn er sie zu dem wichtigsten Faktor, der für das Endergebnis der Umlagerungsprozesse bestimmend ist, macht (vergl. l. c., Tabelle I, p. 629). Sicher nimmt der hemmende Einfluss der Vegetation auf den Erdfluss mit abnehmender geographischer Breite zu; nichtsdestoweniger

Tabelle 4. Schema der hoch-

Material:		Inhomogenes Material (Feinerde mit Steinen	
Terrain:		stärker geböscht	schwächer geböscht
schneebedeckt oder aper, Auftauen tritt nicht extrem spät ein, Auftautiefe ± normal (für die betr. Zone)	geringe Wasserzufuhr, früher austrocknend	0 Talus (Miniaturstreifenboden)	0 (Miniaturstreifenboden, Miniaturstreinnetze)
	reichlichere Wasserzufuhr, später austrocknend	Streifenboden (schwebend)	Streifenboden, verzerrter Steinpolygonboden (Steinnetzwerke, Steingirlanden) (schwebend)
	sehr nass, nicht austrocknend	Blockterrassen, Streifenboden (sohlenständig)	Streifenboden, Steingirlanden, Erdinseln (sohlenständig)
sehr lange währende Schneedecke, Auftauen tritt sehr spät ein, Auftautiefe gering	besonders nass, ständig Wasserüberschuss vorhanden.	(Blockmassen)	Pflasterboden

muss aber betont werden, dass die Vegetation — auch im subarktischen Gebiet — in dem Masse von dem Erdfluss beeinflusst wird, dass sie rein rechnerisch eine Funktion dessen ist und so nicht als bestimmender Faktor für die Erdflussprozesse und damit den Verlauf der Oberflächenformung aufrecht erhalten werden kann.

Betrachten wir die an Solifluktionsprozesse gebundene Gestaltung der Oberflächenformen und ihrer Verteilung in den hocharktischen Gegenden im Verhältnis zu Klima und Erdboden, so muss vorzüglich auf von vorn herein gegebene (gemeinsame) Faktoren geachtet werden, die im ganzen genommen eine notwendige Vorbedingung für das generelle Auftreten von Solifluktionsprozessen sind, nämlich 1. der Frost, eine gewisse lockere Lagerung der Feinerdepartikel im Auftauboden und die Bildung eines dauernden oder temporären Frostbodens verursachend, 2. das Vorhandensein von Wasser in so reichlicher Menge, dass jedenfalls ab und zu im Jahre innerhalb des Zeitraumes von Gefrieren und Auftauen in mehr oder weniger eng begrenzten Schichten ein Wasserüberschuss über die zur Sättigung der Erde notwendige Menge hinaus zustandekommen kann, 3. Feinerde von einer solchen mechanischen Zusammensetzung, dass sie mit mehr oder weniger grosser Annäherung als ein Fliesslehm bezeichnet werden kann (siehe S. 21).

arktischen Solifluktionsformen.

oder Blöcken)	Homogenes Material (Feinerde ohne Steine)		
eben	stärker geböscht	schwächer geböscht	eben
0 (Miniatursteinnetze)	amorphe Erdzungen u. Erdgletscher (flach)	flache Fliesserdezungen, verzerrter Zellenboden	Zellenboden
Steinpolygonboden (Steinnetzwerke) (schwebend)	amorphe Erdgletscher und Erdströme	zungenförmige Erdterrassen und Erdgletscher, verzerrter Kraterboden (Lehmhügelchen)	steinfreier Polygonboden, Kraterboden (Lehmhügelchen)
Steinnetzwerke, Kraterboden mit Steinringen (sohlenständig)	amorphe Erdströme	amorphe Erdgletscher Kraterboden (Lehmflächen, Schlammkrater)	Kraterboden (Lehmflächen, Schlammkrater)
? (Pflasterboden)	amorphe Schlammströme	amorphe Schlammwülste	Schlammflächen

Bezüglich der Frage, in welchem Masse diese Faktoren vorhanden sind, mit anderen Worten, in welchem Grade diese Grundbedingungen für Solifluktion innerhalb hocharktischer Gebiete erfüllt sind, sei kurz folgendes angeführt: 1. Der Frost ist ein absolut generell wirksamer Faktor. 2. Niederschlag ist in den arktischen Gebieten in der Regel gering, erweist sich im allgemeinen jedoch als ausreichend, um die Solifluktionsprozesse zu unterstützen, da der grösste Teil des gesamten jährlichen Niederschlages innerhalb eines begrenzten, relativ kurzen Zeitraumes in den Frühjahrs- und Sommermonaten fällt. Innerhalb gewisser arktischer Landstrecken ist der Niederschlag (und die Luftfeuchtigkeit) jedoch so minimal, dass die Solifluktionsprozesse in ansehnlichem Grade gehemmt werden (in den trocknen inneren Teilen des Franz Joseph Fjordgebietes sind Strukturboden und amorphe Erdflusserscheinungen wenn auch gewöhnlich, so doch bei weitem nicht von so generellem Auftreten wie in den der Aussenküste nächst gelegenen Gebieten mit reichlicherem Niederschlag). Vergl. auch Frödin 1914, p. 257 und 1918, p. 4). 3. Verwitterungsprodukte, die in mechanischer Zusammensetzung den Fliesslehmen sehr nahe stehen, sind überhaupt für die arktischen Gebiete charakteristisch infolge der durch das Polarklima bedingten Verwitterungsart: eine relativ rasche mechanische Verwitterung, jedoch ein in hohem Grade gehemmter chemi-

scher Zerfall der mechanischen Verwitterungsprodukte. Ferner ist die Beschaffenheit der Verwitterungsprodukte auch von der Gesteinsnatur abhängig, die als Ausgangspunkt des Zerfalls ausschlaggebend ist, indem z. B. gewisse Sedimente (Schiefer) besonders zur Bildung von Fliesserde neigen (SERNANDER 1905, u. a.), ebenso wie die ungleiche Widerstandsfähigkeit der verschiedenen Gesteine gegen Verwitterung die Menge des zur Verfügung stehenden Fliessmateriales beeinflusst.

Wie man sieht, sind die generellen Grundbedingungen für die Solifluktionsprozesse in letzter Linie vor allem klimabestimmter Art, eine Tatsache, die sich übrigens auch unmittelbar in der geographischen Verbreitung der Erdflusserscheinungen zu erkennen gibt.

Während die genannten klimatisch bestimmten Faktoren die Bedingungen für das Auftreten von Solifluktionserscheinungen überhaupt ausdrücken, ist das endgültige formbestimmte Ergebnis der Solifluktion vor allem von rein lokalen — oder lokal bedingten — Faktoren abhängig, von denen die wichtigsten sind: 1. Der Inhalt des Bodens (bzw. Mangel) an gröberem Material (Steine, Blöcke), 2. das Terraingefälle, 3. der Feuchtigkeitsgrad der oberen Erdschichten, soweit er davon abhängig ist, in welchem Masse und wie lange Zufuhr von Schmelzwasser von schmelzenden Schneewehen besteht, und schliesslich 4. die Tiefe, bis zu der die oberflächlichen Erdschichten auftauen.

Was die Wirkungsweise dieser Faktoren auf die Formung der Erdoberfläche betrifft, sei hier nur auf die Feststellungen im vorhergehenden hingewiesen. — Das Verhältnis zwischen den in der Natur bestehenden Solifluktionsformen und das Zusammenspiel (die Gesamtwirkung) der hier aufgestellten Faktoren wurde in beigefügtem Schema darzustellen versucht (Tabelle 3).

Es sei bemerkt, dass auf Punkt 4, die Auftautiefe, nur beschränkte Rücksicht genommen wurde, dass nur zwischen zwei Fällen unterschieden wird, nämlich wieweit (1) ein Auftauen in grösseren Erdschichten in mehr oder weniger normaler Weise (für das Gebiet) vor sich geht, oder (2) dass sie infolge einer unnormal mächtigen Schneedecke nur bis zu so geringer Tiefe stattfinden kann, dass eine eigentliche Strukturbildung wegen der hochliegenden Tjäle verhindert wird. — Auch in anderer Hinsicht ist umstehende schematische Übersicht rein summarisch. Selbst wichtige Wesenszüge der Solifluktionsformen wie Polygongrösse u. a. m. mussten teilweise oder ganz der Übersichtlichkeit halber weggelassen werden. Betr. Einzelheiten sei deshalb auf die ausführliche Darstellung im vorigen (besonders Kapitel III) hingewiesen.

ANGEFÜHRTE LITERATUR

Andersson, J. G. 1906. Solifluction, a component of subaërial denudation. — Journ. of Geology, 14 (S. 93—112). Chicago.

Atterberg, A. 1903. Studier i jordanalysen. — Kongl. Landbruks-Akademiens Handl. och Tidskr. 42. S. 185—253). Stockholm.

— 1908. Studien auf dem Gebiete der Bodenkunde. — Landwirtschaftl. Versuchstation. 69. (S. 93—143). Berlin.

— 1911. Die Plastizität der Tone. — Intern. Mitt. f. Bodenkunde, 1. (S. 10—43). Berlin-Wien.

— 1912a. Die Konsistenz und die Bindigkeit der Böden. — ibid. 2. (S. 149—189). Wien-Berlin London.

— 1912b. Die mechanische Bodenanalyse und die Klassifikation der Mineralböden Schwedens. — ibid. 2. (S. 312—342). Wien-Berlin-London.

— 1913. Die Plastizität und Bindigkeit liefernden Bestandteile der Tone. — ibid. 3. (S. 291—330). Wien-Berlin-London.

Benard, H. 1901. Les tourbillons cellulaires dans une nappe liquide propageant de la chaleur par convention, en régime permanent. — Theses présentées a la Faculté des Sciences de Paris. Paris.

Bergström, E. 1913. En märklig form av rutmark från barrskogsregionen i Lappland. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl. 34 (1912). (S. 335—342). Stockholm.

Beskow, G. 1930. Erdfliessen und Strukturböden der Hochgebirge im Lichte der Frosthebung. — ibid. 52. (S. 622—638). Stockholm.

Björlykke, K. O. 1928. Bodenprofile aus Svalbard. — Bodenkundliche Forschungen (Beiheft zu den Mitt. d. Intern. Bodenkundl. Besellsch.), 1. (S. 96—108).

Blanck, E. 1919. Ein Beitrag zur Kenntnis arktischer Böden, insbesondere Spitzbergens. — Chemie der Erde, 1. (S. 421—476). Jena.

Blanck, E. und Rieser, A. 1928. Die wissenschaftlichen Ergebnisse einer bodenkundlichen Forschungsreise nach Spitzbergen im Sommer 1926. — ibid. 3. (S. 588—698). Jena.

Bodman, G. 1910. Meteorologische Beobachtungen der schwedischen Südpolarexpedition, III. Zusammenfassung der allgemeinen meteorologischen Resultate. — Wiss. Ergebn. Schwed. Südpolar-Exped. 1901—03. Bd. 2, Lief. 4. (S. 1—156). Stockholm.

Eakin, H. M. 1916. The Yukon-Koyukuk Region Alaska. — U. S. Geol. Survey, Bull. 631. Washington.

Elton, Ch. S. 1928. The nature and origin of soil-polygons in Spitzbergen. — Quart. Journ. Geol. Soc. London, 83. (S. 163—192). London.

FRÖDIN, J. 1912. Beobachtungen über den Einfluss der Pflanzendecke auf die Bodentemperatur. — Lunds Universitets Årsskrift, N. F., Afd. 2, Bd. 8, Nr. 9. Lund-Leipzig.

— 1914. Geografiska studier i St. Lule ävls källområde. — Sveriges Geol. Undersökn. Årsbok 7 (1913), Nr. 4. Sv. Geol. Undersökn. Ser. C. Nr. 257. Stockholm.

— 1918. Über das Verhältnis zwischen Vegetation und Erdfliessen in den alpinen Regionen des schwedischen Lappland. — Lunds Universitetets Årsskrift, N. F., Afd. 2, Bd. 14, 2. Nr. 24. Lund-Leipzig.

GIGNOUX, M. 1931. Les sols polygonaux dans les Alpes et la genese des sols polaires. — Ann. de Géographie, 40. (S. 610—619). Paris.

GRIPP, K. 1927. Beiträge zur Geologie von Spitzbergen. — Abhandl. aus dem Geb. der Naturw., hersg. v. Naturw. Ver. in Hamburg, 21, Heft 2—4, Abh. 1. Hamborg.

— 1929. Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergenexpedition 1927. — ibid. 22. Heft 2—4. (S. 145—249). Hamburg.

— 1932. Diluvialmorphologische Probleme? — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 84. (S. 628—635). Berlin.

GRIPP, K. und SIMON, W. G. 1934. Die experimentelle Darstellung des Brodelbodens. — Die Naturw. 22. (S. 8—10). Berlin.

HAMBERG, A. 1915. Zur Kenntnis der Vorgänge im Erdboden bei Gefrieren und Auftauen sowie Bemerkungen über die erste Kristallisation des Eises im Wasser.— Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 37. (S. 583—619). Stockholm.

HEUGLIN, M. TH. VON. 1872. Reisen nach dem Nordpolarmeer in den Jahren 1870 und 1872. Theil I. — Braunschweig.

HOBBS, W. H. 1910. Soil stripes in cold humid regions, and a kindred phenomenon — The Michigan Academy of Science, 12. Report III (S. 51—53). Lansing, Michigan.

HÖGBOM, B. 1910. Einige Illustrationen zu den geologischen Wirkungen des Frostes auf Spitzbergen. — Bull. Geol. Inst. Upsala, 9. (1908—09). (S. 41—59). Upsala.

— 1914. Über die geologische Bedeutung des Frostes. — ibid. 12. (S. 257—390) Upsala.

HOLMSEN, G. 1915. Om Jordlags langsomme Glidning, Solifluktion. — Norske Geogr. Selskaps Aarbok, 25 (1913—1914). S. 25—41). Kristiania.

HUXLEY, J. S. and ODELL, N. E., 1924. Notes on surface markings in Spitzbergen. — Geogr. Journ., 63. (S. 207—220). London.

JOHANSSON, S. 1914a. Die Konsistenzkurven der Mineralböden. (Vorläufiger Bericht von A. ATTERBERG). — Intern. Mitt. f. Bodenkunde, 4. (S. 418—431). Berlin-Wien.

— 1914b. Die Festigkeit der Bodenarten bei verschiedenem Wassergehalt. — Sveriges Geol. Undersökn., Årsbok 7 (1913), Ser. C. Nr. 256. Stockholm.

KINZL, H. 1928. Beobachtungen über Strukturböden in den Ostalpen. — Pet. Mitt., 74. (S. 261—265). Gotha.

KOKKONEN, P. 1926. Beobachtungen über die Struktur des Bodenfrostes. — Acta Forrestalia Fennica, 30. Abh. 3. Helsingforsiæ.

LOW, A. R. 1925. Instability of viscous fluid motion. — Nature, 115. (S. 299—300). London.

MEINARDUS, W. 1912. Über einige charakteristische Bodenformen auf Spitzbergen. — Sitz.-Ber. d. Mediz.-naturw. Ges. zu Münster in W. 1912. (S. 1—42). (Sitz.-Ber. Naturh. Ver. d. Rheinl. 1912). Bonn 1913.

— 1930. Arktische Böden. — Handbuch der Bodenlehre, hersg. v. E. BLANCK, Bd. 3. (S. 27—96). Berlin.

Miethe, A. 1912. Über Karreebodenformen auf Spitzbergen. — Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. in Berlin 1912. (S. 241—244). Berlin.

Mohaupt, W. 1932. Beobachtungen über Bodenversetzungen und Kammeisbildungen aus dem Stubai und dem Grödener Tal. — Dissertation. Hamburg.

Mortensen, H. 1932. Über die physikalische Möglichkeit der Brodelhypothese. — Centralbl. f. Min. u. s. w. Abt. B., 1932. (S. 417—422). Stuttgart.

Nansen, F. 1920. En Ferd til Spitzbergen. — Kristiania.

Nieland, H. 1930. Über Erscheinungen des Bodenfrostes und Auftaubodens in Westgrönland. — Zeitschr. f. Gletscherkunde, 18. (S. 346—351). Leipzig.

Noe-Nygaard, A. 1932. Remarks on Mytilus edulis L. in raised beaches in East Greenland. — Medd. o. Grönland, 95, 2. København.

Nordenskjöld, O. 1909. Die Polarwelt und ihre Nachbarländer. — Leipzig und Berlin.

— 1911. Die schwedische Südpolarexpedition und ihre geographische Tätigkeit. — Wiss. Ergebn. Schwed. Südpolarexped. 1901—03, Bd. I, 1. Stockholm.

Passarge, S. 1931. Drei Probleme diluvialgeologischer Morphologie. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 83. (S. 408—420). Berlin.

Poser, H. 1931. Beiträge zur Kenntnis der aktischen Bodenformen. — Geol. Rundschau, 22. (S. 200—231). Leipzig u. Berlin.

— 1932. Einige Untersuchungen zur Morphologie Ostgrönlands. — Medd. o. Grønl. 94, 5. København.

— 1933. Das Problem des Strukturbodens. — Geol. Rundschau, 24. (S. 105—121). Leipzig u. Berlin.

Ramann, E. 1915. Die Einwirkung elektrolytarmer Wässer auf diluviale Ablagerungen und Böden. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 67. (S. 275—311). Berlin.

Rayleigh Lord, 1916. On convection current in a horizontal layer of fluid, when the higher temperature is on the under side. — The London, Edinburgh und Dublin Philosophical Magazine, 6. Ser., 32. (S. 529—546). London.

Resvoll-Holmsen, Hanna, 1909. Jordbundsstrukturer i Polarlandene og Planternes Forhold til dem. — Nyt Magazin f. Naturvidenskaberne, 47. (S. 289—296). Kristiania.

Salomon, W. 1929. Arktische Bodenformen in den Alpen. — Sitzungsber. d. Heidelb. Ak. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., Jahrg. 1929. Abh. 5. Berlin u. Leipzig.

Sapper, K. 1913. Erdfliessen und Strukturboden in polaren und subpolaren Gebieten. — Geol. Rundschau, 4. (S. 103—115). Leipzig u. Berlin.

Seidenfaden, G. 1931. Moving soil and vegetation in East Greenland. — Medd. o. Grønl. 87, 2. København.

Sernander, R. 1905. Flytjord i svenska fjälltrakter. — Geol. Fören. Stockholm Förh., 27. (S. 42—84). Stockholm.

Taber, St. 1929. Frost heaving. — Journ. of Geol., 37. (S. 428—461). Chicago.

Thoroddsen, Th. 1913. Polygonboden und »thufur« auf Island. — Pet. Mitt., 59, 2. (S. 253—255). Gotha.

Ule, W. 1911. Glazialer Karree- oder Polygonboden. — Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin, 1911. (S. 253—262). Berlin.

— 1922. Polygonaler Strukturboden auf dem Hochland von Norwegen. — Pet. Mitt., 68. (S. 247—248). Gotha.

Waldbaur, H. 1921. Schuttglättung und Steinströme im Oberengadin. — Pet. Mitt., 67. (S. 195). Gotha.

Wolansky, D. 1932. Strukturböden und arktische Bodenformen. — Geol. Rundsch., 23. (S. 132—140). Leipzig u. Berlin.

Wulff, Th. 1902. Botanische Beobachtungen aus Spitzbergen. — Lund.

Færdig fra Trykkeriet den 22. Januar 1935.

TAFEL

Kurven der Bodentemperatur in den kritischen Frühjahrsmonaten (Ella Insel).
Die Maxima und Minima der Lufttemperatur sind beigefügt.