

**Gefrier- und Tauprozesse im sibirischen
Permafrost — Untersuchungsmethoden und
ökologische Bedeutung**

**Freeze and Thaw in Siberian Permafrost
Soils — Methods and Ecological Relevance**

Wiebke Müller-Lupp

**Ber. Polarforsch. Meeresforsch. 415 (2002)
ISSN 1618-3193**

Wiebke Müller-Lupp

Institut für Polarökologie
Wischhofstr. 1-3
D-24248 Kiel
Deutschland

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer Dissertation, die 2001 der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel vorgelegt wurde.

Inhalt	I
<hr/>	
ABKÜRZUNGEN.....	IV
1 Zusammenfassung.....	1
2 Abstract.....	3
3 Einleitung.....	4
4 Stand der Forschung.....	6
5 Felduntersuchungen: Der Permafrostboden als Quelle für CO₂.....	11
5.1 Material und Methoden.....	11
5.1.1 Untersuchungsgebiet: O. Samoylov.....	11
5.1.2 Langfristige Klimadaten im Lena-Delta (Tiksi).....	13
5.1.3 Frostmusterbodenformen im Untersuchungsgebiet und ihre Entstehung.....	16
5.1.4 Bestimmung der potentiellen Bodenrespiration.....	18
5.2 Felduntersuchungen.....	20
5.3 Feldergebnisse.....	20
5.3.1 Lufttemperatur.....	20
5.3.2 Bodentemperatur.....	21
5.3.3 Auftautiefen.....	23
5.3.4 Bodenwassergehalte.....	24
5.3.5 Einfluß der Schneebedeckung.....	26
5.3.6 Bodenrespirationsdaten der Expedition.....	28
5.4 Labordaten zu den Freilanduntersuchungen.....	33
5.4.1 Korngrößenverteilung der Leitprofile.....	33
5.4.2 Wassergehalts-/ Wasserspannungskurven.....	35
5.5 Diskussion der Felddaten.....	37
5.5.1 Bodenparameter.....	37
5.5.2 CO ₂ -Evolution.....	41

6	Eigenschaften und Verhalten von Böden auf Frost/Tau-Zyklen	47
6.1	Theoretische Grundlagen	47
6.1.1	Mechanik gefrorener Böden	47
6.1.2	Eislinsenbildung	49
6.1.3	Rißbildung und Deformation in gefrierenden Böden	50
6.1.4	Gefrierprozeß	52
6.1.5	Wärmefluß	56
6.1.6	Messungen des Bodenwassergehaltes mittels Time Domain Reflectometry (TDR)	58
6.1.7	Bestimmung des ungefrorenen Wasseranteils in gefrorenen Böden	59
6.2	Laboruntersuchungen: Die Versuchsmethode	61
6.2.1	Versuchsablauf	63
6.2.2	Wärmeflußberechnungen für die Versuchsanlage (Schamotte)	65
6.2.3	Eigenschaften des Versuchsmaterials	72
7	Laborergebnisse	75
7.1	Kryostatische Druckentwicklung	75
7.1.1	Die Schwarzerdeproben (Silty Clay Loam)	75
7.1.2	Die Proben des <i>soil wedge polygon</i> (Plot 2)	79
7.1.3	Die Proben des <i>low-centre polygon</i> (Plot 3)	84
7.2	Laborergebnisse: Wassergehalte und Temperaturverläufe	88
7.2.1	Die Schwarzerdeproben (Silty Clay Loam)	88
7.2.2	Die Proben des <i>soil wedge polygon</i> (Plot 2)	95
7.2.3	Die Proben des <i>low centre polygon</i> (Plot 3)	103

8	Diskussion	109
8.1	Veränderungen der Bodenstruktur durch den Phasenwechsel von Wasser zu Eis	109
8.2	Auswirkungen der kryostatischen Druckentwicklung auf verschiedene Substrate	116
8.3	Die Versuchsergebnisse im Überblick.....	119
8.4	Gefrierversuche und ihre ökologische Bedeutung.....	122
8.5	Schlußfolgerungen.....	125
9	Literatur.....	128
10	Anhang.....	134
10.1	Die Thermoisoplethen während der Auftauphasen:.....	134
10.2	Berechnung des ungefrorenen Wasseranteils	141
	Danksagung.....	145

Abkürzungen:

C_t	= Gesamtkohlenstoffgehalt
d_B	= Lagerungsdichte [g/cm ³]
eGP	= enge Grobporen 10 – 50 µm
FP	= Feinporen < 0,2 µm
fS	= Feinsand 63 – 200 µm
fU	= Feinschluff 2 – 6,3 µm
GPV	= Gesamtporenvolumen [Vol.-%]
gS	= Grobsand 630 – 2000 µm
gU	= Grobschluff 20 – 63 µm
KAK	= Kationenaustauschkapazität
<i>low-centre polygon</i>	= Frostmusterbodenform, mit meist wassergefüllten Zentrum vergesellschaftet mit Eiskeilstrukturen
MP	= Mittelporen 0,2 – 10 µm
mU	= Mittelschluff 6,3 – 20 µm
nFK	= nutzbare Feldkapazität
o.S.	= organische Substanz
pF	= dekadischer Logarithmus der Wasserspannung
SCL	= Sandy Clay Loam
S	= Sand 63 – 2000 µm
S	= spezifische Oberfläche [m ² g ⁻¹]
<i>soil wedge polygon</i>	= Frostmusterbodenform mit Bodenmaterial gefüllten Rißstrukturen
T	= Ton < 2µm
U	= Schluff 2 – 63 µm
WG	= Wassergehalt [Vol.-%] oder [Gew.-%]
wGP	= weite Grobporen, Durchmesser >50 µm

1 Zusammenfassung

Temperaturen unterhalb des Gefrierpunktes beeinflussen eine Reihe von physikalischen, biologischen und chemischen Prozessen im Boden. Vor diesem Hintergrund wurde das Verhältnis zwischen Bodentemperatur, Bodenwassergehalt und Bodentextur während des Gefrierens und Auftauens an Bodensäulen untersucht. Mit Hilfe von zyklischen Gefrier- und Auftauphasen sollen Aussagen über frostinduzierte Strukturveränderungen und Strukturentwicklungen getroffen werden, auch hinsichtlich ihrer ökologischen Bedeutung auf den Gasfluß im Boden.

Die Felduntersuchungen und Probennahmen wurden auf O. Samoylov, einer Insel im Lena-Delta, Ost-Sibirien (72° N, 126° E), im Sommer 1998 und im Frühjahr bis Herbst 1999 durchgeführt. Felddaten (z.B. meteorologische Daten, Daten zum Bodenwasserhaushalt, Bodentemperatur und der CO₂-Produktion) dienten als Grundlage für die Laborversuche im geschlossenen System. Auf O. Samoylov wurden zwei Standorte, ein *low-centre polygon* und ein *soil wedge polygon* beprobt. Die Korngrößenverteilung der Bodensubstrate zeigt ein klares Maximum in der Sandfraktion (86%). Eine neu entwickelte Apparatur ermöglicht das gerichtete Gefrieren, von oben und unten oder nur einseitig, von Bodensäulen (der Durchmesser beträgt 8 cm, die Länge 16 cm) bei verschiedenen Wassergehalten und Gefriertemperaturen. Während der Versuche werden Daten zum Druckverhalten, der Bodentemperatur und dem Bodenwassergehalt in Zeitintervallen von 10 Minuten erfaßt. Ein Versuch besteht aus drei Gefrier-Tauzyklen mit einer Gesamtdauer von 4 bis 5 Wochen.

Feinkörniges (32% Tonanteil), unstrukturiertes Bodenmaterial mit einem geringen Wassergehalt (25 Gew.-%) reagiert auf Abkühlungen unterhalb des Gefrierpunktes mit einer Volumenreduzierung, ausgelöst durch Wasserbewegungen in Richtung der Kältezonen. In der Probenmitte erfolgt eine zunehmende Austrocknung, die zu einer Aggregierung der Partikel führt. Auslöser für Wasserbewegungen sind thermische und hydraulische Gradienten. Aufgrund des hohen Feinanteils verbleiben größere Mengen des Bodenwassers auch unterhalb von 0°C im flüssigen Zustand, das durch die ungesättigte Wasserleitfähigkeit des Bodensubstrates in Richtung Eisfront wandern kann. Das Bodenvolumen nimmt beim Gefrieren mit abnehmendem Wassergehalt ab. Die Aggregierungen sind unabhängig von dem Ausgangswassergehalt, aber nicht unabhängig von der Gefrierate. Aggregierungen wirken sich auf das Porensystem des Bodens aus und können die Gasemission vom Boden an die Atmosphäre beeinflussen, besonders in dem Zeitraum des Wiedergefrierens.

Das Gefrierverhalten sandiger Substrate weicht stark von dem der lehmigen Variante ab. In Abhängigkeit von Bodenwassergehalt und Gefriertemperatur kommt es zu starken Druckentwicklungen während des Gefrierens. Strukturveränderungen infolge von Aggregierungen sind, aufgrund mangelnden Feinanteils und geringen organischen Gehalten, vernachlässigbar. Größere

Auswirkungen auf das Porensystem und damit auf die Gasleitbahnen des Bodens sind nicht zu erwarten.

Messungen der potentiellen CO₂-Produktion wurden auf O. Samoylov in situ an zwei Leitprofilen, mittels eines Infrarot-Gasanalytators durchgeführt. Die Bodenrespiration wird maßgeblich von der Bodentemperatur, dem Bodenwasserhaushalt und der Nährstoffverfügbarkeit beeinflusst und weist große räumliche Heterogenitäten auf. Die Profile wurden horizontweise beprobt und potentielle Respirationsdaten wurden unter Berücksichtigung der Lagerungsdichte für das gesamte Profil ermittelt. Höchste Werte in den ersten Bodenzentimetern erreichen die Standorte des *soil wedge polygon*, doch bei Betrachtung des Gesamtprofils liegen die Werte des *low-centre polygon* über denen des *soil wedge polygon*. Hierfür verantwortlich sind in erster Linie die höheren Gehalte an organischer Substanz. Für den Gasfluß vom Boden an die Atmosphäre ist das Porensystem des Bodens verantwortlich. Daß Böden, in Abhängigkeit von standortspezifischen Eigenschaften und klimatischen Gegebenheiten sehr unterschiedlich auf das saisonale Gefrieren reagieren, belegen die Versuchsergebnisse. Es ist daher zu erwarten, daß das Gefrierverhalten der Böden nicht ohne Auswirkungen auf den Lebensraum der Mikroorganismen und auf Gasemissionen bleiben wird.

2 Abstract

The effects of subzero temperatures on soils are influencing a wide range of physical, biological, and chemical processes. The relation between temperature, soil water content and soil texture was studied during artificial, closed system freezing of soil columns during three freeze-thaw cycles. The tests should be a help to predict freezing induced changes and/or the development of soil structure and its ecological impact on soil gas fluxes.

Field studies and sampling were carried out on Samoylov Island (Lena-Delta, East Siberia, 72°N 126°E) during the summer of 1998 and between spring and autumn in 1999. Field data (e.g., meteorological data, soil temperature, soil water content, CO₂-production) were used for the set-up of laboratory experiments. A new developed experimental set-up enables the bi-directional freezing of soil cores (∅ 8 cm, height 16 cm). During the experiments soil pressure, soil temperature and soil water content are logged automatically in time steps of 10 minutes. One freezing experiment consists of three freeze-thaw cycles, each with a decreasing freezing temperature, which last altogether 4 to 5 weeks.

Unstructured fine grained soil substrates (clay content 32%) with a low water content (25% w/w) react on cooling with shrinkage. During shrinkage, water migrates towards the cold ends, leaving a desiccated soil behind. The soil volume reduction increases with decreasing soil water content. The building of segregated ice results in an aggregation especially in the middle part of the sample. The aggregation effect is independent of the soil water content, but depends on the freezing rate. Aggregation results in changes of the soil pore system, which may also influence the gas emission from the soil to the atmosphere especially at the time of freeze-back.

Coarse grained soil substrates were sampled from two sites at Samoylov Island. One *low-centre polygon* and one *soil wedge polygon* were investigated. These substrates have a clear maximum in the sand fraction (86%). The samples react differently compared to fine grained substrates on subzero temperatures. Depending on soil water content, high pressures arise during freezing. Aggregation effects are, in lack of fine fractions and high organic contents, negligible. The building of ice lenses is inhibited by low unsaturated water conductivity. Minimum temperatures were not deep enough to show thermal contraction in the frozen soil column. Changes in soil structure are not significant.

CO₂-production in soil profile of a *low-centre polygon* and a *soil wedge polygon* was studied in the field with the help of an infrared gasanalyser (Walz, Germany). The production rates are influenced by the soil water content, soil temperature and nutrient availability and show a heterogeneous pattern. Highest values are achieved in the upper horizons of the *soil wedge polygon*, but taking the whole profile into consideration, potential CO₂-production was highest at the *low-centre polygon*.

3 Einleitung

Jahreszeitlich bedingte Temperaturänderungen über 0°C hinaus resultieren in polaren Gebieten zu einem wiederkehrenden Auftauen und Gefrieren des Bodens. Der Wechsel von Sommer und Winter führt nicht nur für die Flora und Fauna zu extremen Lebensbedingungen, die besondere Anpassungen erfordern, auch im Boden kommt es zu bedeutenden Veränderungen der physikalischen und mechanischen Zustandsgrößen. Das Gefrieren des Bodenwassers und der Mangel an Licht reduzieren biologische Bodenprozesse im Winter auf ein Minimum. In kurzen Sommern tauen die Böden einige Zentimeter bis Meter auf. Unterhalb dieser Auftauschicht (*active layer*), auf die sich die biologischen Prozesse konzentrieren, bleibt der Boden jedoch auch im Sommer gefroren.

Auf der Nordhalbkugel sind ca. $22,8 \times 10^6$ km², bzw. 23,9 % der eisfreien Landoberfläche von Permafrost beeinflusst (Zhang et al. 1999). Allein in Rußland entspricht dieses einer Fläche von 11×10^6 km² (French 1996). Die südliche Grenze des kontinuierlichen Permafrostes Asiens liegt zwischen 50°N und 60°N, d.h. auf der Breite des Baikalsees und des Altai Gebirges. Neben dem Permafrost spielt die isolierende Wirkung der Vegetations- und Schneebedeckung für die Beschaffenheit der Lebensräume eine wichtige Rolle, v.a. vor dem Hintergrund, daß 44 bis 53% der nördlichen Landoberfläche für mehr als ein halbes Jahr von Schnee bedeckt sind (Sommerfeld 1993).

Variierende abiotische Faktoren wie Niederschlag, Temperatur, Strahlung etc. sowie die spezifische Lage und Charakterisierung des Standortes beeinflussen dessen pedologische und biologische Prozesse auf kleinstem Maßstab. Durch das Gefrieren wird im Boden Wasser als Eis gebunden und steht somit für Pflanzen und Mikroorganismen nicht zur Verfügung. Dieser Prozeß gleicht einer Trocknung und führt ebenso zu einer Veränderung der Bodenstruktur. Stärke der Deformation und Dislokation der Bodenpartikel sind vom Substrat und Ausgangswassergehalt abhängig. Die durch Gefrierprozesse hervorgerufenen Veränderungen der Bodentextur und -struktur nehmen nicht nur Einfluß auf die mechanischen und physikalischen Zustandsgrößen des Bodens, sondern auch auf die biologischen und mikrobiologischen. Die genauere Betrachtung der durch den Phasenwechsel induzierten Veränderungen des Porensystems und der Bodenaggregate kann daher einen wesentlichen Beitrag liefern, die Modifikation spezifischer Bodenprozesse besser zu verstehen.

Daß zyklische Gefrier- und Tauprozesse auch Auswirkungen auf die Freisetzung von Bodengasen haben, findet seit mehreren Jahren wissenschaftliche Beachtung (vergl. Mack 1963, Skogland et al. 1988, Glotov 1992, Fedorov-Davydov 1992, Zimov et al. 1996) ebenso wie winterliche Freisetzungen von CO₂ aus dem Boden an die Atmosphäre (vergl. Zimov et al. 1992, Klein und Schimel 1995, Brooks 1997, Oechel et al. 1997, Mast et al. 1998, Jones et al. 1999). Neben der quantitativen Aufnahme der CO₂-Freisetzung, die während zwei Feldsaisons (1998 und 1999) in Sibirien stattfanden, liegt das Hauptaugenmerk der Untersuchungen auf dem Gefrierverhalten verschiedener

Bodensubstrate. Meßbare Veränderungen im Spannungsfeld des Bodens während des Gefrierens sollen helfen, den Einfluß des Strukturierungsgrads, der Korngrößenverteilung und des Wassergehaltes auf den Gefrierprozeß zu erläutern. Mit Hilfe dieser Daten können Rückschlüsse auf bodenmikrobiologische Prozesse wie Respiration und Freisetzung von Bodengasen (CO_2 , CH_4) während des Gefrierens und für die Dauer des gefrorenen Zustandes gezogen werden.

Ziel der Arbeit ist es, durch Feldarbeit gewonnene Boden- und Klimadaten als Basis für laborgestützte Gefrierversuche zu benutzen. Bodenmaterial wird hierfür im unstrukturierten wie auch im strukturierten Zustand beidseitig, der Freilandsituation entsprechend, gefroren. Im Labor wird der Gefrierprozeß in einem geschlossenen Systems nachgestellt, d.h. es herrscht Volumenkonstanz - ein laterales wie auch vertikales Ausweichen der Sedimente wird verhindert. Mit Hilfe der vorgestellten Versuchsmethode sollen wassergehalts- und substratabhängige Strukturentwicklungen erarbeitet werden. Frostinduzierte Bodenstrukturen bedingen zum einen die Bildung von Frostmusterstrukturen und nehmen zum anderen Einfluß auf den Gasfluß vom Boden an die Atmosphäre.

Die vorliegende Arbeit ist Teil des multi-disziplinären Deutsch-Russischen Verbundprojektes „Laptev Sea 2000“ gewesen. Forschungszeitraum war April 1998 bis Dezember 2000. Finanziert wurde das Projekt vom Deutschen Ministerium für Forschung und Technologie (BMBF Nr.: 007-6200). Die Feldarbeiten im Juli / August 1998 und im Mai bis September 1999 wurden auf O. Samoylov im Lena Delta in Zusammenarbeit mit dem Institut für Bodenkunde Hamburg, dem Alfred-Wegener Institut Potsdam, dem Arctic and Antarktis Research Institute in St. Petersburg und dem Lena Delta Nature Reserve in Tiksi durchgeführt.

4 Stand der Forschung

Kryostatische Druckentwicklung findet in der neueren Literatur wenig Beachtung, wengleich ihr Auftreten mit der Bildung von Frostmusterbodenformen in Verbindung gesetzt wird (French 1976, Mackay und MacKay 1976, Williams und Smith 1989).

Es werden vielfach Labor- und Feldversuche zitiert, die in den 60er und 70er Jahren durchgeführt wurden, (vergl. Grechishev 1973, Tsytoich 1976). Einen guten Überblick gibt Washburn (1979), der vor allem in Rußland durchgeführte Arbeiten zusammenfaßt. Von ihm stammt auch die weit verbreitete Definition von kryostatischen Drücken „... as the hydrostatic pressure set up in pockets of unfrozen material trapped between the downward freezing active layer and the permafrost table when the active layer becomes irregularly anchored to the permafrost table by freezing to it in some places sooner than in others.“ Washburn beschränkt sich in dieser Definition auf Porenwasserdrücke, die beim Wiedergefrieren in Permafrostböden auftreten. Denn nur in diesen Böden ist ein beidseitiges Gefrieren, von der Bodenoberfläche nach unten und von der Permafrosttafel aufwärts, gewährleistet.

Kryostatische Drücke werden als Ursprung vieler Frostmusterformen angesehen. Ungefrorenes Bodenmaterial wird dabei zwischen den beiden fortschreitenden Eisfronten unter Druckanstieg eingeschlossen, bis es an Schwächezonen seitlich oder hauptsächlich nach oben ausweichen kann. Mackay (1976) versuchte diese Hypothese mit Feldversuchen an hummocks¹ zu belegen. In dem Zeitraum von 1967 bis 1972 fanden Feldversuche in Innuvit, Kanada statt, mit denen die Genese von hummocks erklärt werden sollten. Für die in situ Messung wurden Druckzellen in ein hummock Profil installiert und über zwei Jahre im Boden gelassen. Temperaturbedingte Ausfälle und Eisbedeckung der Druckzellen limitierten die Ergebnisse. Dennoch konnten Aussagen über das jahreszeitliche Verhalten der Bodenformen getroffen werden. Die maximal erreichten Drücke liegen zwischen 100 und 200 kPa. Eislinnenbildung im oberen und unteren Bereich der Auftauschicht des hummock ist ein weiterer Parameter, der bei den Untersuchungen von Mackay und MacKay (1976) Aufmerksamkeit erregte. Eislinnenbildung resultiert in einem Wasserverlust im noch ungefrorenen Bodenbereich, der zu einer Verdichtung und hoher Wasserspannung führen kann. Der hummock-Kern ist durch Austrocknung und erhöhter Stabilität gekennzeichnet.

Die Bedeutung der Gefrierprozesse spiegelt sich schon in den Arbeiten von Bisal und Nielsen (1967) wieder „Pressures of near 146 kg cm⁻² caused by the freezing of water have been measured. This is a sufficient pressure insofar as most physical processes in soil formation or modification are concerned“. Ihre Arbeit konzentriert sich auf Frost-Tau-Zyklen und ihre Auswirkungen auf Stabilität und Größe von Bodenaggregaten.

¹ hummock: auch bare centred hummock, frost boil, frost scar genannte typische Bodenform der Tundra; die ca. 50 cm hohen, meist vegetationsbedeckten Aufwölbungen erzeugen eine unregelmässige Bodenoberfläche, ihr Ursprung liegt in der kryostatischen Druckentwicklung (Mackay und MacKay 1976, Smith und Williams 1989).

Pissart führte 1970 Laborversuche zur Erfassung kryostatischer Drücke durch. Ein Bodenvolumen (46 cm breit und 10 hoch) erfuhr innerhalb von 96 Stunden eine Abkühlung von 16°C auf -12°C und im Anschluß einen Temperaturanstieg auf 8°C. Der Temperaturverlauf sollte einem Temperaturjahreszyklus entsprechen. Druckzellen befanden sich in 8,5 cm Tiefe und zeichneten sowohl Expansionen (positive Drücke) wie auch Kontraktionen (negative Drücke) auf. Ist die Nullgradgrenze in dem Boden erreicht, kommt es zu einem kurzweiligen, rasanten Druckanstieg, dem ein stark ausgeprägter Druckabfall folgt, der sich bis in den Negativbereich fortsetzt.

Von Tsytoovich (1974) wurden ebenfalls Gefrierversuche durchgeführt. In der Igarka Scientific Research Station, Rußland, durchgeführte Untersuchungen führten zu dem Resultat des Druckanstieges mit abnehmender Temperatur. Gemessen wurde ein Druckanstieg von 10 auf 70 kPa in 50 cm Tiefe bei einem Temperaturabfall von 0 auf -17°C. Erklärt wird der Druckanstieg durch: „variation of the temperature in a frozen ground in the subzero range affects not only its ice content, but also its state of stress, and this, in turn, influences its mechanical properties“. Es handelt sich um die Kombination von verschiedenen Faktoren, die eine Änderung des Bodendruckes beim Wiedergefrieren hervorrufen.

Gefriert reines, unter Atmosphärendruck stehendes Wasser bei 0°C, entstehen die maximal möglichen Eisdrücke, die bei -22°C ca. 2,2 MPa betragen. Unterhalb dieser Temperatur beginnt das Eis zu kontrahieren. Der Ausdehnungskoeffizient von reinem Eis beträgt nach Dylik (1966) $52,7 \times 10^{-1}$ bei 0°C und $50,5 \times 10^{-1}$ bei -30°C. Es kommt also nach der Expansion (Druckanstieg) durch den Phasenwechsel zu einer Kontraktion (Druckabfall) des Eises, die für den Boden um so gravierender ist, je höher der Eisgehalt ist. Der maximale Druck tritt jedoch im Freiland so gut wie nie auf, da die Bedingungen, ein geschlossenes System und ein rasantes von oben abwärts gerichtetes Gefrieren im gesättigten Zustand, nicht gegeben sind. Es sind nicht nur die Randbedingungen, die einem Druck von 2,2 MPa entgegenwirken, sondern auch die Materialeigenschaften. Die Grenze möglicher Zugspannungen liegt bei Steinen zwischen 1,4 und 10 MPa (Tricart 1970), d.h. werden diese Werte überschritten, kommt es zum Zerschlagen der Steine.

Die Arbeit von Colbeck (1982) beschäftigt sich mit der Konfiguration von Eis in gefrorenen Medien. Er untersuchte im Labor die Eisbildung in einem Sand- / Glasperlengemisch und kam zu interessanten Ergebnissen. Die Eisverteilung im Porensystem erfolgt zum einen bimodal, d.h. einige Poren sind fast gänzlich eisgefüllt, wohingegen andere eisfrei sind. Mit diesen Ergebnissen belegten sie die von Miller (1973) durchgeführten Untersuchungen. Bei schneller Abkühlung gehen Miller (1973) wie auch Colbeck (1982) davon aus, daß zuerst Wasser in feineren Poren gefriert und erst danach wassergefüllte gröbere Poren, unter der Voraussetzung gleicher chemischer Zusammensetzung des Porenwassers. Leider ist die Aussage nicht mit der Angabe thermischer Gradienten und Porenquerschnitten belegt.

Hohe Temperaturgradienten verstärken den Transport über die Wasserdampfphase und somit das Eiskristallwachstum.

In der neueren Literatur sind Arbeiten über kryostatische Druckentwicklung nur sehr selten zu finden. Nur ein Bereich, der sich mit einem der Eisdruckentwicklung zugehörigem Phänomen beschäftigt, wird in zahlreichen wissenschaftlichen Arbeiten berücksichtigt. Gemeint ist die Entstehung von Eiskeilen und ihre meist polygonale Verbreitung in polaren und alpinen Gebieten. Als Grundlage hierfür dienen Arbeiten von z.B. Lachenbruch (1962), Washburn (1963, 1979), Kerfoot (1972), Romanovskij (1973), die bis heute durch zahlreiche weitere Arbeiten ergänzt werden, vgl. Ballantyne und Matthews (1982, 1983), Mackay (1990), Allard und Kasper (1998). Grundlage für die Eiskeilbildung ist die Thermokontraktion des gefrorenen Bodens. Ballantyne und Matthews (1982, 1983) untersuchten in ihren Arbeiten südlich der Permafrostgrenze Rißbildungen, die infolge von Austrocknungen entstanden sind. Eine Thematik, die sich auch in den Arbeiten von Jahn (1975) und French (1976) wiederfinden läßt. Trockenrisse können hervorgerufen werden durch Oberflächenevaporation oder durch Wasserbewegungen in Richtung der Eisfront / Eislinsen. Unabhängig von dem Auslöser handelt es sich um eine Kontraktion des Bodens, die zu einer plastischen Modifikation der Bodenstruktur führt. Jahreszeitlich bedingte Temperaturänderungen führen zu Spannungsänderungen im Boden, die in der Ausbildung von Frostrissen resultieren können. Die Spannungen, die für die Ausbildung von Polygonstrukturen verantwortlich sind, stehen im Verhältnis zu dem vertikalen Temperaturgradienten, der Distanz zur nächsten Störungszone (z.B. ein anderer Riß), dem Elastizitätsmodul und dem Ausdehnungskoeffizienten des Substrates (Yershov 1998). Je größer die Temperaturamplitude ist, desto geringer ist die Polygongröße.

Auf einem Symposium in Japan stellten Wood und Williams 1985 Ergebnisse zur „Stress distribution in frost heaving soils“ vor. In ihren Experimenten untersuchten sie Schluff- und Tonböden hinsichtlich ihres Gefrierhaltens. Die Proben waren mit Thermistoren und Druckaufnehmern versehen und wurden einseitig gefroren. Ein Wasserreservoir unterstützt die Eislinsenbildung. Das einseitige Gefrieren baute starke Druckunterschiede innerhalb der Probe auf. Obwohl die Probengesamthöhe nur 3,5 cm betrug und der Abstand zwischen den beiden Druckaufnehmern nur 1,2 cm, bauten sich in der Probe Druckunterschiede von mehr als 180 kPa auf.

Der Literaturüberblick bestätigt die Auswirkungen von Gefrierprozessen auf physikalische Bodeneigenschaften und hebt deren Bedeutung für die Freisetzung von Bodengasen beim Gefrieren hervor. Bisherige Forschungsarbeiten gehen durchaus auf den Zusammenhang zwischen Frost-Tau-Zyklen und Gasfreisetzung aus dem Boden ein, berücksichtigen aber nicht das unterschiedliche Gefrierverhalten verschiedener Bodensubstrate. Da ein Sandboden anders gefriert als ein Lehmboden,

ist es durchaus möglich, daß das unterschiedliche Gefrierverhalten auch Auswirkungen auf die möglichen Freisetzungen von Bodengasen hat.

Skogland et al. (1988) erklärten den Respirationsanstieg, den sie in ihren Experimenten unmittelbar nach dem Auftauen nachweisen konnten mit dem erhöhten Nahrungsangebot durch abgestorbene Mikroorganismen. Die Versuchsergebnisse sind nur eingeschränkt auf Freilandbedingungen übertragbar, da es sich um Proben aus einem homogenisierten Oberboden handelt, der ungerichtet in Plastikbeutel bei -7°C eingefroren wurde. Coyne und Kelley (1971) erfaßten in ihren Experimenten die CO_2 Freisetzung während des Gefrierens von ungestörten Bodenkernen (17 bis 31 cm Länge) mit Hilfe eines Infrarot-Gasanalytators. Während des Phasenwechsels wiesen sie v.a. in grobkörnigen Substraten mit hohem Wassergehalt eine verstärkte CO_2 -Freisetzung nach. Auch hier entspricht der Gefriervorgang des Laborversuches nicht den natürlichen Bedingungen. Das bi-direktionale Gefrieren durch zwei fortschreitende Eisfronten wurde in den Versuchen nicht berücksichtigt, aber bei der Übertragbarkeit der Ergebnisse beachtet: „As these two fronts approach each other in the autumn, CO_2 is evolved into the unfrozen layer. Some of the CO_2 may escape to the tundra surface in proportion to texture, cracking, and other avenues of escape... Some of the CO_2 may become trapped within the freezing active layer and may slowly escape causing a soil surface CO_2 level slightly higher than ambient air during the winter months”.

Beim Abkühlen stellten Coyne und Kelley (1971) während des Phasenwechsels einen erhöhten CO_2 Ausstoß fest. Die Löslichkeit von Kohlendioxid in Wasser steigt mit abnehmender Temperatur an und erreicht vor dem Gefrierpunkt des Wassers ihren maximalen Wert. Beim Gefrieren wird das CO_2 freigesetzt und kann sich in den noch ungefrorenen Bodenbereich anreichern.

Für erhöhte frühjährliche CO_2 Ausstöße, die Kelley et al. (1968) feststellten, werden von Coyne und Kelley (1971) im wesentlichen physikalische Prozesse verantwortlich gemacht. Unterschiedliche thermische Eigenschaften der Bodenkomponenten während der Auftauphase sollen für den Frühjahrsanstieg verantwortlich sein, da in dieser Jahreszeit die Wachstums- und Assimilationsbedingungen für einen biologischen CO_2 Ursprung nicht ausreichen.

Winterliche CO_2 Emissionen werden nicht nur durch physikalische Prozesse begründet, sondern auch durch biologische. Oechel et al. (1997) machen für den Winter CO_2 Ausstoß kältetolerante Mikroorganismen, v.a. Pilze, verantwortlich. Zimov et al. (1993) beschreiben den ungefrorenen Bereich zwischen den Eisfronten als einen relativ warmen und gut durchlüfteten Lebensraum, der zu Beginn des Winters noch mikrobielle Aktivitäten ermöglicht. Sie ermittelten winterliche Emissionsraten, die 20% der frühjährlichen Emissionswerte erreichen. Der Mechanismus, der für die CO_2 Emission im Winter verantwortlich ist, ist nicht eindeutig geklärt. Zum einen wird die CO_2 Freisetzung beim Gefrieren als Quelle einkalkuliert. Da nach Zimov et al. (1993) der CO_2 Ausstoß über der Rate liegt, die durch den Gefrierprozeß freigesetzt werden kann, werden zusätzlich biologische Quellen in Betracht gezogen. Für die Freisetzung der im gefrierenden Boden gebildeten

Gase machen Miller (1983) und Williams (1983) ein unterschiedliches Expansions- und Kontraktionsverhalten des Bodens verantwortlich.

Schneebedeckung wirkt sich auf thermische Regime des Bodens aus. Durch ihre isolierenden Eigenschaften bestimmt der Zeitpunkt des Schneefalls die Strenge des Bodenfrostes. Setzt der Schneefall ein, bevor die Temperatur weit unterhalb die Nullgradgrenze sinkt, schützt er den Boden vor einem starken Wärmeverlust. Ob und wie stark mikrobielle Aktivität im schneebedeckten Boden möglich ist, ist Gegenstand der Arbeiten von z.B. Sommerfeld et al. (1993), Zimov et al. (1993a, 1993b, 1996), Brooks et al. (1997), Oechel et al. (1997) Mast et al. (1998), Jones et al. (1998, 1999). Die ermittelten CO₂ Flußraten sind das Ergebnis von kontinuierlicher, unter der Schneedecke stattfindender Respiration. In welchen Bodenbereichen die CO₂ Produktion stattfindet, ist nicht eindeutig geklärt (Brooks et al. 1997). Der CO₂-C Verlust vom Boden an die Atmosphäre ist direkt abhängig von der Dauer und dem Zeitpunkt der Schneeakkumulation. Fehlt eine isolierende Schneedecke, führen häufige Frost-Tau-Zyklen zu einer Dezimierung der mikrobiellen Population im Boden, wobei jeder Frost-Tau-Zyklus zu einer geringeren gesamt heterotrophen Aktivität führt (Brooks et al. 1997).

5 Felduntersuchungen: Der Permafrostboden als Quelle für CO₂

5.1 Material und Methoden

5.1.1 Untersuchungsgebiet: O. Samoylov

Die Felduntersuchungen wurden 1998 und 1999 auf O. Samoylov im Lena-Delta Ost Sibiriens durchgeführt. Die Feldsaison 1998 ermöglichte einen 4 Wochen langen Inselaufenthalt. In Zusammenarbeit mit den bereits erwähnten Instituten wurden während der Sommerphase gemeinsame Leitprofile angelegt und für Laboranalysen beprobt sowie eine Bodenkartierung durchgeführt. Die Expedition 1999 startete Ende April und der Feldaufenthalt dauerte von Anfang Mai bis Anfang Juni. Bis Anfang September besuchten noch zwei weitere Expeditionsteams die Insel. Diese personelle Abdeckung ermöglichte es, saisonale Schwankungen vom Spätwinter über den Sommer bis zum Spätherbst zu erfassen.

O. Samoylov (72° N, 126° E) ist Teil des 1986 gegründeten und 14330 km² umfassenden Lena Delta Nature Reserve (LDNR) (vergl. Abbildung 5-1). Nach dem Yenisei ist die Lena der zweitgrößte Fluß Sibiriens. Die Lena besitzt das größte arktische Delta, das von Tundra bedeckt ist (Gilg et al. 2000). Das insgesamt 32000 km² große Lena Delta besteht aus 1500 Inseln. Mit einer Fläche von 1200 ha liegt Samoylov nahe der Lena Mündung in einem der Hauptarme des Deltas. Das Delta weist ein dichtes Netzwerk von ca. 6500 Kanälen auf. Die maximale Höhe dieses großen Gebietes liegt bei 75 m.

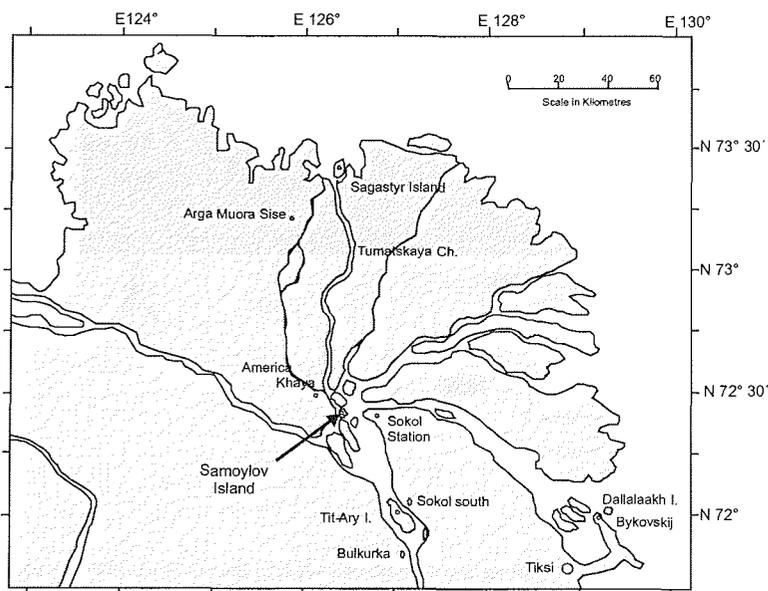


Abbildung 5-1: Übersicht über das Lena Delta (Lokation der Insel ist mit einem Pfeil gekennzeichnet).

Der Ursprung des heutigen Deltas ist sowohl sedimentologisch als auch tektonisch zu erklären. Tektonische Vertikalbewegungen pleistozäner und holozäner Sedimente sind ebenso wie rezente hydrologische Prozesse für die Gestaltung des Deltas verantwortlich. Die jährliche Menge von im Flußwasser suspendierten Sedimenten wird von den Wissenschaftlern noch diskutiert und liegt zwischen 11,8 und 21 Mt J^{-1} (Are und Reimnitz, im Druck).

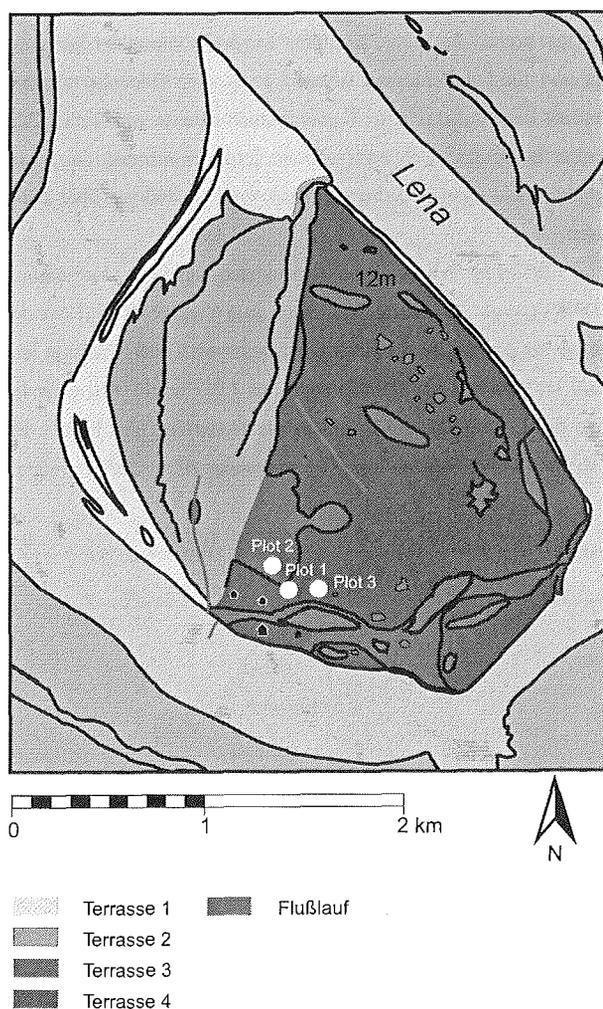


Abbildung 5-2: Schematische Abbildung der O. Samoylov (nach: Becker et al. 1999 in: Rachold et al. 1999)

Das Landschaftsbild O. Samoylov (vergl. Abbildung 5-2) wird von Erosion und Akkumulation geprägt. Küstenerosion, hervorgerufen durch starke Strömungen v.a. im Frühjahr nach der Eisschmelze, aber auch Erosion durch Eisschollen, haben an der östlichen Inselfseite ein Kliff mit Abbruchkanten geschaffen. An der Leeseite kommt es zur Ablagerung von fluviatilen und äolischen Sedimenten. Nicht nur Wasser spielt als Transportmedium für die Sedimente eine Rolle, sondern auch der Wind, der zum Teil beachtliche Mengen an Schluff- und Feinsandmaterial in windgeschützten Bereichen ablagert und als Ausgangsmaterial für die Bodenbildung zur Verfügung stellt. Datierungen von Kuptsov und Lisitsin (1996) ergaben an einem 11 m tiefen Profil auf O. Samoylov ein C^{14} Alter der holozänen Sedimente von 2140 ± 110 Jahre in 360 cm und 4420 ± 240 Jahre in 420 cm Bodentiefe.

5.1.2 Langfristige Klimadaten im Lena-Delta (Tiksi)

Die Laptev-See wirkt sich stark auf das subarktische Tundrenklima des Lena-Deltas aus. Bereits Ende September / Anfang Oktober setzt die Meereisbildung in dem Randmeer des Arktischen Ozeans ein (Kassens 1997). Die Lena beginnt im November zu gefrieren und bleibt bis Anfang Juni, wenn der sommerliche Eisaufbruch startet, zugefroren. Der Austausch mit den wärmeren Luftmassen über dem Meer kommt zum Erliegen und bedingt ein rasches Abfallen der Temperaturen. Die lange Dunkelheit des Polarwinters beginnt für das Jahr 1998/99 am 3. November und dauert bis zum 9. Februar (Quelle: U.S. Naval Observatory, Astronomical Applications Department). Abbildung 5-3 zeigt die monatlichen Niederschlagssummen [mm] und die monatlichen Durchschnittstemperaturen für Tiksi in dem Zeitraum von 1990 bis 1999. Im September erreichen die Lufttemperaturen erstmals Werte unter 0°C . Für 9 Monate (September bis Mai) liegen die mittleren Tagestemperaturen unterhalb der Nullgradgrenze. Die minimalen Lufttemperaturen liegen zwischen -30°C und -35°C und treten im Januar oder Februar auf. Während des Winters kommt es vereinzelt zu Temperaturoszillationen, die 5°C bis maximal 10°C betragen können.

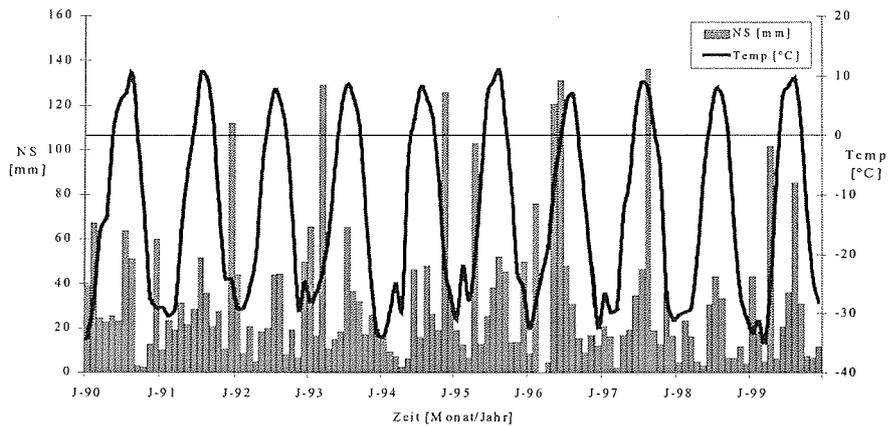


Abbildung 5-3: Monatliche Niederschlagssummen [mm] und monatliche Durchschnittstemperaturen in Tiksi zwischen 1990 und 1999. Datenquelle: DWD, Hamburg

Die Schneebedeckung ist stark reliefabhängig und unterliegt großen Schwankungen. Akkumulation an windgeschützten Stellen, z.B. Bereiche des Polygonzentrums, wechseln sich mit nur sehr geringer Schneebedeckung an exponierten Stellen, z.B. auf Polygonwällen ab. Insgesamt ist der winterliche Niederschlag zwischen November und Februar mit 22 mm (vergl. Kapitel Felduntersuchungen) recht gering, wobei auch Schneefälle im Sommer nicht auszuschließen sind.

Trotz der geringen Mengen (200-300 mm - Tiksi) sind die Auswirkungen des Niederschlags groß. Der untergelagerte Permafrost verhindert eine Infiltration der frühjährlichen Schmelzwässer, die das größte hydrologische Ereignis darstellen, und führt vor allem in Senken zu gesättigten Bodenverhältnissen. Eine mächtige Schneebedeckung bedeutet bessere Isolierung des Bodens, aber auch größere Mengen an Schmelzwässern. Schlecht drainierbare Bereiche erhalten somit noch zusätzliches Wasser, das abgeführt werden oder verdunsten muß.

Schneebedeckung hat starken Einfluß auf den Wärmefluß zwischen Boden und Atmosphäre. Die im Vergleich zu schneefreien Flächen hohe Albedo des Schnees reduziert die Absorption der solaren Energie und vermindert die Temperatur der Schneeoberfläche. Auf der anderen Seite reduziert sie aber auch aufgrund ihrer geringen thermischen Leitfähigkeit ($0,12$ bis $0,46 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$), den Wärmeverlust von der Bodenoberfläche an die Atmosphäre.

Tabelle 5-1 zeigt die mittlere monatliche Schneebedeckung in Tiksi in den Jahren 1980 bis 1990. Die Gesamtschneehöhen sind nur begrenzt auf die Untersuchungsstandorte O. Samoylovs anzuwenden, da die Schneeverteilung in erster Linie vom Mikrorelief bestimmt wird. Die Schneeverteilung in der baumlosen Tundra wird fast ausschließlich von Windereignissen gesteuert. Der Schnee bleibt in den

seltensten Fällen am Ort der Erstdeposition liegen, sondern wird z.T. mehrmals umgelagert, was einen großen Einfluß auf die Form der Schneekristalle und die Schneedichte hat. Die Schneedaten geben vielmehr einen Überblick, wann im langjährigen Mittel mit Schneefällen zu rechnen ist. Eine im Frühsommer durchgeführte Schneekartierung am Meßplot 3 (*low-centre polygon*) soll die Heterogenität der Schneeverteilung verdeutlichen (vergl. Abbildung 5-13). Betrachtet man in diesem Zusammenhang den Verlauf der Lufttemperatur, können Abschätzungen über den Einfluß einer möglichen Schneebedeckung auf den Lebensraum Boden getroffen werden.

Zu Beginn des Herbstes fallen die Lufttemperaturen unter die Nullgradgrenze und erreichen Ende September -10°C . Zu dieser Jahreszeit gibt es in der Regel noch keine nennenswerten Schneefälle. Dies hat zur Folge, daß die kalten Luftmassen, nur durch die Vegetation behindert, in den Boden eindringen und seine Auskühlung einleiten. Im Oktober, November und Dezember bildet sich eine recht gleichbleibende Schneebedeckung, die in Tiksi zwischen 4 und 6 cm mächtig ist. Vermehrte Schneefälle treten zu Jahresbeginn (Januar bis März) auf. Die Schneedecke beträgt im Mittel in diesem Zeitraum knapp 8 cm, und die Lufttemperaturen schwanken zwischen -20 und -40°C . Die höchsten, wenn auch starken Schwankungen unterlegenen, mittleren Schneefälle, fallen in den Monaten April und Mai. Auch im Juni kann es zum Teil noch zu erheblichen Schneefällen (z. B. 14 cm 1985 und 15 cm 1986) kommen. Die Lufttemperaturen auf O. Samoylov im Juni 1999 weisen kontinuierlich Werte über der Nullgradgrenze auf.

Jahr	Jan.	Feb.	Mrz.	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1980	6,3	7,7	11,7	14,3	22,0	5,3	0,0	0,0	0,0	3,3	5,7	5,3
1981	5,5	5,7	6,0	6,3	6,3	0,0	0,0	0,0	0,0	4,7	3,3	4,7
1982	6,7	6,7	5,0	8,0	11,0	3,3	0,0	0,0	0,7	3,0	3,0	3,7
1983	3,0	3,0	5,0	5,7	6,3	1,7	0,0	0,0	0,0	3,7	2,0	2,0
1984	3,0	2,0	2,0	3,3	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	5,7	24,3	15,3
1985	18,0	17,7	17,0	20,0	32,2	14,0	0,0	0,0	0,0	4,3	7,3	11,7
1986	16,0	16,0	15,3	15,7	19,0	15,0	0,0	0,0	0,0	2,0	4,0	6,0
1987	6,3	5,3	6,3	6,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	2,0	1,7
1988	4,3	5,7	5,3	10,0	9,3	3,3	0,0	0,0	0,0	8,3	8,0	7,3
1989	8,3	9,3	0,0	10,0	8,3	1,3	0,0	0,0	0,0	3,3	2,3	2,3
1990	2,7	3,0	6,3	11,7	2,3	0,0	0,0	0,0	0,0	5,0	5,0	3,7
1980-1990	7,3	7,5	7,3	10,1	10,7	4,0	0,0	0,0	0,1	4,1	6,1	5,8

Tabelle 5-1 Mittlere monatliche Schneebedeckung [cm] in Tiksi zwischen 1980 und 1990 Quelle: http://nsidc.org/NOAA/FSU_snow_surveys/²

Dieses läßt die Vermutung zu, daß späte Schneereignisse nicht die Regel sind, sondern durch Kälteeinbrüche hervorgerufen werden und starken Jahresschwankungen unterliegen. Schneefälle, die

² Snow surveys were carried out at regular intervals. Each snow survey was carried out not more than five kilometers from the station and not closer than one-half of a kilometer to railroads, highways, or settlements with industrial plants. The snow survey routes were laid out to cross the typical terrain of the region. Routes in open areas were 2000 meters in length. Routes in partially forested areas were 1000 meters, and routes in heavily forested areas were 500 meters. Snow surveys were carried out on the 10th, 20th, and the last day of each month during the snow cover season. During snow melt, surveys were carried out every five days. The suggested frequency of snow surveys was not always followed and thus there may be data on any given day throughout the month. Snow depth and snow weight were measured at specified intervals along the route. State of the snow, thickness of layers, and snow characteristics are noted along the route. Upon completion of the snow survey, the measurements are averaged across the entire route and are then used to calculate snow density and snow water equivalent. Done by: Professor Alexander Krenke (Russian Academy of Sciences, Institute of Geography Laboratory of Dynamical and Historical Climatology Staromonetny 29 Moscow, 109017 Russia).

durch Kälteeinbrüche hervorgerufen werden, treffen auf den zum Teil schon angetauten Boden, schmelzen und können den Wassergehalt der Auftauschicht erhöhen. Der Juli und der August und mit einer Ausnahme auch der September sind die einzigen Monate ohne Schneefälle.

5.1.3 Frostmusterbodenformen im Untersuchungsgebiet und ihre Entstehung

In dieser Arbeit werden nur die Frostmusterbodenformen näher erläutert, die das Landschaftsbild O. Samoylov und den Großteil des Lena Deltas prägen und als Grundlage für die vorliegende Arbeit verwendet werden. Hierzu gehört zum einen das *low-centre polygon* und zum anderen das *soil wedge polygon*.

Auf O. Samoylov sind, durch die Akkumulation vorwiegend sandiger Partikel und das Fehlen größerer Komponenten, die Bedingungen für eine auffällige Frostsartierung nicht gegeben. Frostmusterbodenformen wie z.B. Steinringe, Streifenböden, sortierte Polygone und Stufen, die an ein Vorkommen von skelettreichen Substraten (Fraktionen > 2 mm) gebunden sind, sind daher auf der Insel nicht anzutreffen. Nichtsortierte Polygonböden sind mit ihrem polygonalen Netzwerk die Bodenstrukturen, die das Landschaftsbild der Insel vor allem in den älteren Bereichen in verschiedensten Stadien prägen. Neben *high* und *low-centre polygon* mit noch wachsenden Eiskeilen, gibt es als Degradationsstadium Thermokarstseen. Ein anderer Polygontyp – der *soil wedge polygon* – ist eine weitere Bodenform, die ihren Ursprung in der Thermokontraktion hat. Die Polygondurchmesser überragen den der *low-centre polygon*, die Wälle sind aber nicht so ausgeprägt und die Zentren sind nicht wassergefüllt.

Eingeschränkte Infiltration, niedrige Wintertemperaturen, dünne Schneebedeckung vor allem im Wallbereich, hohe Sedimentationsraten und ein hoher Eisgehalt bieten die Voraussetzungen für die Formation von polygonalen Rißstrukturen, begleitet von Eiskeilnetzen (Sepälä 1991). Die geringe Schneebedeckung bedingt nur eine geringe Isolation des Bodens, und Lufttemperaturen von bis zu -50°C können den Boden bis in größere Tiefe auf -15 bis -20°C auskühlen.

Beiden Bodenformen liegen in erster Linie physikalische Prozesse zugrunde, die in Zusammenarbeit mit den standortspezifischen Gegebenheiten in der Ausbildung von Polygonstrukturen resultieren. Polygonböden sind die auffälligsten Bodenformen der arktischen und subarktischen Regionen. Eiskeilpolygone benötigen für ihre Ausbildung Permafrost. Ihre Form und Größe sind in erster Linie von der Substratzusammensetzung, den Wasserverhältnissen und dem Altersstadium abhängig. In Abhängigkeit von dem Grad der Heterogenität variiert das Erscheinungsbild des Polygons. Verantwortlich für die Ausbildung ist ein durch Thermokontraktion hervorgerufener, nur wenige Millimeter weiter vertikaler Riß. Der Riß entsteht im Winter, wenn infolge des Bodenfrostes auftretende Zugspannungen die Bodenstabilität übersteigen, da Eis sich bei Abkühlung unter 0°C wie

jeder feste Körper zusammenzieht. In den entstandenen Riß perkoliert im Frühjahr Schmelzwasser, das in größerer Tiefe auskristallisiert und den Grundstein für die Bildung des Eiskeils bildet. Sind die Lufttemperaturen im Frühjahr höher als die Bodentemperaturen kann auch Kammeis oder Rauhreif den Spalt füllen. Diese im Boden entstandene Schwächezone schließt sich im Sommer nicht vollständig und reißt im darauffolgenden Winter erneut auf. Mit der Rißbildung entsteht eine Entlastungszone, in der die Spannungen für ein weiteres Aufreißen nicht ausreichen. Die Entlastungszone entspricht in etwa der zwei- oder dreifachen Tiefenausdehnung (Romanovskij 1973). Außerhalb dieser Zone kann parallel zum ersten Riß ein neuer Initialriß entstehen. Nahe des Initialrisses herrscht noch immer ein hoher Streß, der dem Riß ein weiteres Wachstum senkrecht in Richtung des maximalen Stresses ermöglicht. Zeitgleich bildet sich, senkrecht zum Initialriß ein sekundärer Riß. Die Entlastung führt zu einer Umverteilung der Spannungen im Bodenvolumen, da sie über den Riß hinweg nicht übertragen werden können. Die zweite Generation der Trennbrüche zeigt bei einem homogenen Sediment rechte Winkel zur ersten Generation (Hartge und Horn 1991). Die ideale Rechteckform wird durch Scherungen und die Heterogenität des Ausgangsmaterials modifiziert: Polygone entstehen.

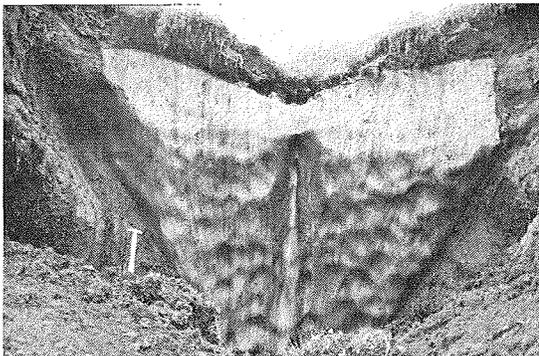


Foto 5-1: Profil eines Eiskeiles an der Kliffkante Samoylovs, Sommer 1998

Sedimentlagen an den Rändern der Eiskeile sind charakteristisch nach oben gemäß des geringsten Widerstandes aufgebogen (vergl. Foto 5-1). Dieses Aufbiegen erfolgt bei der Ausdehnung des Permafrostes infolge der sommerlichen Erwärmung. Die, an der Bodenoberfläche sichtbaren Aufwölbungen, bilden die Polygonwälle. Reicht das Volumen der bedeckenden Sedimentschicht nicht mehr aus und reißt auf, beginnt der Prozeß der Thermoerosion. Schmelzwasser sammeln sich in Vertiefungen, die Phase des Thermokarstes mit der Ausbildung von Thermokarstseen beginnt. Die Eiskeilbildung, bis zur Ausbildung sehr breiter Formen (Maxima in Sibirien 40-50 m) dauert sehr lange. Die Eiskeile beschränken sich auf den Permafrost und werden in der Auftauzone jährlich

beseitigt. Zu einer aktiven Eiskeilneubildung kommt es nur in Gebieten mit kontinuierlichen Permafrost, was Jahresmitteltemperaturen von -6 bis -8°C entspricht.

Bodenkeile (*soil wedges*) bilden sich meist in sandigen oder noch grobkörnigeren Substraten. Zu ihren Verbreitungsgebieten gehören neben Zentral-Jakutien, auch Svalbard, Island und Skandinavien. Im Gegensatz zu den Sandkeilen sind Bodenkeile mit Material angrenzender Bodenhorizonte aufgefüllt. Mit leichten Deformationen sind die Bodenhorizonte in dem Keil nach unten abgesackt (vergl. Foto 5-2).

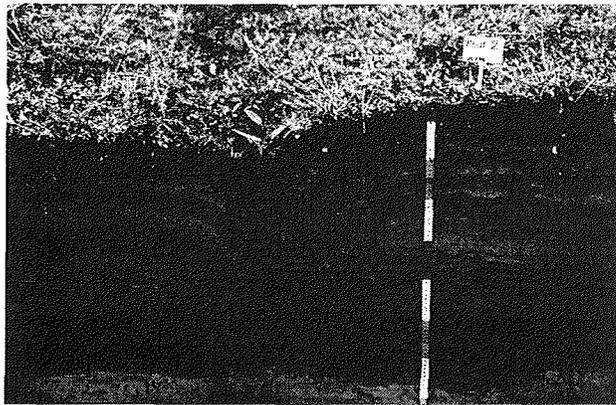


Foto 5-2: Profil eines *soil wedge polygon* (Plot 2), O. Samoylov Sommer 1998

5.1.4 Bestimmung der potentiellen Bodenrespiration

Die Erfassung der Gesamt- CO_2 -Bildung als Parameter der Atmungsaktivität erfolgt mittels des CO_2 Gaswechsels: Bodenproben aus einzelnen Horizonten eines Profils (ca. 10-20 g) werden in Aluminiumschälchen in der Minikuvette einer Gaswechselanlage (vergl. Abbildung 5-4) (Fa. Walz, Effeltrich) untersucht (vergl. Bölder 1990). Der Gasstrom beträgt 500 bzw. 1000 ml m^{-1} . Mit Hilfe eines CO_2 -Gas Analysators (BINOS 100, Fa. Rosemount, Deutschland) wird die CO_2 Produktion als Differenz zu einem Referenzgas (Atmosphärenluft) gemessen. Der Analysator verfügt über einen CO_2 -Absolutkanal (0-2500 ppm) und einen Differenzkanal (-50 bis +50 ppm). Um dem Meßgas Wasserdampf zu entziehen, ist ein Meßgaskühler mit Kältefallen zwischengeschaltet. Mit Hilfe einer Pumpe werden die Gasströmungen gesteuert. Flowmeter sorgen dafür, daß der Gasstrom des Referenzgases mit dem des Meßgases übereinstimmt. Die Einheit der Temperaturüberwachung regelt zum einen die Temperatur des Meßgaskühlers und zum anderen die Temperatur der Kuvette. Neben

der Küvettentemperatur wird über einen Temperatursensor die Proben temperatur erfaßt. Die Versuche fanden im abgedunkelten Zustand im Untersuchungsgebiet statt. Als Meßgröße tritt, bezogen auf das Probentrockengewicht (105°C), auf: $\mu\text{g CO}_2 \text{ g}^{-1} \text{ h}^{-1}$. Die Besonderheit der Gaswechselanlage ist der track-modus. In diesem Modus regelt sich die Küvettentemperatur automatisch nach der Außentemperatur. Für eine weite zeitliche Übertragbarkeit der Respirationsraten durchlaufen alle Proben eine Temperaturreihe von 0°C bis 15°C.

Vorteil dieser Methode der Respirationsbestimmung ist vor allem die schnelle Verarbeitung der Proben. Um Störungen der Bodenstruktur zu minimieren, werden Bodenkerne entnommen, die erst unmittelbar vor der Messung in kleinere Einheiten zerteilt werden. Modifikationen des in situ Zustandes sind dennoch nicht ausgeschlossen, v.a. vermehrter Sauerstoffkontakt und austretendes Bodenwasser verändern den mikrobiellen Lebensraum und können dadurch Einfluß auf die Respirationsraten nehmen. Da es sich jeweils nur um einen kurzen Meßzeitraum handelt, werden diese Beeinflussungen vernachlässigt.

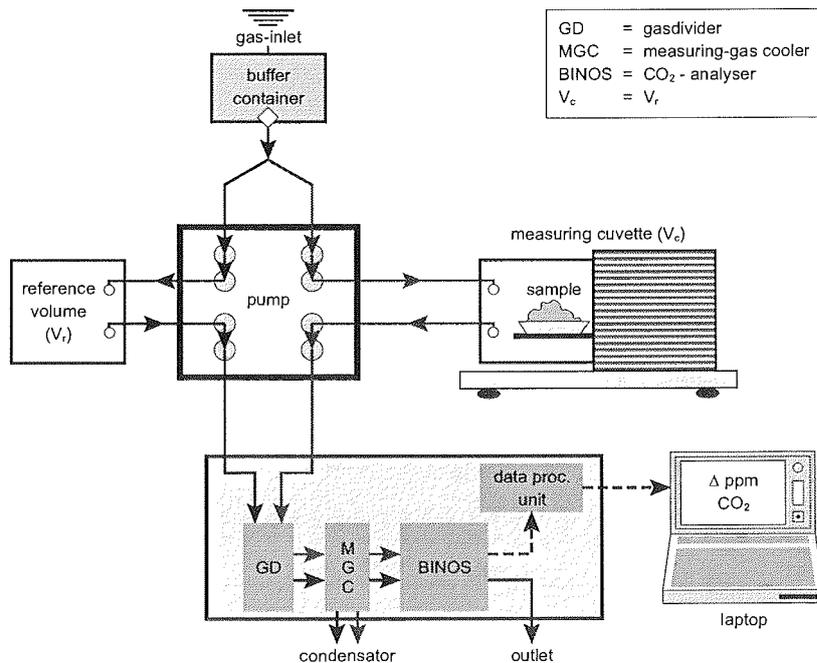


Abbildung 5-4: Schematische Abbildung der Gaswechselanlage

5.2 Felduntersuchungen

Im Juli und August 1998 und von Mai bis September 1999 wurden auf O. Samoylov verschiedene bodenphysikalische und -mechanische Untersuchungen an zwei Standorten (Plot 2 – *soil wedge polygon* und Plot 3 – *low-centre polygon*) durchgeführt. Neben der Profilbeschreibung wurden Auftautiefen, Bodentemperaturen und Bodenwassergehalte kontinuierlich erfaßt. Die Auftautiefen wurden jeden 2. Tag manuell mit einer Metallstange ermittelt. Auf Grund der Heterogenität der Permafrosttafel wurden Mittelwerte aus je 4 Messungen gebildet. Die Aufnahme der Bodentemperatur fand bis zu einer Tiefe von 60 cm statt. Im Sommer 1998 installierte Thermistorperlen waren ebenso wie TDR-Sonden den Winter über im Boden geblieben und konnten für den Auftauprozeß im Frühjahr 1999 herangezogen werden. In Zusammenarbeit mit anderen Arbeitsgruppen (siehe Einleitung) wurden zusätzliche Rahmeninformationen wie Wetteraufzeichnungen (Klimastation, AWI-Potsdam), Vegetationsaufnahme und eine Inselkartierung vorgenommen.

5.3 Feldergebnisse

5.3.1 Lufttemperatur

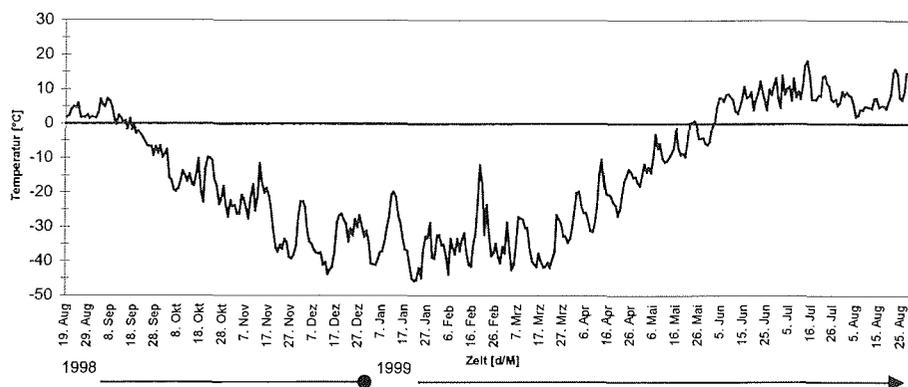


Abbildung 5-5 Jahresverlauf der Lufttemperatur in 2 m Höhe von August 1998 bis September 1999. Datenquelle: Klimastation, AWI-Potsdam, mit freundlicher Genehmigung.

Die automatische Klimastation (J. Boike, AWI-Potsdam) ermöglichte eine kontinuierliche Datenerfassung von August 1998 bis September 1999, Standort ist bei Plot 3. Abbildung 5-5 zeigt für diesen Zeitraum den Verlauf der Lufttemperatur. Die Jahresamplitude erreicht mehr als 50°C. Mitte

September fällt die Lufttemperatur erstmalig unter die Nullgradgrenze. Gefolgt von wenigen Frost-Tau-Zyklen folgen ab dem ca. 20. September 1998 kontinuierlich bis Anfang Juni negative Temperaturen. Die Frostperiode dauert insgesamt 248 Tagen. Sie ist von häufigen Temperaturschwankungen durchsetzt, die in der Regel zwischen -30°C und -40°C liegen. Die niedrigste Lufttemperatur von -47°C wird in der zweiten Januarhälfte erreicht. Zwischen Anfang Oktober und Ende April steigen die Lufttemperaturen nicht über -10°C an. Positive Lufttemperaturen werden erst ab Ende Mai, dann aber ohne weitere Frostereignisse, erreicht. Maximale Lufttemperaturen von knapp 20°C treten Ende Juli und in der zweiten Augushälfte auf.

Eine genaue Korrelation zu den Temperaturdaten, die in Abbildung 5-3 dargestellt sind ist aufgrund der Standortunterschiede (Tiksi - O. Samoylov) nicht möglich, da Abbildung 5-5 gleitende Mittel im Zeitraum 1990 bis 1999 zeigt und Abbildung 5-3 aktuell gemessene Werte während des Untersuchungszeitraumes 1998-1999.

5.3.2 Bodentemperatur

Für die im Labor durchgeführten Gefrierversuche sind Kenntnisse des in situ Bodentemperaturfeldes eine wichtige Voraussetzung. Dafür wurden im Sommer 1998 die Bodentemperaturen an einem *soil wedge polygon* (Plot 2) in 5, 10, 15, 20, 30, 40, 50 und 60 cm Tiefe gemessen (vergl. Abbildung 5-6 und Foto 5-2). Da auf einen Ausbau der Thermistorperlen im Herbst 1998 verzichtet wurde, bot sich im Mai 1999 die Möglichkeit, die Spätwinterbedingungen und den Auftauprozeß auf O. Samoylov zu erfassen. Die kontinuierliche Erfassung des Bodentemperaturfeldes des *low-centre polygon* (Plot 3) begann erst im Juli 1999 (vergl. Abbildung 5-7). Aufgrund der geringmächtigen sommerlichen Auftauschicht reichen die Temperatureaufzeichnungen im Polygonwall nur bis in 20 cm Tiefe.

Die Bodentemperaturen des *soil wedge polygon* (Plot 2) belegen das einsetzende Auftauen des Oberbodens bis zum vollständigen Abschmelzen des Bodeneises, gefolgt von der zunehmenden Erwärmung des gesamten Bodenprofils. Die Nullgradisotherme zeigt grob den Verlauf der fortschreitenden Auftaugrenze. Ihre Tiefenzunahme verläuft fast linear. Innerhalb von 5 Wochen sinkt die Nullgradisotherme im Boden bis in eine Tiefe von 60 cm. Ein stärkerer Temperaturanstieg ist vor allem im oberen Bereich des Bodenprofils erkennbar. Im Meßzeitraum herrscht Polartag, trotzdem spiegeln die Isolinien ein tägliches, zyklisches oder Kurzzeitverhalten. Hohe Tagestemperaturen von $16 - 20^{\circ}\text{C}$ in oberflächennahen Bodenschichten beruhen auf einer guten Aufnahme der atmosphärischen Wärme, die bis in 10 cm Bodentiefe temperaturbestimmend ist. Die Maxima an der Bodenoberfläche verlagern sich mit einer gewissen Zeitverzögerung (Dämpfungstiefe) in die Tiefe. Mit zunehmender Tiefe schwächen sich die Temperaturamplituden ab. Nachdem die Oberflächentemperatur positive Werte erreicht hat, kommt es während der Sommermonate zu keinem

Temperaturabfall unterhalb der Nullgradgrenze. Die Temperaturkurven des *low-centre polygon* (vergl. Abbildung 5-7) zeigen einen anderen Verlauf. Zu Beginn der Temperaturerfassung herrschen bereits im gesamten untersuchten Profil positive Temperaturen. Höhere Bodentemperaturen ($> 10^{\circ}\text{C}$) sowie stärkere Temperaturschwankungen werden nur in den obersten Profilmillimetern erreicht. Tieferliegende Horizonte erreichen maximal 4°C .

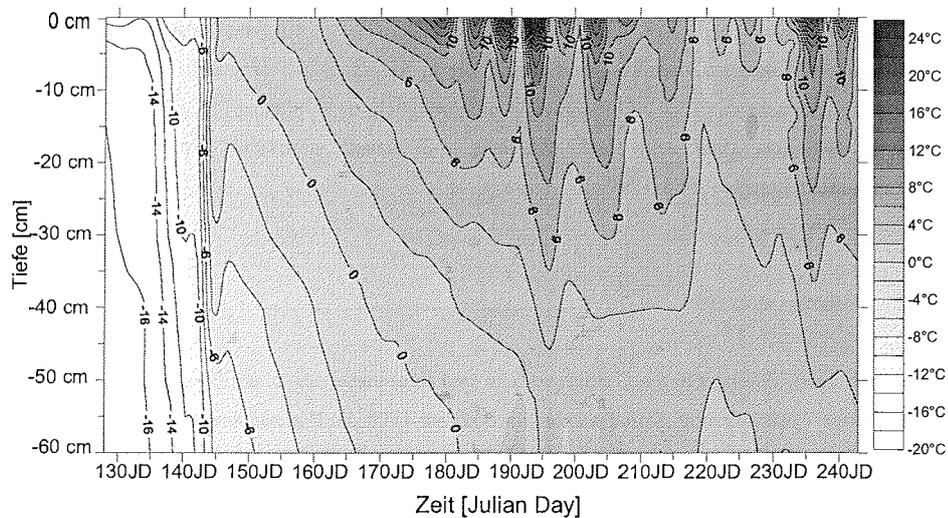


Abbildung 5-6: Temperaturprofil des *soil wedge polygon* (Plot 2) – 10. Mai bis 2. Sept. 1999

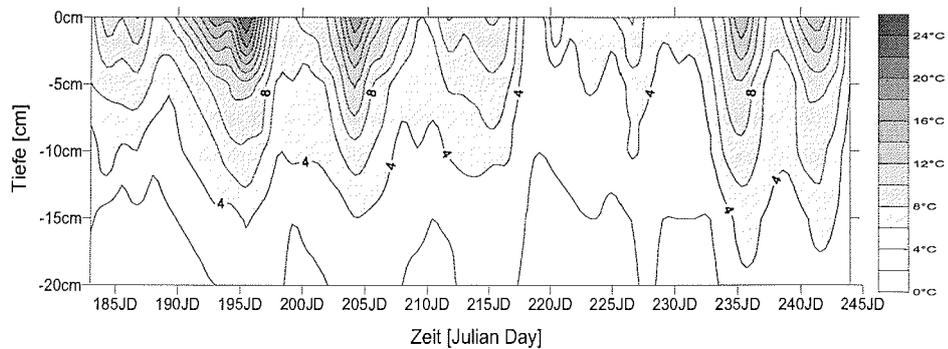


Abbildung 5-7: Temperaturprofil des *low-centre polygon* (Plot 3) – 4. Juli bis 2. Sept. 1999

5.3.3 Auftautiefen

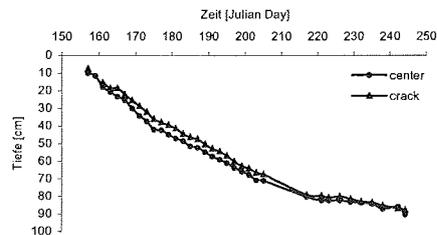


Abbildung 5-8: Auftautiefen am *soil wedge polygon* (Plot 2) im Untersuchungszeitraum Juni bis September 1999

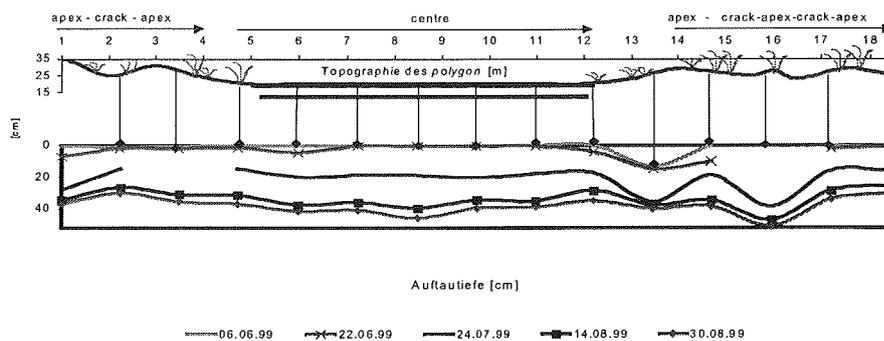


Abbildung 5-9 Entwicklung der Auftautiefen im Querschnitt eines *low-centre polygon* (Plot 3). Untersuchungszeitraum: Juni bis September 1999

Die in Abbildung 5-8 und Abbildung 5-9 dargestellten Auftautiefen weisen standortspezifische Unterschiede auf. Die fehlende dichte Vegetationsdecke an Plot 2 ermöglicht ein tieferes Eindringen der warmen Luftmassen. Bis Anfang August (JD 220) steigt die Auftautiefe fast linear, sowohl im crack als auch im centre des *soil wedge polygon* (Plot 2) an. Im Anschluß daran flacht die Kurve der Auftautiefe etwas ab, steigt aber bis Ende August an beiden Meßpunkten (crack und centre) auf maximal 90 cm an. Die Ermittlung der Auftautiefe am *low-centre polygon* (Plot 3) erfolgt entlang eines aus 15 Meßpunkten bestehenden Transektes (vergl. Abbildung 5-9). Mit Hilfe dieses Transektes können kleinräumige Unterschiede der Auftautiefe erfaßt werden. Bei Messungsbeginn fallen die

höheren Auftautiefen im Apexbereich auf. Das zu diesem Zeitpunkt noch schneebedeckte Zentrum verbleibt bis zur Schneeschmelze im gefrorenen Zustand. Ist das Zentrum wassergefüllt, ermöglicht die höhere Wärmekapazität des Wassers eine tiefreichende Auftaufront. Höchste Auftautiefen (50 cm) werden an höheren, exponierten Apexbereichen gemessen.

5.3.4 Bodenwassergehalte

TDR-Sonden (Time Domain Reflectometry) zur Ermittlung des volumetrischen Bodenwassergehaltes wurden am *soil wedge polygon* (Plot 2) im Sommer 1998 installiert und den Winter über im Boden belassen. Tabelle 5-2 zeigt die mittels TDR-Sonden erfaßten Bodenwassergehalte am *soil wedge polygon* (Plot 2) im Jahr 1998. Die sommerlichen Werte von ca. 20 Vol.-% im Oberboden und 44 Vol.-% im Unterboden entsprechen den Werten der längerfristigen Datenaufzeichnung von 1999, die im folgenden näher erläutert werden sollen.

Tiefe [cm]	27.7.	28.7.	29.7.	30.7.	31.7.	1.8.	2.8.	3.8.	4.8.	5.8.	6.8.	7.8.
5	22.2	20.3	34.9	33.0	29.6	25.7	24.0	22.9	21.4	19.9	19.4	19.3
10	37.0	36.4	41.3	41.0	39.2	38.7	38.5	38.1	37.4	36.6	36.1	35.6
30	39.5	38.8	40.6	39.9	39.5	39.4	39.7	39.8	39.2	38.4	38.4	38.4
50	43.6	43.1	44.2	43.7	43.5	43.5	43.8	43.6	43.6	43.3	43.4	43.1
NS [mm]		2.9	6.4									0.2

Tiefe [cm]	9.8.	10.8.	11.8.	12.8.	13.8.	14.8.	15.8.	16.8.	17.8.	18.8.	19.8.	20.8.
5	19.9	20.2	19.7	21.3	21.8	21.1	20.2	19.5	21.3	21.0	20.4	20.4
10	36.3	36.8	36.3	36.5	36.5	36.6	36.3	35.8	36.8	37.0	36.8	36.7
30	39.7	40.0	39.5	39.7	39.7	39.5	39.2	39.1	40.0	40.3	40.1	40.5
50	44.0	44.1	43.8	44.0	44.0	43.7	43.5	43.5	44.1	44.4	44.2	44.2
NS [mm]	0.5	0.3			2.9		0.1		1.1			

Tabelle 5-2: Mittels TDR-Sonden erfaßte Bodenwassergehalte des *soil wedge polygon* (Plot 2) während der Feldsaison 1998

Abbildung 5-10 zeigt die Veränderungen des Bodenwassergehaltes an Plot 2 in dem Zeitraum von Anfang Juni bis September 1999. Die hohen oberflächennahen Wassergehalte von 25 Vol.-% deuten darauf hin, daß der Auftauprozeß zum Zeitpunkt des Meßbeginnes schon begonnen hat. Die geringen Wassergehalte in tieferen Horizonten signalisieren den noch gefrorenen Zustand des Bodens. Während mit fortschreitender Zeit der Wassergehalt in den oberflächennahen Horizonten abnimmt, steigt er in größeren Tiefen an. Der plötzliche Anstieg des oberflächennahen Wassergehalts auf 35 Vol.-% fällt mit Regenereignissen (vergl. Abbildung 5-12) zusammen. Die Infiltration der Niederschläge wird durch ansteigende Wassergehalte in der gesamten Auftauschicht erkennbar. Die Meßaufzeichnungen

enden Anfang September. Bis zu diesem Zeitpunkt hält die zunehmende Austrocknung der Bodenoberfläche an. Ab einer Tiefe von 30 cm existieren weiterhin hohe Wassergehalte.

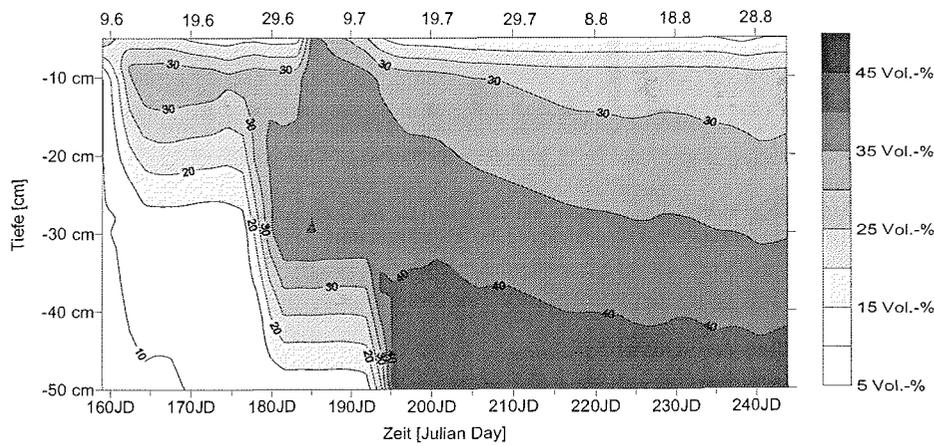


Abbildung 5-10: Mit Hilfe von TDR-Sonden erfaßte Bodenwassergehalte des *soil wedge polygon* (Plot 2) – Juni bis September 1999

Die Wassergehalte im Profil des *low-centre polygon* (vergl. Abbildung 5-11) zeigen ein homogeneres Bild. Der Einbau der TDR-Sonden fand im Juli im aufgetauten Bodenzustand statt. Im gesamten Profil schwanken die Wassergehalte während des Meßzeitraumes zwischen 36 und 49 Vol.-%. Anfänglich hohe Wassergehalte (JD 185) sind durch Niederschläge (17,4 mm) hervorgerufen (vergl. Abbildung 5-12). Im oberflächennahen Horizont kommt es zu einer zunehmenden Austrocknung, die sich nicht in größere Bodentiefen fortpflanzt. Ab 10 cm Tiefe bleiben die Wassergehalte oberhalb von 40 Vol.-%.

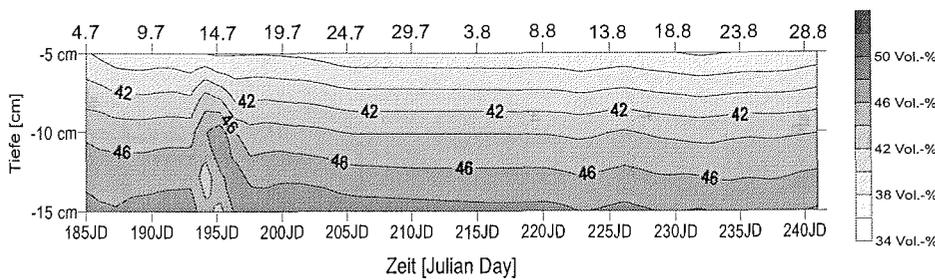


Abbildung 5-11: Mit Hilfe von TDR-Sonden erfaßte Bodenwassergehalte des *low-centre polygon* (Plot 3) – Juli bis September 1999

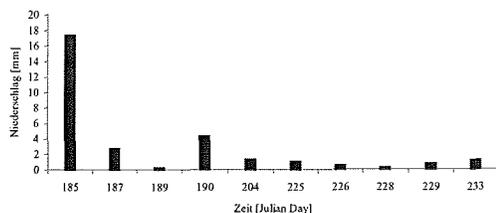
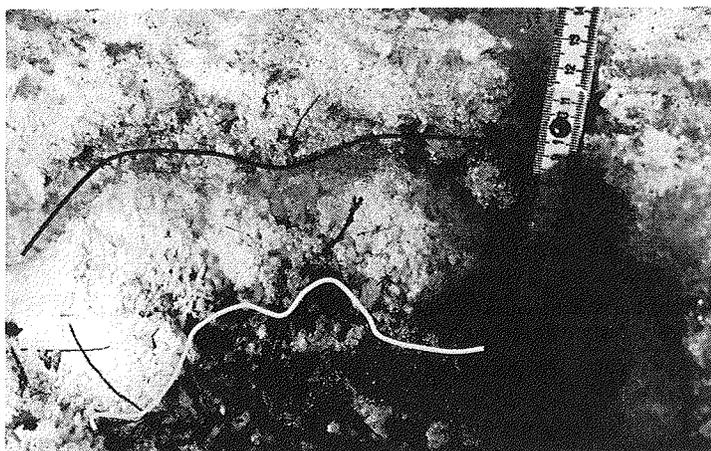


Abbildung 5-12: Niederschlagsmengen auf O. Samoylov im Untersuchungszeitraum Juli bis September 1999 (Daten, mit freundlicher Genehmigung des AWI-Potsdam)

5.3.5 Einfluß der Schneebedeckung

Die unterschiedlichen Schneehöhen im Meßfeld (*low-centre polygon*) werden in Abbildung 5-13 dargestellt. Punktmessungen in dem aus 6 Polygonen bestehenden Meßfeld zeigen den Einfluß des Mikroreliefs auf die Schneeverteilung. Die exponierteren Apexbereiche weisen die geringsten Schneedeckenmächtigkeiten (10 – 20 cm) auf. Je höher der Apex ausgebildet ist, desto größer ist der Leebereich (meist im Polygonzentrum liegend) in dem Schnee, der bis maximal 62 cm akkumulieren kann. Aber nicht nur Unterschiede im Mikrorelief führen zu einer unterschiedlichen Schneedeckenmächtigkeit, auch der Aufbau der Schneedecke weist z.T. starke Heterogenitäten auf. Foto 5-3 zeigt ein Schneeprofil, das am *low-centre polygon* Anfang Mai bei Lufttemperaturen um -20°C freigelegt wurde. Klar fällt die Schichtung der Schneedecke auf.



-35 bis -10 cm - Schneeauflage,
z.T. geschichtet (durchzogen von
Eislagen mit z.T. eingeschlos-
senen Sedimenten)

-10 bis 0 cm - Pflanzen von
Tiefenreif (depth hoar) umgeben

0 cm - eisgefülltes Zentrum

Foto 5-3 Schneeprofil am *low-centre polygon* (Plot 3) Mai 1999

Deutlich ist im Foto 5-3 der Tiefenreif (depth hoar) inner- und oberhalb der Pflanzendecke zu erkennen. Beim Tiefenreif handelt es sich um eine Schneemetamorphose, basierend auf einer Migration von Wasserdampf (von wärmeren Regionen zu kälteren Regionen) innerhalb der Schneeauflage. An der Bodenoberfläche können sich in einer mehrere Zentimeter mächtigen Schicht zerbrechliche und locker gelagerte Eiskristalle bilden (Marchand 1987).

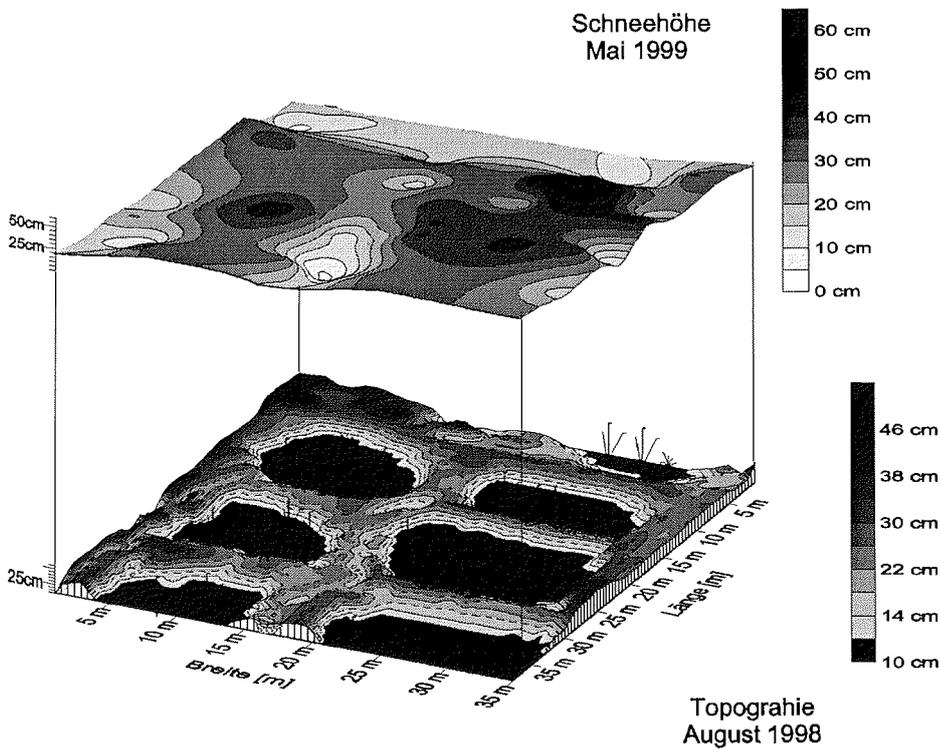


Abbildung 5-13: Gesamthöhenprofil, aufgebaut aus der Topographie des Meßplots 3 und der absoluten Schneehöhe im Frühjahr 1999

5.3.6 Bodenrespirationsdaten der Expedition

Die potentielle Bodenrespiration wird von den spezifischen Eigenschaften des Bodens gesteuert. Die während der Feldsaison 1998 und 1999 untersuchten Profile zeigen mit der Tiefe starke Unterschiede in den Respirationsdaten.

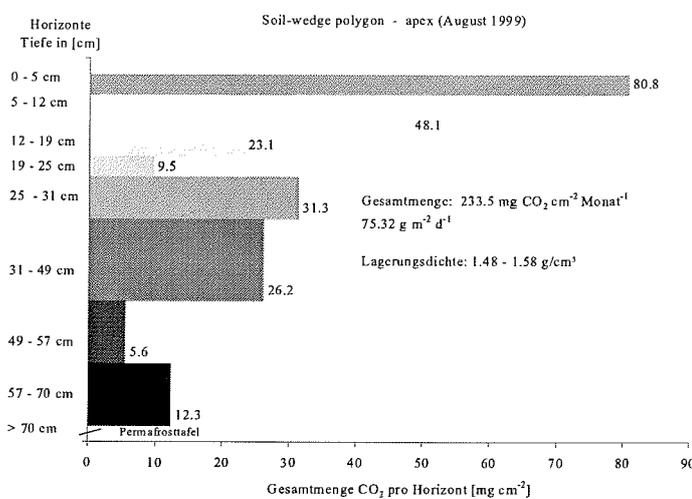


Abbildung 5-14: Potentielle Bodenrespiration für den Apex des *soil wedge polygon* (Plot 2) im August 1999

Abbildung 5-14 zeigt die potentiellen Bodenrespirationsdaten in den einzelnen Horizonten des *soil wedge polygon* (Plot 2). Den Messungen liegen die Bodentemperaturdaten vom Monat August 99 zu Grunde. Die horizontbezogenen Temperaturdaten wurden in Temperaturstufen eingeteilt (z.B. -5°C bis 0°C, 0°C bis 5°C, 5°C bis 10°C, 10°C bis 15°C, >15°C) und zu einer Gesamtstundenanzahl summiert. Rechenbeispiel: Der Monat August besteht aus 744 Stunden. In 0 bis 5 cm Tiefe herrschten 13 Stunden Temperaturen oberhalb von 20°C, 43 Stunden Temperaturen zwischen 15,1°C und 20°C usw. Die Temperaturstunden werden, unter Einbeziehung der horizonspezifischen Lagerungsdichte mit der potentiellen Bodenrespiration multipliziert und ergeben den monatlichen Gesamtwert.

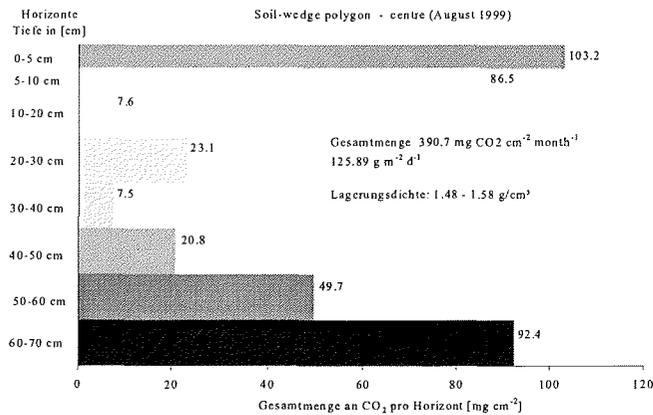


Abbildung 5-15: Potentielle Bodenrespiration für das centre des *soil wedge polygon* (Plot 2) im August 1999

Abbildung 5-15 zeigt im Vergleich die potentielle Bodenrespiration für das Zentrum des *soil wedge polygon*. Vergleicht man die Respirationswerte der beiden Profile, sind in dem obersten Horizont (0-5 cm Tiefe) übereinstimmende Respirationsraten zu erkennen, wohingegen in den unteren Horizonten Unterschiede auffallen. Im centre steigen die potentiellen Respirationswerte in 50 cm Tiefe noch einmal stark an. In dem crack-Profil liegen die Werte in dem mittleren Profilbereich über den vergleichbaren Werten des centres. Die Gesamtmenge an CO₂ cm⁻² Monat⁻¹ beträgt im Apexbereich nahe des cracks 233,5 mg und liegt damit unter der Gesamtmenge von 390,7 mg CO₂ cm⁻² Monat⁻¹, die im centre Profil erreicht wird.

Abbildung 5-16 und Abbildung 5-17 zeigen die potentiellen Respirationsdaten des *low-centre polygon* für den Monat August. Dargestellt ist ein Profil des apex und ein Profil des centres. Die Werte liegen in beiden Profilen weit über denen des *soil wedge polygon*. Beachtet werden muß die geringere Auftautiefe, die zu einer Mächtigkeit der Auftauschicht von 25 cm im centre und 48 cm im apex führt. Zum Vergleich, der active layer des *soil wedge polygon* erreicht eine Mächtigkeit von mehr als 70 cm.

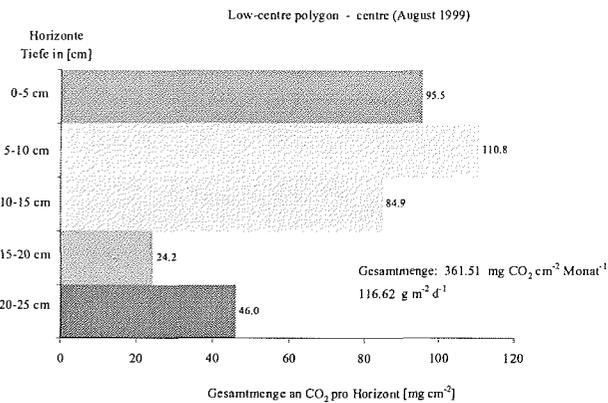


Abbildung 5-16: Potentielle Bodenrespiration für das centre des *low-centre polygon* im August 1999

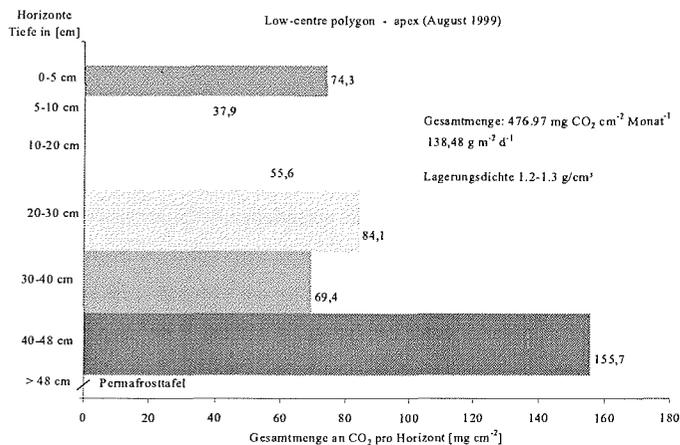


Abbildung 5-17: Potentielle Bodenrespiration für das centre des *low-centre polygon* im August 1999

Die 4 Abbildungen belegen die Auswirkungen spezifischer Bodeneigenschaften auf die Höhe der potentiellen Respiration. Steuernder Parameter ist in diesem Modell die Bodentemperatur. Für die Erfassung jahreszeitlicher Respirationsschwankungen konnte auf einen Temperaturdatensatz des Russisch-Japanischen Projektes „GAME“ zurückgegriffen werden. Der Untersuchungsstandort liegt außerhalb der Stadt Tiksi und seine Bodenparameter sind vergleichbar mit denen von Plot 2 (*soil wedge polygon*) auf O. Samoylov. Der Datensatz umfaßt einen Zeitraum von 12 Monaten (Unterbrechung zwischen den Monaten Dezember bis März) und Temperaturmessungen bis in eine

Tiefe von 50 cm. Die jeweiligen Temperaturbereiche wurden erneut addiert und mit den potentiellen Respirationsdaten des *soil wedge polygon* auf eine Jahresbilanz hochgerechnet. Für Plot 2 ergibt sich daraus die folgende Jahresbilanz (vergl. Abbildung 5-18 und Abbildung 5-19):

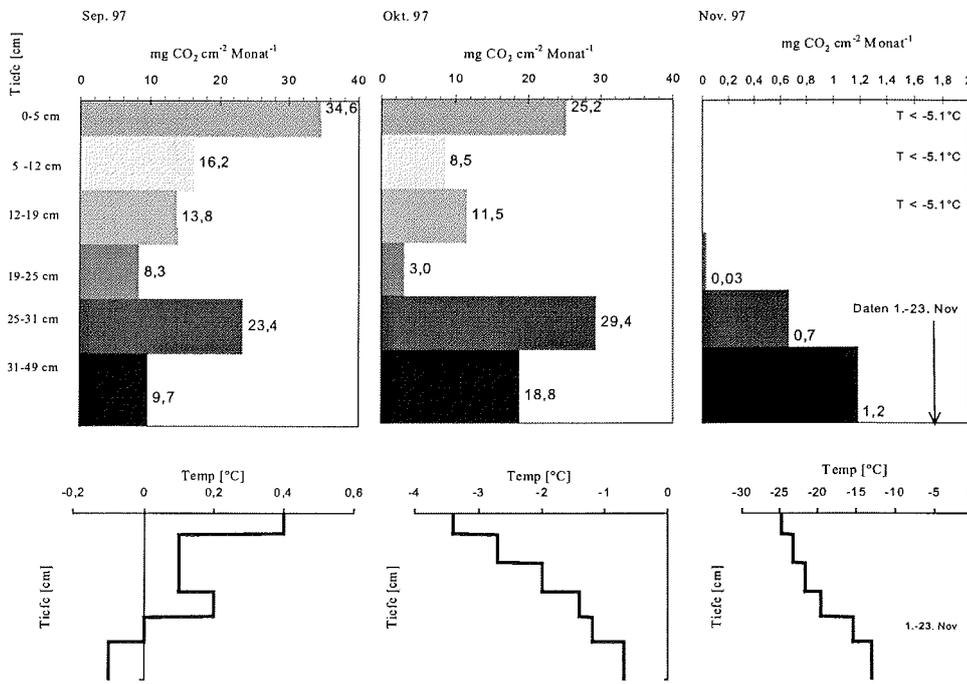


Abbildung 5-18: Jahresbilanz der potentiellen Bodenrespiration für das *soil wedge polygon* (Plot 2), 1. Teil

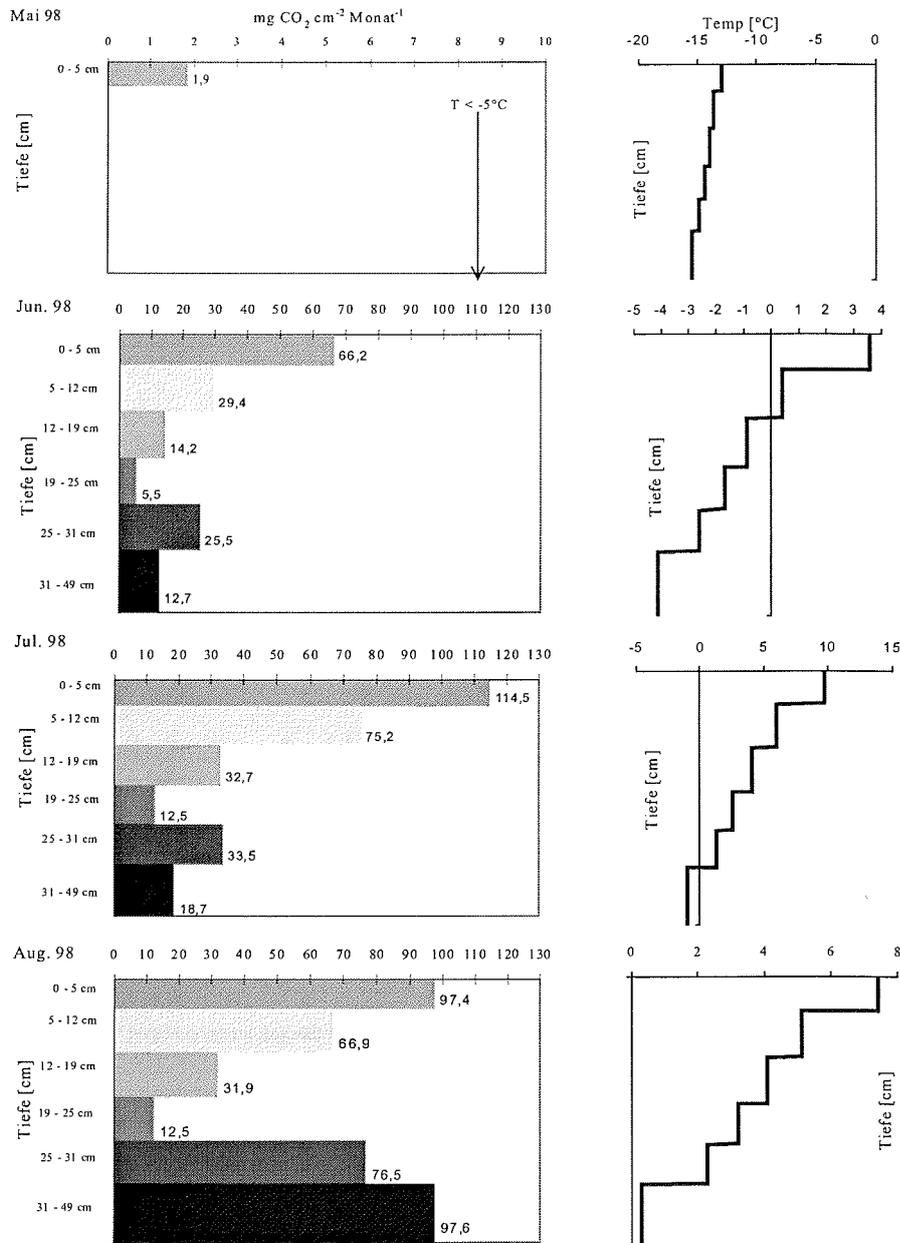


Abbildung 5-19: Jahresbilanz der potentiellen Bodenrespiration für das soil wedge polygon (Plot 2), 2. Teil

Die Jahresbilanz stützt sich nur auf den Parameter Bodentemperatur. Neben der Temperatur können die Bodenfeuchte und die organische Substanz limitierende Parameter für die Bodenrespiration sein. Während der Feldsaisons fanden kontinuierliche Messungen des Bodenwassergehaltes statt. Sie belegen ein Verbleiben der Wassergehalte im Bereich der nutzbaren Feldkapazität (pF 1,8 bis 4,2) und werden als nicht limitierend eingestuft.

Im August herrschen positive Temperaturen im gesamten Bodenprofil. In diesem Monat werden die höchsten Respirationsraten erreicht. Im September führen geringere Lufttemperaturen im oberen Horizont zu einem Rückgang der potentiellen Respiration. Über den übrigen Profilverbereich können keine exakten Aussagen getroffen werden, da Temperaturdaten erst ab dem 7. September vorliegen. Die Bodenrespiration in den oberflächennahen Horizonten geht im Oktober noch weiter zurück und kommt im November bis in eine Tiefe von 19 cm zum Stillstand. Nur in den Tiefen 19-49 cm kann noch eine CO₂-Produktion stattfinden, da dieser Bodenbereich noch ungefroren ist. Im Mai werden erstmals Temperaturen zwischen -5°C und 0°C erreicht. Die potentielle Bodenrespiration erreicht einen Wert von 1,9 mg CO₂ cm⁻² Monat⁻¹. Mit kontinuierlich ansteigenden Temperaturen und einer fortschreitenden Auftaufront steigt die Respiration im Profil an.

Im Frühjahr beginnt die Bodenrespiration im Oberboden. Ansteigende Lufttemperaturen tauen den Boden Zentimeter für Zentimeter auf und ermöglichen mikrobielle Aktivität. Das beidseitige Wiedergefrieren im Herbst bedingt einen ungefrorenen Bodenbereich zwischen den Eisfronten, in dem bis zum vollständigen Gefrieren Respiration stattfinden kann. Hier gebildetes CO₂ kann bis zum Frühjahr im Boden eingeschlossen sein oder durch Frost induzierte Rißbildung an die Atmosphäre entweichen.

5.4 Labordaten zu den Freilanduntersuchungen

5.4.1 Korngrößenverteilung der Leitprofile

1. Substrat: Loamy Sand (US Soil Taxonomy 8. Auflage 1998) - Plot 2

Bodentyp:	Typic Psammenturbel eines <i>soil wedge polygon</i> (Plot 2)
Vorkommen:	O. Samoylov 72°22,24' N; 126°28,53' E, Lena Delta, Ostsibirien
Höhe:	11 m über Flußniveau, 3. Terrassenstufe
Klima:	Mittlere Jahrestemperatur: -12°C Mittlerer Jahresniederschlag: 190 mm
Ausgangsmaterial:	Alluviale Sande

gS [%]	mS [%]	fS [%]	S [%]	gU [%]	mU [%]	fU [%]	U [%]	T [%]
0,15	54,65	31,34	86,14	8,07	2,01	0,81	10,89	2,97

Tabelle 5-3: Korngrößenverteilung (Mischprobe aus 5 bis 50 cm Tiefe) des Typic Psammenturbels

Die Lagerungsdichte [g/cm³] liegt bei den ungestörten Proben in 0-15 cm bei 1,48 g/cm³ und nimmt über 1,52 g/cm³ bis in 30 cm Tiefe auf 1,58 g/cm³ in 40 cm zu. Der Gesamtkohlenstoffgehalt beträgt 0,42%.

2. Substrat: Loamy Sand (US Soil Taxonomy 8. Auflage 1998) – Plot 3

Bodentyp:	Pedons eines <i>low-centre polygon</i> (Plot 1/3) centre: Ruptic Historthel apex: Glacic Aquiturbel
Vorkommen:	O. Samoylov 72°22,22' N; 126°28,54' E, Lena Delta, Ostsibirien
Höhe:	12,7 m über Flußniveau, 1. Terrassenstufe
Klima:	Mittlere Jahrestemperatur: -12°C Mittlerer Jahresniederschlag: 190 mm
Ausgangsmaterial:	Alluviale Sande

gS [%]	mS [%]	fS [%]	S [%]	gU [%]	mU [%]	fU [%]	U [%]	T [%]
0,07	39,13	37,31	76,5	14,05	3,76	1,78	19,59	3,91

Tabelle 5-4: Korngrößenverteilung (Mischprobe aus 0 bis 19 cm Tiefe) des Glacic Aquiturbel

Die Lagerungsdichte wurde für drei Tiefen bestimmt. In 0-5 cm beträgt sie 1,2 g/cm³, in 11-19 cm 1,34 g/cm³ und in 22-33 cm 1,26 g/cm³. Der Gesamtkohlenstoffgehalt beträgt 1,8% im beprobten Mineralboden.

Bei dem 3. Substrat handelt es sich um einen Vergleichsstandort aus Deutschland. Durch seinen hohen Schluff- und Tonanteil unterscheidet er sich deutlich von den Leitprofilen O. Samoylovs. Mit Hilfe dieses feinkörnigen Materials sollen die Auswirkungen der Korngrößenzusammensetzung auf das Gefrierverhalten erarbeitet werden.

3. Substrat: Silty Clay Loam (US Soil Taxonomy 8. Auflage 1998) - SCL

Bodentyp:	Schwarzerde über Keuperton
Vorkommen:	Randgebiet des Thüringer Beckens
Höhe:	240 m ü. NN

Klima: Mittlere Jahrestemperatur: 8,2°C
 Mittlerer Jahresniederschlag: 550 mm
 Ausgangsmaterial: Lößbedingte Schwarzerde

gS [%]	mS [%]	fS [%]	S [%]	gU [%]	mU [%]	fU [%]	U [%]	T [%]
0,3	1,7	11,3	13,3	26,3	23,0	5,8	55,1	31,6

Tabelle 5-5: Korngrößenverteilung in [%] (Mischprobe aus 20 bis 55 cm Tiefe) der Schwarzerde am Standort Großobringen (nach Wiermann 1998)

Die Lagerungsdichte liegt im ungestörten Boden, in den für die Korngrößenverteilung relevanten Tiefen, zwischen 1,52 und 1,55 g/cm³. Das Gesamtporenvolumen liegt bei ca. 42 Vol.-%.

Dieses lehmige Substrat entspricht in seiner Korngrößenverteilung einer Frostmusterbodenform (*mudboil*, deutsche Übersetzung: Moosringe oder Gärlehmbeulen) die im auf einer anderen Insel im Lena Delta beprobt wurde. Der Standort, die Insel Kuringnak, liegt nahe O. Samoylov und zeichnet durch einen wesentlich höheren Feinanteil aus. Aus Mangel an Probenmaterial wurde das Substrat eines Vergleichsstandortes (Großobringen) in die Untersuchungen aufgenommen. Da die Schlufffraktion jene Korngröße ist, die für die Ausbildung von Kryoturbationserscheinungen verantwortlich ist, wurde ein Substrat ausgesucht, daß v.a. hinsichtlich dieser Fraktion Übereinstimmungen aufweist. Bei dem Standort Großobringen liegt der Schluffanteil bei 55% und bei dem *mudboil* aus Sibirien bei 58%. Daß der Schluffanteil mehr als 50% des Körnungsspektrums sibirischer Böden einnehmen kann, belegen u.a. Untersuchungen von Bölter et al. (1996), Müller-Lupp (1998), Becker (1997), Schmidt (1998).

5.4.2 Wassergehalts-/ Wasserspannungskurven

1. *Soil wedge polygon* (Plot 2)

Ungestörte Proben (Stechringe 100 cm³) wurden aus 5 verschiedenen Tiefen des *soil wedge polygon* entnommen. Das Gesamtporenvolumen liegt im Oberboden bei 45 Vol.-% und nimmt bis auf 40 Vol.-% in größeren Tiefen (45-50 cm) ab. Zwischen den einzelnen Horizonten liegen die Abweichungen unter 4 Vol.-%. Das Porensystem dieses Bodentyps besteht überwiegend aus Grobporen. Sind sie entleert, liegt der Wassergehalt in allen Probtiefen bei weniger als 14 Vol.-%. Der Anteil an Feinporen beträgt in diesem sandigen Substrat weniger als 4 Vol.-% (vergl. Abbildung 5-20).

2. *Low-centre polygon* (Plot 3)

Für das *low-centre polygon* wurde die pF/WG Kurve für drei Tiefen ermittelt (TP1 – Wagner et al. 1998, in Rachold 1999). Das Gesamtporenvolumen liegt in allen Tiefen zwischen 55 bis 58% (vergl. Abbildung 5-20). Die Tiefe 22-33 cm weist den geringsten Anteil an engen und weiten Grobporen auf. Dennoch besteht die Hälfte des Porensystems bei diesem Bodentyp aus Grobporen. Der Feinporenanteil liegt in den drei Tiefen bei ca. 8 Vol.-%.

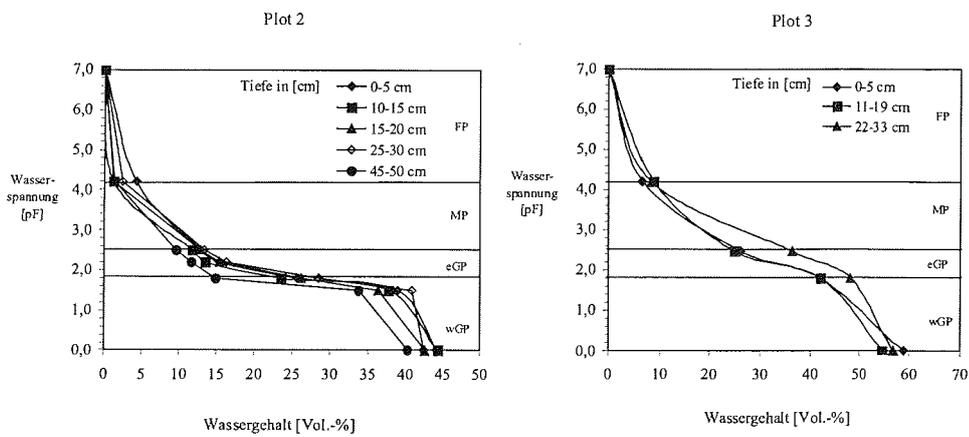


Abbildung 5-20: Vergleich der pF/WG – Kurven des *soil wedge polygon* (Plot 2) und des *low-centre polygon* (Plot 3)

5.5 Diskussion der Felddaten

5.5.1 Bodenparameter

Bodentemperatur

Die beiden, in Abbildung 5-6 und Abbildung 5-7 dargestellten Temperaturprofile, zeigen ein unterschiedliches thermisches Verhalten des Bodens. Zu Beginn der Aufzeichnungen ist das *soil wedge polygon* (Plot 2) noch durchgefroren. Die vorhandene geringmächtige Schneedecke isoliert den Boden gegen einfallende Strahlung und die ansteigende Lufttemperatur. Ende Mai erreichen die Bodentemperaturen zum ersten Mal die Nullgradgrenze. Bevor es zu einer weiteren Bodenerwärmung kommt, wird die gesamte Energie zum Auftauen des Bodeneises benötigt.

Ab Mitte Juli (195 JD) erreicht Plot 2 in 30 cm Tiefe Temperaturen um 6°C. Plot 3 erreicht aufgrund der größeren Dämpfungstiefe vergleichbare Temperaturen nur bis in maximal 10 cm Tiefe. Grund für die unterschiedlichen Temperaturhaushalte ist in erster Linie der Gehalt an organischer Substanz. Plot 3 zeichnet sich durch die isolierende Wirkung der organischen Substanz und einer geringeren Lagerungsdichte (0,9 bis 1,1 g/cm³) aus. Die höhere Lagerungsdichte an Plot 2 (1,4 bis 1,5 g/cm³) bedingt eine Zunahme der Wärmeleitfähigkeit und ermöglicht ein tieferes Eindringen der Temperaturwelle. Durchlüftete und drainierte Horizonte haben hingegen eine geringe Wärmekapazität und aufgrund des hohen Luftanteils eine geringere Wärmeleitfähigkeit.

Die Wärmeleitfähigkeit des Bodens hängt also nicht nur von den mengenmäßigen Anteilen der einzelnen Komponenten ab, sondern auch von ihrer räumlichen Anordnung. Da Luft ein guter Wärmeisolator ist, erfolgt der Wärmetransport hauptsächlich über die feste und flüssige (Eis) Phase.

Die Oberflächenhorizonte von Plot 3 weisen, verstärkt durch ihr Absorptionsverhalten, eine schnelle und starke Erwärmung auf, können aber aufgrund der hohen thermischen Energie, resultierend aus der isolierenden Wirkung dieser Schicht, die Wärme nur langsam an tieferliegende Horizonte abgeben. Unter dem trockeneren Oberflächenhorizont folgen Horizonte, die, bedingt durch höhere Wassergehalte, höhere Wärmekapazitäten aufweisen und sich nur langsam erwärmen.

Der Ablauf des Tauprozesses ist vor allem hinsichtlich der Bereitstellung von Schmelzwasser von großer Bedeutung. Wie die Steigung der Nullgradisotherme in Abbildung 5-6 zeigt, erfolgt der Auftauprozess relativ rasch. Da Sand (86%) die dominierende Fraktion des *soil wedge polygon* ist, kann das Schmelzwasser infolge der Gravitationskraft rasch nach unten perkolieren und eine Erwärmung der noch gefrorenen Bodenhorizonte ermöglichen.

Bodenwassergehalte

Zunehmende Wassergehalte in größerer Tiefe signalisieren bei dem *soil wedge polygon* (Plot 2) das Fortschreiten der Auftaufront. Die erhöhten Wassermengen werden durch das Auftauen des Bodeneises freigesetzt. Wassergehalte von mehr als 40 Vol.-% bedeuten für den Boden Wassersättigung und damit bei gleichbleibenden Bedingungen anaerobe Verhältnisse. Ab dem 14. Juli (195 JD) ist der gesamte Untersuchungsbereich des Bodens aufgetaut. Die im Unterboden auftretende Wassersättigung verlagert sich im Laufe des Sommers in größere Tiefen, bleibt aber während des gesamten Meßzeitraumes bestehen. Die zunehmende Austrocknung und das Ausbleiben größerer Niederschlagsereignisse sorgen für eine Wassergehaltsabnahme im Oberboden. Welcher Porenraum bei einem Wassergehalt von 15 Vol.-% noch wassergefüllt ist und ob eine nach oben gerichtete Wasserbewegung induziert werden kann, kann mit Hilfe der pF/WG Kurve erläutert werden.

1. Soil wedge polygon (Plot 2)

Mit Hilfe der pF/WG-Kurve können Aussagen über die Porengrößenverteilung der einzelnen Bodenhorizonte getroffen werden. An der Bodenoberfläche (0-5 cm Tiefe) besitzt der Boden ein Gesamtporenvolumen (GPV) von 44,23 Vol.-%. Mit zunehmender Tiefe sinkt das GPV ab. In 50 cm Tiefe liegt es bei 40,24 Vol.-%. Ein volumetrischer Wassergehalt von 44,23 Vol.-% bzw. 40,24 Vol.-% würde eine völlige Wassersättigung des Porenraumes bedeuten. Derartige Wassergehalte werden im Untersuchungsjahr 1999 nur Mitte Juli ab einer Tiefe von 35 cm erreicht. In den darüberliegenden Horizonten ist zumindest ein Teil des Porenraumes luftgefüllt. Aus der pF/WG Kurve ist die Dominanz der Grobporen in den einzelnen Bodenhorizonten erkennbar und erklärt die rasche Perkolation von Schmelz- und Regenwasser in größere Bodentiefen. Gestoppt wird die Infiltration erst beim Erreichen der nahezu impermeablen Permafrosttafel. Stauwasser führt zu Wassergehalten (> 40 Vol.-%), die eine Wassersättigung des Porenraumes bedeuten. An der Bodenoberfläche auftretende Wassergehalte von 15 - 20 Vol.-% entsprechen einer Wasserspannung von ca. -120 hPa, entsprechend dem Bereich der engen Grobporen. Die Hälfte des Porensystems ist bei diesem Wassergehalt bereits entleert, und der Oberboden kann gut durchlüftet und schneller auf Temperaturänderungen reagieren.

Ab einer Tiefe von 15 cm liegen die Wassergehalte zwischen 25 und 40 Vol.-%, das bedeutet, daß während des gesamten Meßzeitraumes die Feinporen (FP), Mittelporen (MP) und engen Grobporen (eGP) im Unterboden wassergefüllt sind. Wie aber aus der pF/WG-Kurve für Plot 2 ersichtlich ist, verfügen die weiten Grobporen (wGP) über ein Volumen von 33% in 25-30 cm Tiefe, bis zu 63% in 45-50 cm Tiefe. Ein bis zwei Drittel des Porenvolumens sind demnach trotzdem luftgefüllt.

Die zunehmende Bodenaustrocknung, erkennbar durch fallende Wassergehalte im Oberboden, deutet an, daß kein großer Wassertransport dem Matrixpotential folgend existiert. Der geringe Anteil an

Mittelporen in diesem sandigen Substrat minimiert die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit. Ein aufwärtsgerichteter Wasserfluß kann nur mit Hilfe von Wasserfilmen oder in der Dampfphase stattfinden. Mit zunehmender Mächtigkeit der Auftauschicht kann mehr Bodenwasser infiltrieren. Der fast kontinuierlich wehende Wind verstärkt die Oberflächentranspiration und erhöht, ebenso wie ausbleibende Niederschläge, den hydraulischen Gradienten.

2. *Low-centre polygon* (Plot 3)

Für das *low-centre polygon* wurde die pF/WG Kurve für drei Tiefen ermittelt (Daten von TP1 – Wagner et al. 1998, in: Rachold 1999). Das Gesamtporenvolumen liegt in allen Tiefen zwischen 55 bis 58% und damit deutlich höher als bei dem *soil wedge polygon*. Die im Feld erfaßten minimalen oberflächennahen Wassergehalte von 35 Vol.-% entsprechen, vergleichbar mit dem *soil wedge polygon*, einer Entleerung der engen Grobporen. Innerhalb von 10 Profilmillimetern steigt der Wassergehalt um mehr als 10 Vol.-% an, was aber nicht für eine Wassersättigung der weiten Grobporen ausreicht. Der hydraulische Gradient, der zwischen dem Ober- und Unterboden existiert, bleibt während des gesamten Untersuchungszeitraumes nahezu konstant.

Die Dominanz der engen Grobporen wird daraus ersichtlich, daß ihre Entleerung (bis zu einer Tiefe von 19 cm) ein zu ca. 50% luftgefülltes Porensystem bedeutet. In größerer Tiefe nimmt ihr Anteil am Gesamtporenvolumen ab. Ein Wassergehalt von 35 Vol.-%, der im August 1999 an der Bodenoberfläche (bis zu einer Tiefe von 7 cm) herrscht (vergl. Kapitel Feldergebnisse), bedeutet eine Entleerung der weiten und engen Grobporen. Tiefer im Profil sind neben den Mittel- und Feinporen auch die engen Grobporen wassergefüllt. Eine vollständige Wassersättigung des Porenraumes kann in dem untersuchten Profilmittelbereich nicht nachgewiesen werden. Große Teile des Porensystems sind demnach luftgefüllt und stehen aeroben Prozessen (z.B. der Bodenrespiration) zur Verfügung.

Schneebedeckung

Mitte des Winters existiert in der Schneedecke ein negativer Temperaturgradient (Lufttemperatur < Bodentemperatur), und der Wärmetransport ist von der Bodenoberfläche durch die Schneedecke aufwärts gerichtet. Die für den Wärmefluß verantwortlichen Transportarten werden im Kapitel: Laboruntersuchungen: Theoretische Grundlagen, erläutert. Bei dem Wärmetransfer durch die Schneeeauflage finden wir die drei Transportmechanismen wieder. Per Konduktion wird Wärme durch die feste Phase des Eisskeletts transportiert, per Diffusion über die Wasserdampfphase und per freier Konvektion durch die luftgefüllten Zwischenräume der Schneeeauflage. Bei geringen Temperaturgradienten (< 0,7°C/cm) steigt der konduktive und diffusive Wärmefluß proportional mit

dem Gradienten an. Erst bei höheren Temperaturgradienten ($-0,7$ bis $-1,3^{\circ}\text{C}/\text{cm}$) kommt es zusätzlich zur Konvektion und der Wärmefluß erhöht sich (Gradientenangaben entstammen Akitaya (1974)). Hinsichtlich der unterschiedlichen Wärmetransportmechanismen und des heterogenen Aufbaus der Schneedecke kann in bezug auf ihrer Isolationseigenschaften nur sehr wenig aus der absoluten Schneehöhe abgeleitet werden. An einem Beispiel soll der Gradient errechnet werden:

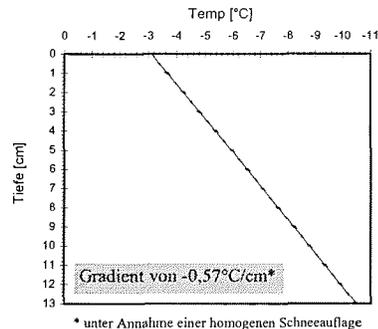


Abbildung 5-21 Ermittelter Gradient durch eine 13 cm mächtige Schneedecke an Plot 3 (Apex) am 8. Mai 1999

Bei einer Schneehöhe von 13 cm, einer Lufttemperatur von $-3,1^{\circ}\text{C}$ (Klimastation AWI-Potsdam) und einer Bodentemperatur von $-10,5^{\circ}\text{C}$, ergibt sich ein Temperaturgradient von $0,57^{\circ}\text{C cm}^{-1}$ (vergl. Abbildung 5-21). Hauptannahme für die Gradientenberechnung ist eine homogen wirkende Schneedecke. Wie Foto 5-3 zeigt, ist die Annahme nicht ohne weiteres gewährleistet und schränkt die Gradientenberechnung basierend auf zwei Meßpunkten (Lufttemperatur und Bodenoberflächentemperatur) ein. Boike (2000, in: Rachold 2000) untersuchte die Stratigraphie der Schneedecke und maß in den einzelnen Schneelagen die Temperatur. Ihre Messungen ergaben, daß es trotz der Schichtung zu einem fast linearen Temperaturverlauf kommt. Bei einer mächtigeren Schneedecke (>30 cm) ergaben ihre Messungen am 10. Mai 1999 mit ca. $0,36^{\circ}\text{C cm}^{-1}$ einen geringeren Temperaturgradienten. Sommerfeld et al. (1993) untersuchten die einzelnen, z.T. mit Eislagen durchzogenen Schneelagen, stellten aber auch keine gravierenden Änderungen in der Porosität fest.

Beide Berechnungen basieren auf positiven Temperaturgradienten d.h., daß die Lufttemperatur höhere Werte aufweist als die Bodentemperatur und der Temperaturfluß abwärts, von der Atmosphärenluft in Richtung Bodenoberfläche, gerichtet ist. Für die Winterbedingungen, d.h. für einen negativen Temperaturgradienten – die Lufttemperatur ist niedriger als die Bodenoberflächentemperatur – liegen leider keine Messungen vor. Bezieht man die ermittelten Temperaturgradienten auf die Berechnungen von Akitaya (1974), findet der Wärmetransport nur mittels Konduktion und Diffusion statt.

Zusammenfassend können für den winterlichen Bodentemperaturhaushalt verschiedene Einflußgrößen bestimmt werden a) der Zeitpunkt des Schneefalles bestimmt den Grad der vorherigen

Bodenauskühlung, der in Hohen Breiten spät einsetzende Schneefall wird noch durch die fehlende Sonneneinstrahlung (Polarnacht) verstärkt, b) die Höhe der Schneeakkumulation bestimmt die isolierende Wirkung, beinhaltet auch Schneeverteilung durch Wind, c) die Dichte [g/cm^3] der Schneelage bestimmt die Wärmeleitfähigkeit (eine höhere Schneelage ist nicht gleichbedeutend mit einer höheren Dichte!) und d) der Metamorphosegrad der Schneekristalle (von Neuschnee bis zum Tiefenreif). Die Bildung von Tiefenreif ist ein Indikator dafür, daß zwischen der Lufttemperatur und der bodennahen Lufttemperatur ein großer Temperaturunterschied herrschen muß. Die Lufttemperatur muß weit unter die Nullgradgrenze absinken ($< -40^\circ C$), um den Temperaturunterschied aufrechtzuerhalten, da der Boden aufgrund der späten Schneefälle tiefreichend auskühlen kann. Alle genannten Faktoren bestimmen in Abhängigkeit von der Lufttemperatur die biotischen und abiotischen Bedingungen im Boden und an der Bodenoberfläche. Für die Bodenmikroorganismen resultiert dieses in z.T. extremen Umweltbedingungen.

5.5.2 CO₂-Evolution

Jedes Lebewesen besitzt einen bevorzugten Lebensraum, dem abiotische Faktoren bestimmte Grenzen setzen. Mit der Fähigkeit, sich im Laufe der Zeit (von Minuten bis hin zu Tagen) an „extreme“ Umweltbedingungen anzupassen, wird ein Überleben ermöglicht. Organismen erreichen nur in den seltensten Fällen ihre potentielle Größe und sind in erster Linie auf das Überleben ausgerichtet. Der Hauptfaktor, der den Lebensraum aller Organismen beeinflusst, ist das Wasser. Ohne ausreichendes Wasser kann kein Lebewesen über längere Zeit existieren. Dennoch gibt es bei der Toleranz gegenüber Wassermangel Unterschiede. Die an Wassermangel adaptierten xerophilen Organismen leben hauptsächlich in Wüstengebieten (Kälte- oder Hitzewüsten) und weisen neben der Adaption an Trockenheit auch spezielle Anpassungen an Temperatur und Licht auf (Scherer 1994).

Zwei weitere Arten von Adaption sollen im folgenden näher erläutert werden. Im Laufe der Evolution entwickelten sich zum einen extremophile Organismen, die sich auf Lebensräume, die durch extrem niedrige Temperaturen gekennzeichnet sind, spezialisiert haben. Zum anderen sind für die vorliegende Arbeit barophile Organismen von Interesse, die bei Umgebungsdrücken > 600 bar ihren Lebensraum haben. Barophile Organismen werden bis heute nicht mit dem Lebensraum Boden in Verbindung gebracht. Eine Anpassung an erhöhte Umgebungsdrücke soll aber vor dem Hintergrund des winterlichen Gefrierens und dem dadurch entstehenden Eisdruck nicht außer Acht gelassen werden. Neben niedrigen Temperaturen und hohen Umgebungsdrücken beeinflusst aber auch der Wassermangel das Leben der arktischen Mikroorganismen.

Bei den Respirationdaten handelt es sich um potentielle Daten, die für die einzelnen Horizonte des *low-centre polygon* und des *soil wedge polygon* ermittelt wurden. In bezug auf die Freigabe von

Bodengasen an die Atmosphäre und physiologische Prozesse werden in den folgenden Abschnitten einige mögliche Adaptionsmöglichkeiten von Mikroorganismen näher betrachtet:

Adaption an extrem niedrige Temperaturen: Psychrophile und psychrotrophe Organismen

Streß kann durch verschiedene Umweltparameter ausgelöst werden. In den Tundren sind dieses in erster Linie die tiefen Wintertemperaturen und der damit - durch Eisbildung - verbundene geringe, bis gar nicht vorhandene freie Bodenwasseranteil. Bei der Betrachtung der Lebensräume muß zwischen den ganzjährig kalten und den winterkalten unterschieden werden. Eine weite Spanne zwischen Sommer- und Wintertemperaturen ist für kälteadaptierte Organismen ein weitaus ungünstigerer Lebensraum als dauerkalte Polarregionen (Brock und Madigan 1991). Organismen, die bei geringen Temperaturen (0°C) ihren Metabolismus aufrechterhalten, werden als psychrophil oder psychrotroph bezeichnet. Bei obligaten psychrophilen Organismen liegt das Temperaturoptimum unter 15°C und das Temperaturminimum sogar unter 0°C. Folgt man der Definition von Baross und Morita (1978) beschränkt sich das Wachstum der psychrophilen Organismen auf den Temperaturbereich zwischen $\leq 0^\circ\text{C}$ und $\leq 20^\circ\text{C}$ mit einem Optimum bei 15°C. Alle anderen bei tiefen Temperaturen wachsenden Bakterien mit einem Temperaturmaximum oberhalb von 20°C werden als psychrotroph, also kälte-tolerant, bezeichnet. Psychrophile Organismen besitzen eine niedrigere Maximaltemperatur als psychrotrophe (Gounot 1991). Untersuchungen von polaren Böden (Flint und Stout 1960) zeigten, daß die Mehrzahl der isolierten Mikroorganismen ein höheres Temperaturoptimum besitzen als es der *in situ* Temperatur entspricht. Da v.a. die obersten Bodenhorizonte der sommerlichen Auftauschicht stärkeren, strahlungsbedingten Temperaturunterschieden ausgesetzt sind, ist es verständlich, daß der größere Teil der Mikroflora kalter Lebensräume psychrotroph und nicht psychrophil ist.

Unabhängig von der Kälteanpassung bzw. -adaption darf der entscheidende Faktor, die Wasserverfügbarkeit, bei der Beschreibung der polaren terrestrischen Mikroflora nicht außer Acht gelassen werden. In grobkörnigen Substraten wird der Großteil des Bodenwassers knapp unter der Nullgradgrenze in die feste Phase übergehen. Je feinkörniger, je größer der Anteil organischer Substanz bzw. je molarer die Bodenlösung wird, desto weiter erniedrigt sich der Gefrierpunkt des Bodenwassers. Fraglich bleibt aber, ob die Erreichbarkeit für die Mikroorganismen erhalten bleibt, da auch dieses Wasser bei Temperaturen von -2°C in Eis übergehen wird.

Der Gefrierprozeß gleicht, wie schon im vorangegangenen Kapitel besprochen, einem Trocknungsprozeß und wirkt sich daher hemmend auf die mikrobielle Aktivität aus. Große Temperatursprünge führen bei den Mikroorganismen zu einem Wechsel zwischen langsamen Wachstumsraten und einem Wachstumsstillstand, wobei ein schneller Temperaturabfall zum Absterben des Organismus infolge von Membranverletzungen führen kann. Auch ein plötzlicher Temperaturanstieg kann negative Auswirkungen auf die Membranfunktion haben. An tiefe Temperaturen adaptierte (psychrophile) Mikroorganismen bauen vermehrt ungesättigte Fettsäuren in

ihre Membranlipide ein. So bleibt zum einen die Viskosität der Zellflüssigkeit über größere Temperaturspannen erhalten, und zum anderen wird die Permeabilität der Membran nicht beeinträchtigt. Die Enzyme der psychrotoleranten Bakterien reagieren durch Denaturierung und Aktivitätsverlust sehr empfindlich auf Temperaturänderungen, die außerhalb ihrer optimalen Temperaturspanne liegen.

Bei Temperaturen unterhalb des Gefrierpunktes bilden sich Eiskristalle, die für Bakterien tödlich sein können, da sie die Zellmembran und Proteine zerstören können. Ein Überlebensmechanismus der Kälteadaptation besteht darin, daß Bakterien „Frostschutzmittel“ wie Glycerol oder Zuckerverbindungen herstellen und so den Gefrierpunkt der Zellflüssigkeit herabsetzen können. Durchgefrorene Mikroorganismen können z.T. ohne Zellschäden mehrere Jahre überleben. Eine weitere Kälteadaptation ist der Einbau von Proteinen in die äußere Zellmembran; die als Aggregationskerne bei der Eisbildung fungieren. Mit Hilfe dieser Nuclei kann der Zellschaden, den das Eiswachstum hervorruft, reguliert werden (Lengeler et al. 1999). Bildet sich im Boden Eis, kommt es im ungefrorenen Wasser zu einer höheren Salzkonzentration und der osmotische Druck steigt an. Hier können nur Organismen überleben, die sich an erhöhte osmotische Drücke angepaßt haben.

Adaption an hohe Umgebungsdrücke: Barophile Organismen

Neben den erhöhten osmotischen Drücken gibt es noch einen weiteren Prozeß, der den Lebensraum der Mikroorganismen beeinflusst. Der Frostdruck ist ein normales Phänomen, das in unterschiedlichem Ausmaß beim saisonalen Gefrieren des Bodens auftritt. Wie Bakterien auf erhöhten Umgebungsdruck reagieren, wurde bisher hauptsächlich hinsichtlich des hydrostatischen Drucks im Bereich der Tiefseeforschung untersucht. Auf Tiefseeorganismen lastet ein Umgebungsdruck, der je 10 m Wassersäule um 1 kg cm^{-2} ansteigt und daher bis zu 1100 kg cm^{-2} betragen kann (Poremba 1994). Die physiologische Bevorzugung von Mikroorganismen an einen erhöhten Umgebungsdruck wird Barophilie genannt (vergl. Abbildung 5-22). Die Umsatzgeschwindigkeiten der Tiefseeorganismen sind geringer als die der Flachwasserorganismen, auch wenn sich die Bakterienzahl nicht wesentlich unterscheidet. Daß der hohe Umgebungsdruck die potentielle mikrobielle Aktivität von vornherein behindert, wurde durch vermehrte Tests widerlegt. Diese Aussagen beschränken sich aber auf die sommerliche Sedimentation von Phytodetritus (Lochte & Turley 1988). Die Störungen, die die Versuchsmethode induziert hat, lassen aber eine eindeutige Aussage bis heute nicht zu (Poremba 1994). Fuchs und Kröger (1999) stellten fest, daß ein hydrostatischer Druck im Bereich von 0-100 bar (0-10 MPa) einen geringen bis gar keinen Einfluß auf das Bakterienwachstum hat, und daß der Lebensraum barophiler Tiefseeorganismen erst bei Drücken von bis zu 600 bar (60 MPa) beginnt. Auf terrestrische und Flachwasserbakterien wirken sich bereits hydrostatische Drücke oberhalb von 400 bar (40 MPa) hemmend aus (Atlas und Bartha 1981).

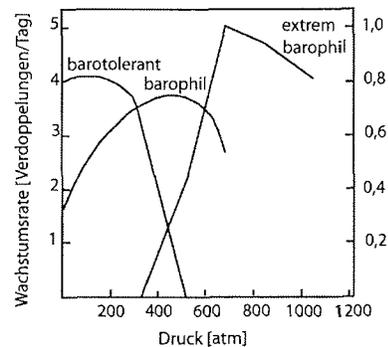


Abbildung 5-22: Wachstumsrate barotoleranter, barophiler und extrem barophiler Bakterien. Die Wachstumsraten der extrem barophilen Bakterien sind auf der rechten Ordinate dargestellt (verändert nach: Madigan et al. 2001)

Die Grenze liegt bei niedrigeren Temperaturen tiefer als bei höheren Temperaturen, d.h. daß sich die Kombination von tiefen Temperaturen und hohen Drücken als doppelter Streß limitierend auf den Metabolismus der Mikroorganismen auswirkt. Die biochemischen Prozesse im einzelnen, die ein Überleben unter derartigen Umgebungsdrücken gewährleisten, sind zur Zeit noch unklar. Ausgegangen wird aber von einer veränderten Zusammensetzung der Zellmembran und der Zellproteine.

Wie auch bei kälteadaptierten Organismen, findet man bei barophilen Organismen den verstärkten Einbau von ungesättigten Fettsäuren in der Membran. Hinsichtlich ihrer Überlebensstrategie unterscheiden sich psychrophile (kälteliebende) Organismen nicht so sehr von barophilen (druckliebenden) Organismen. Im Unterschied zu Tiefseeorganismen gibt es für die Bodenorganismen in gefrierenden Böden ein Klimaxstadium. Ist das gesamte freie Bodenwasser in die feste Phase übergegangen, fehlt den Organismen die Lebensgrundlage, und die Aktivität wird eingestellt. Wieweit der ungefrorene Wasserfilm, der die Mineralpartikel umgibt, ausreicht und den Mikroorganismen eine Aufrechterhaltung ihres Stoffwechsels ermöglicht, muß dabei geklärt werden. Die Überlegung ist nun, sterben Bakterien unter der Druckwirkung des Eises ab oder besitzen sie eine gewisse Drucktoleranz, die es ihnen ermöglicht die „trockenen“ veränderten Lebensbedingungen zu überstehen?

Das Wissen von der Existenz barophiler Tiefseeorganismen könnte eingeschränkt auch auf den Boden übertragen werden. Untersuchungen liegen auf diesem Gebiet noch nicht vor, von daher soll hier nur ein theoretischer Ansatz geliefert werden. Barophile Organismen haben sich auf ein Leben unter permanent hohem Umgebungsdruck angepaßt. Im Boden treten erhöhte Drücke aber nur sporadisch durch winterliches Gefrieren auf. Der erhöhte, durch Eisbildung hervorgerufene Druck, induziert eine Abnahme des freien Bodenwassers. Das fehlende Wasser ist primär für die Reduzierung der

mikrobiellen Aktivität verantwortlich und erfordert an Trockenheit angepaßte oder tolerante Organismen.

Die geschilderten, ineinanderübergelenden Prozesse beeinflussen auch in Permafrostböden das Leben der Mikroorganismen. Polare Böden können zum einen ein Lebensraum für drucktolerierende Organismen sein, die aber neben der Druckanpassung zum anderen auch eine Anpassung an geringe Temperaturen aufweisen müssen und zum dritten auch einem Wassermangel gegenüber tolerant sein müssen. Die Extreme, die den Lebensraum Permafrost kennzeichnen - seien es starke Temperaturamplituden zwischen Sommer und Winter, Wechsel des Bodenwassers zwischen der fluiden und festen Phase und der von Körnung und Wassergehalt abhängige kryostatische Druck - stellen hohe Ansprüche an die Stresstoleranz der Mikroorganismen.

Tundrastandorte weisen große Kohlenstoffreserven auf, vor allem in den organischen Oberflächenhorizonten. Die unterschiedliche Mächtigkeit der Auflagehorizonte resultiert in starken Unterschieden zwischen den Respirationswerten des *low-centre polygon* und des *soil wedge polygon*. Der höhere Anteil an organischer Substanz (vergl. Kapitel: Labordaten zu den Freilanduntersuchungen) führt bei dem *low-centre polygon* zu höheren potentiellen Respirationswerten, auch wenn beim *soil wedge polygon* durch die größere Auftautiefe ein größerer Bodenbereich der Bodenrespiration zur Verfügung steht.

Die Ergebnisse der Hochrechnung der potentiellen Respirationsdaten ergeben Werte, die um Zehnerpotenzen über Literaturwerten liegen (vergl. Oberbauer et al. 1992, Oberbauer et al. 1996, Sommerkorn 1998). Respirationsmessungen an der Bodenoberfläche von Tundrastandorten auf der Taimyr Halbinsel ergaben im Zeitraum Juli/August Werte von $2,6 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in Depressionen und $10,9 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in exponierteren Bereichen (Sommerkorn 1998). Respirationswerte von Oberbauer et al. (1992, 1996) an vergleichbaren Tundrastandorten in Alaska liegen im Juli zwischen $5,0$ und $9,9 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Vergleicht man die Werte mit den vorliegenden Ergebnissen, ist eine mögliche Erklärung für die große Differenz, daß für den tatsächlichen CO_2 -Fluß zwischen Boden und Atmosphäre nur die obersten Bodenzentimeter (0 - 5 cm) relevant sind. Untersuchungen von Sommerkorn (1998) zeigten z.B., daß Moose bis zu 99% des im Boden produzierten CO_2 aufnehmen können, bevor es zu einer Freisetzung an die Atmosphäre kommt.

Um den CO_2 -Fluß vom Boden in die Atmosphäre zu verstehen, muß zum einen geklärt werden, wie sich niedrige Temperaturen und Gefrier-Tau-Zyklen auf die Abbauraten organischer Substanz und die Nährstoffverfügbarkeiten ausüben. Hierfür geben Chapin et al. (1992) eine gute Übersicht. Sie diskutieren in ihrem Buch in mehreren Kapiteln arktische Ökosysteme und mikrobiologische Prozesse (Nadelhoffer et al. 1992) sowie die Nährstoffverfügbarkeit und Nährstoffaufnahme durch die Pflanzen (Chapin und Bledsoe 1992, Kielland und Chapin 1992). Zum andern muß geklärt werden, wie die Mikroorganismen auf die z.T. extremen Bedingungen reagieren.

Die Bodentemperatur ist ein wesentlicher Faktor, der die Dekomposition organischer Substanz und die Aktivität der Mikroorganismen beeinflusst. Die Grenze nachweisbarer Respiration liegt bei Temperaturen zwischen -5°C und -10°C (Nadelhoffer et al. 1992, Clein und Schimel 1995, Oechel 1997, Mast et al. 1998, Jones et al. 1999). Metabolische Aktivitäten von in Permafrostböden lebenden Bakterien werden von Rivkina et al. (2000) sogar bis zu Temperaturen von -20°C vermutet. Ein erhöhter CO_2 -Ausstoß zu Beginn der Auftauphase wurde u.a. von Skogland et al. (1998) nachgewiesen. Er führt diesen plötzlichen CO_2 -Anstieg zum einen auf das Absterben einzelner Bakterien zurück, die überlebenden Bakterien als Nahrungsgrundlage dienen und zum anderen auf eine erhöhte Nährstoffverfügbarkeit.

Ob es sich bei dem freigesetzten CO_2 tatsächlich nur um das Ergebnis akuter Prozesse handelt ist nicht eindeutig geklärt. Ebenso wie die nachgewiesene winterliche Freisetzung von CO_2 , die laut Zimov et al. (1993) 23% der Netto-Primärproduktion ausmachen kann. Den Grund für die winterliche Emission sieht Zimov in biologischen Prozessen. Mc Cown et al. 1972 (in: Marion 1995) sehen dagegen die Ursache des Frühjahrspeaks in der Freisetzung von eingeschlossenem CO_2 . Während des bidirektionalen Gefrierens der Auftauschicht zu Beginn des Winters wird CO_2 in der Bodenmatrix eingeschlossen. Da ein Entweichen durch den bereits gefrorenen Oberboden nur eingeschränkt möglich ist, verbleiben die Gase bis zum Auftauen im Boden. Dieser Ablauf basiert demnach in erster Linie auf physikalischen Prozessen.

Die vorliegenden Feldergebnisse lassen eine anhaltende Bodenrespiration in dem ungefrorenen Bereich zwischen den beidseitig vordringenden Eisfronten vermuten. Bis zu welchem Zeitpunkt metabolische Aktivitäten in gefrierenden Böden durchgeführt werden können, hängt aber von der Verfügbarkeit flüssigen Wassers ab. Diese Randbedingungen müssen geklärt werden, ebenso wie das Gefrierverhalten verschiedener Bodensubstrate. Denn nur mit dem Wissen dieser Grundlagen können die Mechanismen der winterlichen CO_2 -Produktion und des winterlichen CO_2 -Ausstoßes verstanden werden. Die in den folgenden Kapiteln vorgestellten Laborversuche sollen ein erster Schritt der Erklärung sein.

6 Eigenschaften und Verhalten von Böden auf Frost/Tau-Zyklen

6.1 Theoretische Grundlagen

6.1.1 Mechanik gefrorener Böden

Die Stabilitätseigenschaften eines Bodens hängen von der Kraft ab, die aufgebracht werden muß, um Deformationen, Verdichtungen, Scherungen etc. hervorzurufen. Als stabil wird ein Bodengefüge bezeichnet, bei dem sich die Lage der Primärteilchen gegeneinander bei einer Spannungsveränderung nicht verschiebt (Scheffer et al. 1998). Mechanische Belastungen wirken in der Regel auf den Boden ein und werden, da sie auf eine definierte Fläche bezogen werden, als Drücke bezeichnet. Da Druckbelastungen im Bodenkörper Spannungen hervorrufen, wird zur Beschreibung der Situation im Bodenverband selber der Begriff Spannung verwendet (Hartge und Horn 1991). Die Stabilität eines Bodens wird durch den Scherwiderstand bestimmt. Der Scherwiderstand ergibt sich aus der Normalspannung (die auf die Fläche bezogene Auflast) und den beiden Materialeigenschaften: der Winkel der inneren Reibung und der Kohäsion. Der Scherwiderstand ist diejenige Reaktionskraft, die der Boden bei Beanspruchung mobilisieren kann. Wird diese überschritten, kommt es zum Bruch oder Gleiten des Bodenbereiches – der Boden ist instabil.

Der wichtigste Prozeß, der den Gefriervorgang in Böden kennzeichnet, ist die Transformation des Bodenwassers zu Bodeneis. Der Phasenwechsel führt zu einer wesentlichen Veränderung der internen Bindungskräfte und kann eine Umverteilung von Bodenwasser und feinen Mineralpartikeln induzieren. Wesentliche Anteile des Bodenwassers können auch bei Temperaturen unterhalb von 0°C im flüssigen Zustand verbleiben. Die Anteile flüssigen Wassers reduzieren sich mit weiter sinkenden Temperaturen. Dennoch kann mehr als die Hälfte des Bodenwassers bei Temperaturen von -1°C ungefroren sein (Williams 1967). Das ungefrorene Wasser unterliegt einem abnehmenden Matrixpotential, das aus der Eisformation im Boden resultiert. Wird der Boden keinen äußeren Druckeinwirkungen ausgesetzt, resultieren negative Wasserspannungen in einer gleichwertigen, positiven effektiven Spannung, die in komprimierbaren Böden eine Verdichtung hervorrufen kann. Für die Schrumpfung ist die Oberflächenspannung des Wassers verantwortlich. Druckdifferenzen führen zur Durchbiegung des Wassermeniskus in der Kapillare und resultieren in einer Zusammenziehung der Kapillarwände. Da Wasserdrücke von der Wasseroberfläche aus nach oben zunehmend negativ sind, wirkt sich die Kontraktion mit zunehmender Steighöhe des Meniskus immer stärker aus (Hartge und Horn 1991). Je kleiner der Kapillardurchmesser ist, desto größer wird der Druckunterschied und die kontrahierende Kraft. Williams (1976) versuchte mit Hilfe von Gefrierexperimenten die Beziehung zwischen Temperatur und negativen Porenwasserdrücken zu erarbeiten. In komprimierbaren Böden können aufgrund erhöhter effektiver Spannungen

Volumenreduzierungen auftreten. Die Volumenabnahme kann zum Teil durch die Bildung lokaler Eislinsen kompensiert werden.

Neben einer Volumenreduzierung können Bodenkörper durch den Gefrierprozeß auch eine Volumenexpansion erfahren. Drücke, die durch die Volumenausdehnung des gefrierenden Wassers hervorgerufen werden, können vor allem in Systemen mit Volumenkonstanz beträchtliche Höhe erreichen (z. B. in Ziegelsteinen). Die Situation ist vergleichbar mit einer wassergefüllten Glasflasche, die beim Gefrieren platzt. Der maximale Druck liegt bei 2200 kg/cm^2 (bei einer Temperatur von -22°C). Dieses ist der höchste Druck bei dem sich Eis des Typs 1 bildet. Bei höheren Drücken bildet sich ein Eistyp, der kein größeres spezifisches Volumen als Wasser besitzt (Williams 1967).

Unter natürlichen Umständen kann man bei einem Boden nicht von einem raumkonstanten System sprechen. Zwar nimmt mit zunehmender Tiefe die Auflast der überlagernden Bodenschichten zu und damit der Widerstand für eine nach oben gerichtete Druckentlastung, dennoch entsprechen die lateralen und vertikalen Widerstände nicht einem starren System. Einer starken Druckentwicklung wirkt zudem die gewisse Mobilität der Mineralpartikel entgegen. Durch Komprimierung und Aggregation werden neue Freiräume geschaffen, in denen sich das Poreneis ausbreiten kann. Eine Druckreduzierung wird auch durch im Porenraum eingeschlossene Luft ermöglicht, da die komprimierbare Bodenluft Eisexpansion und Wasserbewegungen ermöglicht.

Im Boden gefrierendes Wasser kann über weite Temperaturbereiche zu einer volumetrischen Expansion des Bodenkörpers und damit zur Erhöhung der internen Kräfte führen. Die Höhe der Eisdrücke im Boden sind in ihrem Ausmaß nicht mit den Drücken vergleichbar, die beim Gefrieren freien Wassers unter Atmosphärendruck entstehen. Dennoch dürfen sie, vor dem Hintergrund der wirkenden Auflast und der durch Aggregation hervorgerufenen Bodenstabilität, nicht außer Acht gelassen werden. Die Eisdruckentstehung wirkt sich nachhaltig auf die Bodenstruktur aus, da eine Eisbildung nicht nur zu einer Zementierung der Bodenpartikel durch Austrocknung führt, sondern auch zu einer Umverteilung und Kompaktion derselben führen kann. Auch das Bodenwasser ist keine statische Komponente. Unterschiede im Matrixpotential des gefrierenden Bodens führen zum Aufbau hydraulischer Gradienten, die Wasserbewegungen induzieren können.

Gefrieren unter Bedingungen des geschlossenen Systems kann nur in einer Umverteilung des vorhandenen Porenwassers zwischen den gefrorenen und den ungefrorenen Bereichen resultieren. Die Intensität der Wasserbewegung hängt daher, neben den sich aufbauenden Temperaturgradienten von dem Ausgangswassergehalt der Probe ab.

Fällt die Bodentemperatur unter die Nullgradgrenze, beginnt das Wasser in den Grobporen zu gefrieren. Die Folge ist, daß Wasser, das sich in Intraaggregatporen befindet, herausgequetscht wird und in den Interaggregatporen gefriert. Dabei wird die Interaggregatstruktur zerstört (Yershov 1998). Die Expansion des Eises und die Kontraktion, die aus der Abnahme des Matrixpotentials resultiert, führen zum einen zu einer Vergrößerung schon existierender Poren und zum anderen zur

Komprimierung von Aggregaten, wobei die Verdichtung der Aggregate mit fallender Temperatur zunimmt (Williams und Smith 1989). Dieser Prozeß ist zum Teil irreversibel, d.h. die Aggregate bleiben nach dem Abtauen bestehen. Durch die effektive Spannung, die sich bei dem Gefrierprozeß aufbaut, kann es zur Konsolidation der Bodenmatrix kommen, denn die effektive Spannung resultiert aus dem abnehmenden Matrixpotential und dem Eisdruck.

Sand- und Grobschlufffraktionen können durch Kryohydration zerbrechen. Diese Form der thermischen Verwitterung kann mit der Neubildung von Aggregaten und einer stabileren Bodenstruktur, durch die Verbindung von Primärpartikeln und Aggregaten infolge der Dehydration, einhergehen. Durch die starke Bindung, die zwischen dem Bodeneis und den Mineralpartikeln herrscht, kann es während des Gefrierprozesses zu einer wassergehalts- und substratabhängigen Erhöhung der mechanischen Belastbarkeit kommen (Quaß 1998).

Neben dem „reinen“ Bodeneis, das ausschließlich aus H₂O Molekülen besteht, treten häufig Bodeneisformen auf, die Bestandteile an Salzlösungen, mineralischen und organischen Stoffen sowie Luftporen aufweisen. Höhere Salzgehalte reduzieren in der Regel die mechanische Belastbarkeit des Bodens, da sich mit steigendem Salzgehalt der Gefrierpunkt erniedrigt und mehr Bodenwasser im ungefrorenen Zustand verbleibt. Neben dem Anteil an ungefrorenem Wasser können konzentrierte Intrusionen (brine pockets) auftreten, die die Belastbarkeit des Bodens reduzieren.

6.1.2 Eislinsenbildung

Frosthub eines Bodens wird in erster Linie auf den komplexen Prozeß der Eislinsenbildung zurückgeführt. Die Kristallisationstemperatur des Bodenwassers liegt unterhalb der des freien Wassers, steigt aber mit zunehmendem Abstand zu den Mineralpartikeln an. Die in den Boden vordringende Eisfront besitzt einen dünnen, absorbierten, ungefrorenen Wasserfilm, an dem unter Idealbedingungen ein Gleichgewicht zwischen Wassernachlieferung und Phasenwechsel unter Beibehaltung der ursprünglichen Dicke, herrscht. Aus energetischen Gründen ist es einfacher, Wasser aus angrenzenden Poren anzusaugen, als absorbiertes Wasser zu gefrieren oder in Poren einzudringen (Mitchell 1993). Voraussetzung für jeden Wassertransport ist eine hohe ungesättigte Leitfähigkeit, die in einem „frostanfälligen“ Substrat gewährleistet ist. Unterschiede im hydrostatischen Gradienten treiben die Wasserbewegungen an, die so lange anhalten, bis die Wasserspannungen in den Poren so hoch werden, daß Hohlräume entstehen und der Wasserfluß abreißt. Die Wasserleitfähigkeit eines Bodens ist für die Ausbildung von Eislinsen verantwortlich. Sie bestimmt die Größe wie auch die Häufigkeit der Eislinsen im Boden. Ist die Permeabilität gering, wie z. B. in einem Tonboden, ist eine Wassernachlieferung nur sehr langsam und das Eislinsenwachstum nur eingeschränkt möglich.

Sande sind kein optimales Substrat für die Bildung von Eislinsen, da zum einen das Wasser in den überwiegenden Grobporen schon nahe 0°C gefriert und zum anderen, da schon geringe Wasserspannungen an der Eisfront zur Entleerung und damit zu luftgefüllten Grobporen führen. Der Wassertransport wird auf die dampfförmige Phase reduziert und bleibt im Ausmaß hinter dem der flüssigen Phase. Schluffige Böden bieten die besten Voraussetzungen für die Ausbildung von Eislinsen. Ihre Porengrößenverteilung, die ungesättigte Wasserleitfähigkeit sowie die erforderliche Gefrierpunktniedrigung kombinieren sich zu idealen Ausgangsbedingungen für die Eislinsenbildung. Sind die Bildungsvoraussetzungen für eine Eislinse nicht mehr erfüllt, wandert die Eisfront weiter in den Boden, und eine neue Eislinse entsteht tiefer im Profil. Aufgrund des überlagerten Bodens und des geringeren Sättigungsgrades kann die Kristallisationstemperatur für die nächste Eislinse tiefer liegen.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß ein hoher Grundwasserspiegel, eine geringe Auflast (geringe Bodentiefe), eine langsame Gefriertrate sowie eine hohe Permeabilität bei geringem Porenradius die ausschlaggebenden Faktoren bei der Eislinsenbildung sind.

6.1.3 Rißbildung und Deformation in gefrierenden Böden

Rißbildung in Sedimenten ist ein weitverbreitetes Phänomen und ein Schlüsselprozeß bei der Bildung von Frostmusterformen (Washburn 1979). In gefrorenen, eisreichen Böden kann eine Temperaturemiedrigung durch thermische Kontraktion zur Bildung von Rissen führen, aus denen sich Eiskeil- und Sandkeilpolygone entwickeln können (French 1996, Lewkowicz und Allard 1998). Für die Bildung von Frostmusterformen ist die Kontraktion der Initialprozeß, die durch Temperaturabnahme, Trocknung etc. ausgelöst und kontrolliert wird.

Der Prozeß, der der frostinduzierten Rißbildung zugrunde liegt, unterscheidet sich nicht wesentlich von dem, der für Rißbildung in trocknenden Substraten verantwortlich ist. Kapillare Kräfte infolge von Porenentwässerung bedingen in beiden Fällen nach innen gekrümmte Wassermenisken, die die Mineralpartikel zueinander ziehen und eine Komprimierung des Bodensubstrates zur Folge haben. Die resultierende Schrumpfung ist wie alle anderen Volumenveränderungen eine Folge von Veränderungen im Spannungssystem im Bodenkörper. Wenn das Wasser entzogen wird, rücken feine Bodenpartikel näher zusammen und reduzieren so das Bodenvolumen (Rowell 1994). Wird der Meniskenzug stärker als die horizontale auflastbedingte Spannungskomponente, reißt der Boden rechtwinklig zur Zugrichtung (Scheffer et al. 1998). Infolge der vertikalen Schrumpfung kommt es zu einer Absenkung der Bodenoberfläche. Horizontale Schrumpfungen können nur unter Ausbildung vertikaler Risse erfolgen. Aber nicht nur Drainung oder Evaporation führen zur Schrumpfung und

Bildung von Trockenrissen, sondern auch der Abtransport von Wasser zum Ort der Eisbildung. Die hervorgerufene Volumenreduzierung basiert sowohl auf dem Wasserverlust, als auch auf der Partikelumverteilung infolge ansteigender Matrixspannung. Daß Trockenrisse an der Ausbildung von, v.a. kleineren Polygonen beteiligt sind, zeigten die Laborversuche von Taber (1929) und Pissart (1964) (in: Washburn 1979). Wie weit die Korngrößenzusammensetzung die Rißbildung beeinflusst, ist noch nicht vollständig geklärt. Frostrisse tauchen in den verschiedensten Substraten auf, und außer der Verbreitung vom Porenwasser ist der Einfluß der Korngrößenverteilung noch nicht erarbeitet. Das Auftreten von Trockenrissen läßt sich dennoch auf Substrate beschränken, die Ton- und Schluffanteile aufweisen. Mit abnehmenden Porendurchmesser und Partikelgröße nehmen die kapillaren Kräfte und die Schrumpfungen zu, da die Bewegung von Partikeln relativ gesehen einfacher wird (Mitchell 1993).

Schrumpfungen können in gefrierenden Böden in vertikaler und in horizontaler Richtung auftreten und Schwächezonen bilden. Streßgradienten sind Antrieb für Wasserbewegungen in den am meisten beanspruchten Bodenbereichen. Ist ein ausreichender Wassertransport nicht gewährleistet, können durch Dehydration Risse in dem gefrierenden Boden entstehen. Die Bodendeformation, die infolge der Schrumpfungen auftritt, ist in vertikaler Richtung stärker ausgeprägt als in horizontaler. Was zum einen dadurch erklärt werden kann, daß der ungefrorene Boden durch Adhäsion mit dem gefrorenen Boden verbunden ist und so einen höheren Widerstand aufbringen kann (Yershov 1998), und zum anderen durch die ungleichmäßige Tiefenverteilung des Bodenwassers. Rißbildung durch Thermokontraktion ist nicht in erster Linie das Ergebnis einer stark negativen Bodentemperatur, sondern laut Grechishchev (1973) das Ergebnis einer Prozeßabfolge. Einer kontinuierlichen Abkühlungsphase folgen weitere „sekundäre“ kurzzeitige Temperaturschwankungen, die in einer Rißentstehung resultieren. Die Rißbildung ist abhängig vom Ausdehnungskoeffizienten und damit von der Zusammensetzung des gefrorenen Substrats, da der Ausdehnungskoeffizient gefrorener Bodenarten stark variiert. Bei Tonen liegt er beispielsweise bei $2000 \times 10^{-6}/^{\circ}\text{C}$ und mehr und bei Sanden bei $20-50 \times 10^{-6}/^{\circ}\text{C}$. Der Ausdehnungskoeffizient ist temperaturabhängig, er reduziert sich mit abnehmender Temperatur. Neben der Temperaturabhängigkeit zeigen thermische Deformationen eine Wassergehaltsabhängigkeit (Grechishchev 1973).

Die Luft- und die Bodentemperatur zum Zeitpunkt der Rißbildung wurden von Allard und Kaspar (1998) erfaßt. Untersuchungen einer fluviatilen Terrasse in Salluit, Nord Québec, Kanada belegten die Rißbildung entlang eines schon existierenden Eiskeils Ende Dezember / Anfang Januar als Funktion der Lufttemperatur. Die Lufttemperatur sank in dieser Zeit von -20°C auf -32°C ab und die Temperatur oberhalb der Permafrosttafel lag bei -15°C . Untersuchungen von Lachenbruch (1966) und Péwé (1966) kommen zu ähnlichen Werten. Die Lufttemperatur muß zwischen -20°C und -30°C und die Temperatur oberhalb der Permafrosttafel muß zwischen -15°C und -20°C liegen. Ist die Abkühlungsgeschwindigkeit zu gering, kann die durch thermische Kontraktion erhöhte Zugspannung

durch Bewegungen des Permafrostes abgebaut werden, ohne daß es zu einer Rißbildung kommt (Allard und Kaspar 1998).

Polygone treten in Form von Polygonfeldern auf. Ihre massenhafte Verbreitung liegt darin begründet, daß die thermischen Spannungen an der Bodenoberfläche parallel zu dem Initialriß nur eine schwache Entlastung erfahren, und es so zu starken horizontalen Spannungsunterschieden im Entlastungsbereich kommt. Ein zweiter Riß wird sich daher immer senkrecht zur größten Spannung (τ_z) ausrichten, d.h. er trifft im rechten Winkel auf den Initialriß. Abbildung 6-1 verdeutlicht die Spannungsverteilungen ($\tau_z - \tau_y$) im Entlastungsbereich.

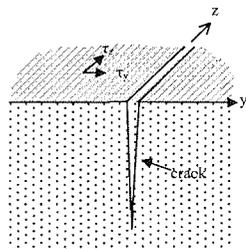


Abbildung 6-1: Spannungsverteilungen an der Bodenoberfläche nach der Rißentstehung, (nach Lachenbruch 1960)

6.1.4 Gefrierprozeß

Für ein poröses Medium ohne Wasseranteile ist die Nullgradisotherme vergleichbar mit anderen Isothermen eines Temperaturfeldes. Beinhaltet aber ein Boden Wasser, übt die Temperatur, sobald sie den Gefrierpunkt des Wassers unterschreitet, starken Einfluß aus. Der Phasenwechsel des Bodenwassers von flüssig zu fest wird eingeleitet und führt zu wesentlichen Veränderungen der Bodeneigenschaften.

Vier Faktoren beeinflussen maßgeblich das Gefrieren von Bodensubstraten:

1. Die Wärmeleitfähigkeit.
2. Der Bodenwassergehalt.
3. Die Wasserverfügbarkeit (Kapillarität), da ein Absinken der Temperatur auf 0°C nicht gleichzeitig einen Phasenwechsel von Wasser zu Eis induziert.
4. Neben dem absoluten Absinken der Temperatur spielt auch die Gefriertrate eine wesentliche Rolle.

Um die Bedeutung des Phasenwechsels von Wasser zu Eis für den Boden zu verstehen, müssen unter anderem thermodynamische, thermische und physikalische Prozesse untersucht werden. Die

Betrachtung des Phänomens „Frost“ und „Bodengefrorenis“ wird um so bedeutender, wenn man sich vergegenwärtigt, daß 35% der irdischen Landoberfläche von Prozessen des Tauens und Gefrierens beeinflusst werden (Williams and Smith 1991).

Reines Wasser beginnt bei Erreichen der Nullgradgrenze und einem Umgebungsdruck von 1013 hPa zu gefrieren. Begleitet wird dieser Phasenwechsel von einer Volumenexpansion um 9% und der Abfuhr latenter Wärme, die beim Phasenübergang freigesetzt wird. Als Beispiel: wird 1 g Boden mit einem Feuchtegehalt von 20% auf weniger als 0°C gekühlt, werden beim Gefrierprozeß 70 J freigesetzt. Diese Wärmemenge ist im Vergleich ausreichend, um 1 g Quarz um 40°C zu erwärmen (Yershov 1998).

Pro Gramm Wasser werden beim Phasenwechsel von Wasser zu Eis 334 J g^{-1} abgegeben oder im Falle des Tauens aufgenommen. Zwei Phasenzustände können nur nebeneinander existieren, wenn die Phasenenergie gleich ist. Dieser Zustand entsteht zum Beispiel bei Erreichen des Gefrier- oder des Taupunktes. Bei Temperaturen unterhalb des Gefrierpunktes nimmt der Energiezustand der festen Phase zu. Der Zustand wird instabil, und die feste Phase mit dem geringeren Energieniveau wächst auf Kosten der - höheren - flüssigen Phase (French 1996).

Im Boden liegt das Porenwasser selten in reiner Form vor. Gehalte an Anionen und Kationen reduzieren den Gefrierpunkt um wenige zehntel Grad gegenüber dem Gefrierpunkt von freiem Wasser. Da dieses Phänomen nur in salinen Böden stärker zum Tragen kommt, ist ein weiterer Faktor ausschlaggebender: Dauert das Gefrieren des Porenwassers an, verstärken sich Kapillarität und Absorption. Je kleiner die Mineralpartikel sind, desto stärker wird der Einfluß der Kapillarität. Die freie Energie des Wassers wird reduziert, und der Gefrierpunkt sinkt weiter herab. Kapillarität, als Ergebnis molekularer Kräfte der einzelnen Phasen, bedingt die Bildung von Menisken und das Aufsteigen von Wasser in den Poren. Je feiner die Poren sind, desto wichtiger wird dieser Prozeß. Kapillarität ermöglicht dem Wasser die Bewegung in Richtung Eisfront (engl. *suction* oder *cryosuction*).

Adsorption hat einen ähnlichen Effekt. Bindungskräfte der Mineralpartikel reduzieren den Energiezustand des Wassers und damit seinen Gefrierpunkt. Damit absorbiertes Wasser gefrieren kann, muß die Temperatur weiter herabfallen. Sobald freies Wasser bei Erreichen der Nullgradgrenze gefriert, verändert es seinen Energiezustand. Das Absinken des Wasserpotentials nahe des Eises läßt einen Gradienten entstehen. Von der Eisfront entfernteres Wasser besitzt ein höheres Wasserpotential als das Wasser nahe der Eisfront. Die Folge ist eine Migration von Wasser in Richtung der Eisfront. Eine mögliche Folge ist eine Eislinsenbildung und daraus resultierender Frosthubb. Die Auswirkungen von Kapillarität und Absorption werden von der Korngrößenzusammensetzung, dem Wasserangebot und dem Temperaturverlauf bestimmt. In grobkörnigen Substraten, in denen grobe Poren dominieren,

finden diese Prozesse keine große Bedeutung. In der Regel liegt zwischen Mineralpartikeln und dem Bodeneis, selbst bei Temperaturen unterhalb der Nullgradgrenze, ein ungefrorener Wasserfilm.

Der Boden reagiert auf Temperaturänderungen mit z.T. großen volumetrischen Deformationen, wie Kontraktion und Expansion. Diese temperaturabhängigen Deformationen sind im Vielphasensystem des gefrorenen Bodens komplex. Jede einzelne Bodenkomponente (mineralische und organische Bestandteile, ungefrorenes Wasser und Eis) reagiert für sich speziell und damit unterschiedlich auf den Temperaturabfall. Der Phasenwechsel des Wassers zu Eis, der über ein weites Temperaturspektrum stattfindet, bedingt die volumetrische Expansion des gefrierenden Bodenkörpers.

Folgen entstehen vor allem im Bereich der Bodenstruktur, wie z.B. Koagulation, Aggregation und Dispersion von Bodenpartikeln, Risse entstehen und Bodenkomponenten können verlagert werden, was nicht zuletzt Auswirkungen auf das Porensystem des Bodens hat (Yershov 1998).

Der Phasenwechsel

Eine *Phase* ist ein räumlich abgegrenztes Gebiet eines Stoffes mit gleichen physikalischen Eigenschaften (Hering et al. 1997). In dieser Arbeit bezieht sich der Begriff Phase auf die drei möglichen Aggregatzustände der Materie Wasser (fest, flüssig, gasförmig). Allen Phasenübergängen ist gemeinsam, daß Wärme ab- bzw. zugeführt werden muß, ohne daß es zu einer Temperaturänderung kommt. Diese Wärme wird deshalb als *latente Wärme* bezeichnet.

Ein Absinken der Bodentemperatur unterhalb des Gefrierpunktes tritt erst dann ein, wenn das Bodenwasser den Phasenzustand gewechselt hat und die freigesetzte latente Wärme abgeführt wurde (*zero-curtain effect*). Die freigesetzte Wärme folgt dem thermischen Gradienten (warm nach kalt) und verhindert dadurch ein Ansteigen der Bodentemperatur. Dieser Fluß dauert so lange an, wie latente Wärme freigesetzt und in Abhängigkeit vom thermischen Gradienten und der Wärmeleitfähigkeit des Bodens abgeführt werden kann. Reduziert sich bei abnehmendem ungefrorenen Wasseranteil die Eisbildung, ebbt auch der Wärmefluß ab, und der Boden kann weiter auskühlen. Im allgemeinen läuft der Gefrierprozeß in feinkörnigen Böden langsamer ab als in grobkörnigen, da sie über einen höheren Wasseranteil verfügen und dementsprechend mehr latente Wärme freisetzen, die abgeführt werden muß.

Bei der Betrachtung des Phasenüberganges von fest nach flüssig, dient die zugeführte Wärme der Aufbrechung des Festkörpergitters des Eises. Durch die zugeführte Wärme erhöht sich die Enthalpie der Substanz; die benötigte Wärmemenge wird daher auch *Schmelzenthalpie* genannt. Um 1g Eis zu

schmelzen, muß eine Wärmemenge von 334 J zugeführt werden. Diese 334 J (80 cal) bezeichnet man auch als latente Fusionswärme (L_f).

Enthält ein Boden einen geringen Wassergehalt, fällt die abzuführende Wärmemenge dementsprechend kleiner aus. Daraus resultierend, kühlt der Boden schneller ab. Eis dringt so lange nicht tiefer in den Boden ein, wie ausreichend Wasser aus tieferen Bodenschichten von der Eisfront angezogen wird und die beim Gefrieren freigesetzte latente Wärme abgeführt werden kann. Beim Auftauen ist der Prozeß genau entgegengesetzt.

Bei der Phasenumwandlung von Eis zu Wasser gibt es noch eine Besonderheit zu beachten. In den meisten Fällen ist das Volumen des festen Körpers geringer als das Flüssigkeitsvolumen. Bei Wasser dagegen nimmt das Eisvolumen einen größeren Raum als das Wasservolumen ein (*Anomalie des Wassers*). Dieses hat zur Folge, daß die Schmelztemperatur mit zunehmendem Druck sinkt, so daß Eis bei gleichbleibender Temperatur durch Druckerhöhung schmilzt (Hering et al. 1997). Anders gesagt, isotroper Druck erniedrigt den Gefrierpunkt um $0,0073^\circ\text{C}$ pro 1 kg/cm^2 . Kommt es zu einer Druckentlastung, kann das Wasser bzw. der Wasserfilm wieder gefrieren.

6.1.5 Wärmefluß

Der Wärmefluß findet mittels drei Transportmechanismen statt (vergl. Abbildung 6-2)

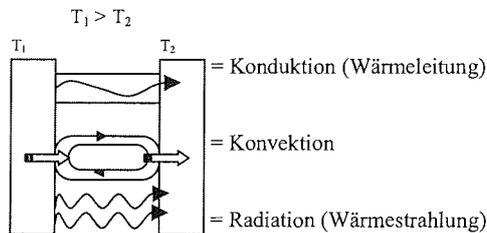


Abbildung 6-2: Schematische Darstellung der drei Wärmetransportmechanismen

Ein Temperaturgradient bedingt einen Wärmetransport von einem höheren Energiezustand zu einem niedrigeren, d.h. vom warmen System wird an das kalte System irreversibel Energie übertragen. Vergleichbar mit einem Wasserfluß, sucht sich die Wärme stets den Weg des geringsten Widerstandes. Streng genommen ist Wärme der thermische Energiefluß von Regionen mit höheren Temperaturen zu Regionen mit niedrigeren Temperaturen.

Bei dem Wärmetransport per Konduktion wird die Wärme über in kontaktstehende Festkörper übertragen. Der Transport findet mit Hilfe von übertragenden Schwingungsenergien benachbarter Moleküle und der kinetischen Energie von Leitungselektronen in Stoßprozessen statt. Konvektion bedeutet, daß Moleküle Energie dem Gefälle folgend transportieren, ehe sie sie an andere „kältere“ Moleküle abgeben. Unterschieden werden freie und erzwungene Konvektion. Freie Konvektion tritt z.B. in Flüssigkeiten durch Erwärmung auf, da es sowohl bei Gasen als auch in Flüssigkeiten bei Temperaturänderungen zu Dichteänderungen kommt. Wird durch äußere Kräfte eine Strömung aufgebaut, spricht man von erzwungener Konvektion (z.B. Wind). Bei einem fließenden Medium unterscheidet man den laminaren Fluß von dem turbulenten Fluß. Beim laminaren Fluß ist die Fließgeschwindigkeit in Fließrichtung überwiegend gleich (leichte Fließgeschwindigkeitserhöhung in der Flußmitte) und die Strömungsbahnen laufen nebeneinander her. In Tonen, Schluffen und Sanden liegen unter Freilandbedingungen fast ausschließlich laminare Strömungsbedingungen vor (Hartge und Horn 1991). Beim turbulenten Fluß, wie er in Kiesen auftreten kann, kreuzen sich hingegen die Fließbahnen und der Wasserfluß wird an den Rändern abgebremst, was zu einer Verminderung der Fließgeschwindigkeit führt. Durch Wirbelbildung wird Energie verbraucht, weshalb die gesamte Geschwindigkeit und daher auch die Transportleistung bei gleichen Potentialgradienten in einer laminaren Strömung größer sind als in einer turbulenten (Hartge und Horn 1991).

Temperaturunterschiede in der Flüssigkeit werden schneller ausgeglichen und Wärmeflüsse finden verstärkt statt (Freitag und Fadden 1996).

In stehenden Gewässern erfolgt die Wärmeübertragung per Konduktion. Bei dem Transportmechanismus der Strahlung übertragen elektromagnetische Wellen die Wärme. Um einen Wärmetransport durch Strahlung hervorzurufen, werden nur zwei Körper unterschiedlicher Temperatur benötigt, wobei Strahlung in erster Linie ein Oberflächenphänomen ist, d.h. die Beschaffenheit der Oberfläche bestimmt die Höhe des Wärmetransportes. Die maximale Menge an emittierter Strahlung (E_R) eines schwarzen Körpers ist durch das Stephan-Boltzman Gesetz definiert:

$$E_R = \sigma T_a^4 \quad \text{Formel 6-1}$$

in der: σ = Stephan Boltzman Konstante und T_a = die absolute Temperatur ist. Die Stephan Boltzman Konstante ist gleich $5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^2 \text{ K}^4$ (Freitag 1997). Nur homogen schwarze Körper können maximale Strahlung wie es Formel 6.1 zeigt emittieren. Das Strahlungsvermögen anderer Oberflächen wird im Verhältnis zum Strahlungsvermögen des optimalen schwarzen Körpers gesehen (ε) und liegt zwischen Null und Eins. Die Höhe wird vom Oberflächenzustand (rauh oder glatt) und von der Farbe bestimmt. Das Strahlungsvermögen eines nicht ideal schwarzen Körpers wird bestimmt durch:

$$E_R = \varepsilon \sigma T^4 \quad \text{Formel 6-2}$$

Der Versuchsaufbau, der dieser Arbeit zugrunde liegt, erfordert in erster Linie Kenntnisse des konduktiven Wärmetransportes. Er soll daher im folgenden näher betrachtet werden.

Material	Wärmeleitfähigkeit k [W/m K]	Wärmeausdehnungs- koeffizient [$10^{-6}/\text{K}$]	spez. Wärmekapazität [kJ/kg K]	Dichte [g/cm ³]
Glasfaser (Gf)	0.038	n.b.	0.80	0.032
Plexiglas	0.190	70	1.70	1.2
Schamotte (S)	1.400	5	0.84	2.1
Wasser	0.598	20.7 [$10^{-3}/\text{K}$]	4.18	~1
Eis bei 0°C	2.200	0.502	2.10	0.917

Tabelle 6-1: Physikalische Eigenschaften verschiedener Medien

Wärmeleitung (Konduktion)

Das *Fouriersche Grundgesetz des molekularen Wärmetransportes* (J.B.J. Fourier, 1768 bis 1830) beschreibt den Zusammenhang zwischen der Ursache eines Wärmeflusses, einem räumlichen Temperaturgradienten $\partial T/\partial x$ in der Raumrichtung x und die in der Zeitspanne Δt durch eine Grenzfläche A abfließende Wärme ΔQ , der Wärmestromdichte $q = \Delta Q/A \Delta t = Q/A$:

$$q \text{ [W / mK]} = -k \frac{dT}{dx} = -k \left(\frac{T_2 - T_1}{x_2 - x_1} \right) \quad \text{Formel 6-3}$$

Die Proportionalitätskonstante k ist dabei die Wärmeleitfähigkeit des Materials, die für die einzelnen Stoffe sehr unterschiedlich ist (vergl. Tabelle 6-1).

6.1.6 Messungen des Bodenwassergehaltes mittels Time Domain Reflectometry (TDR)

Die Grundlage der Messung mittels Time Domain Reflectometry (Zeit-Bereichs-Reflektometer) ist die unterschiedliche dielektrische Konstante (K) einzelner Komponenten, wobei K die Aufnahmekapazität elektrischer Energie innerhalb eines Energiefeldes darstellt. Die Verweildauer eines elektromagnetischen Pulses wird länger, je mehr Wasser der umgebende Boden enthält.

Zahlreiche wissenschaftliche Arbeiten belegen, daß die volumetrische Wassergehaltsbestimmung mittels der TDR-Meßtechnik zur Bestimmung des ungefrorenen Wassergehaltes in gefrorenen Böden herangezogen werden kann (z.B. Patterson und Smith 1981, Dirksen und Dasberg 1993, Seyfried und Murdock 1996, Stähli et al. 1997). Stein und Kane (1983) untersuchten während der Wintermonate die Gefrier- und Tauzyklen in Böden. In ihren Untersuchungen bestimmten sie den ungefrorenen Bodenwasseranteil in gefrorenen Böden sowie den Wassergehalt des Schnees. Das Auftreten von Meßfehlern und ihre Ursachen werden z.B. in den Arbeiten von Hook und Livingston (1995) und Pepin et al. (1995) erläutert. Pepin et al. (1995) untersuchten die Temperaturabhängigkeit der Wassergehaltsbestimmung mittels TDR in einem Temperaturbereich von 5 bis 50°C. Sie stellten fest, daß vor allem bei hohen Wassergehalten Temperaturänderungen im Boden einen Einfluß auf die Meßwerte haben, und daß die Dielektrizitätskonstante von freiem Wasser anders auf Temperaturänderungen reagiert als die des Bodenwassers.

Das Meßprinzip

Bestimmt wird die Laufzeit eines elektromagnetischen Impulses entlang eines Wellenleiters, der in dem zu messenden Medium eingebettet ist. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Welle hängt sowohl von der Dielektrizitätskonstanten (K oder ϵ_r) als auch von der magnetischen Permeabilität ab. Die dabei ausschlaggebende Dielektrizitätskonstante setzt sich aus einem realen (ϵ_r) und einem imaginären Anteil (ϵ_i) zusammen, wobei der Effekt der imaginären dielektrischen Konstante der echten realen Leitfähigkeit (σ) entspricht und den Verlustanteil darstellt (Campbell 1990). Wasserdipole richten sich mit ihrer dipolaren Molekülstruktur im magnetischen Feld der Welle aus (Plagge et al. 1994).

Als K wird für mineralische Bestandteile 3-5, für Wasser 81 (20°C) und für Luft 1 angesetzt. Da Wasser mit Abstand die höchste Dielektrizitätskonstante besitzt, sagt ihre Änderung in einer Mischung, bestehend aus Festsubstanz, Wasser und Luft v.a. etwas über Wassergehaltsänderungen aus.

Das Meßsystem ist aus einer koaxialen Zuführungsleitung und einer Sonde – dem Wellenleiter – aufgebaut. Unstetigkeiten im Wellenwiderstand führen zur Wellenbrechung, so daß die gesamte Energie jetzt nicht mehr transmittiert, sondern ein Teil der Energie infolge der Brechung reflektiert wird. Die Dielektrizitätskonstante eines Bodens setzt sich aus den Mengenverhältnissen der einzelnen Komponenten zusammen. Nach Steru (1958, in: Ansould et al. 1985) ergibt sich daraus folgende Gleichung:

$$\epsilon_a^k = \epsilon_{Boden}^k \cdot f_{Boden} + \epsilon_{Wasser}^k \cdot f_{Wasser} + \epsilon_{Luft}^k \cdot f_{Luft} \quad \text{Formel 6-4}$$

f_{Boden} , f_{Wasser} und f_{Luft} stellen die jeweiligen Volumenfraktionen dar. Mit den dazugehörigen dielektrischen Konstanten der einzelnen Komponenten ergibt sich durch Addition die augenscheinliche Dielektrizitätskonstante des Mediums. Der Parameter k beschreibt als resultierende den Übergang einer elektrischen Ladung in eine andere Umgebung unter Einbezug der Stromlinienrichtung der Welle (Plagge et al. 1994).

6.1.7 Bestimmung des ungefrorenen Wasseranteils in gefrorenen Böden

Der Phasenwechsel von Wasser zu Eis – im einzelnen der Wasserdampfgehalt, die Menge an ungefrorenem Porenwasser und der Eisgehalt des gefrorenen Bodens – bestimmt die physikalischen und mechanischen Eigenschaften des Bodens.

Heutzutage gibt es viele Methoden zur Bestimmung des ungefrorenen Wasseranteils in gefrierenden und gefrorenen Böden. Im folgenden sollen nur ein paar von ihnen erwähnt werden.

Bouyoucos (1916, in: Anderson und Tice 1973) war einer der ersten, der den ungefrorenen Porenwasseranteil in gefrorenen Böden untersucht hat. Mit Hilfe eines Dehnungsmessers registrierte er die Expansion eines gefrierenden Bodenkörpers und setzte sie ins Verhältnis zu der Expansion eines Wasseräquivalents, unter der Annahme, daß das Bodenwasser dasselbe thermische Verhalten zeigt wie freies Wasser. Als nächstes wurde zur Bestimmung des ungefrorenen Wasseranteils die adiabatische Kalorimetrie herangezogen (näher beschrieben u.a. in Williams, 1967), bei der der Energieaustausch zwischen einer gefrorenen Probe und einer umgebenden Flüssigkeit, mit einer Temperatur oberhalb von null Grad Celsius gemessen wird. Die schwierige Definition der Randbedingungen (Kenntnisse der Wärmekapazität aller Bodenbestandteile, die zugeführte latente Wärme dient ausschließlich dem Schmelzprozeß, die latente Wärme des schmelzenden Eises ist $79,75 \text{ cal g}^{-1}$) schränken die Anwendbarkeit der Methode ein.

Smith und Tice (1988) verglichen zur Bestimmung des ungefrorenen Porenwassers die NMR-Technik (Nuclear Magnetic Resonance) und die TDR-Technik miteinander, wobei die Ergebnisse der NMR-Messung als Grundlage für die Kalibrierung der TDR-Sonden dienen. Die Wassergehaltsbestimmung mittels TDR-Sonden basiert auf der Messung der Dielektrizitätskonstante, wobei die Dielektrizitätskonstante von Eis (3,2) sehr nah an der von Mineralpartikeln (3 bis 4) liegt. Bei dem Vergleich der Ergebnisse muß beachtet werden, daß die NMR-Technik den Wassergehalt gravimetrisch ermittelt und die TDR-Technik den volumetrischen Wassergehalt bestimmt. Bei der volumetrischen Messung des Wassergehaltes tritt eine Schwierigkeit auf, da eine Volumenzunahme des gefrorenen Bodens die Ergebnisse der Wassergehaltsbestimmung beeinflussen kann. Das Porenvolumen wird in der Regel für den nicht gefrorenen Boden bestimmt. Hieraus wird das Volumengewicht errechnet, mit dem die Gewichtsprozente zum Umrechnen auf Volumenprozente multipliziert werden. Bei Zunahme des Bodenvolumens wird durch Aufnahme zusätzlichen Wassers das Porenvolumen größer und das Volumengewicht kleiner. Für gefrorenen Boden kann es so zu erhöhten Volumenprozenten kommen (Weger 1954). Dieser Aussage liegt eine Bodenvolumenzunahme durch den Gefrierprozeß zugrunde. Eine Verfälschung des Meßsignals könnte daher in erster Linie bei frostanfälligen Substraten auftreten.

Daß die spezifische Oberfläche Auswirkungen auf das TDR-Meßsignal hat, wurde durch Untersuchungen von Smith und Tice (1988) bestätigt. Sie kamen zu dem Ergebnis, daß, je feinkörniger das Substrat ist, desto geringer wird die Dielektrizitätskonstante. Als Grund dafür nehmen die Autoren an, daß die Dielektrizitätskonstante von gebundenem Wasser geringer ist als die von freiem Wasser, so daß Böden mit einer hohen spezifischen Oberfläche, die über einen hohen Anteil an gebundenen Wasser verfügen, eine geringere Dielektrizitätskonstante aufweisen.

6.2 Laboruntersuchungen: Die Versuchsmethode

1. Testphase: Zylinder aus Plexiglas

Für die erste Phase der Gefrierversuche wurde unstrukturiertes Bodenmaterial unterschiedlicher Korngrößenverteilungen in einen mit Schaumstoff isolierten Plexiglaszylinder (Höhe 16 cm und Durchmesser 8 cm) gefüllt. Die geringe Wärmeleitfähigkeit des Plexiglases minimiert eine seitliche Temperaturableitung und garantiert das gerichtete Gefrieren des Bodenmonolithen von oben und unten. Das Gefrieren und Auftauen der Probe erfolgt mit Hilfe eines Kryostaten (Julabo F20, Julabo, Deutschland). Zur Gewährleistung stationärer Bedingungen wird die Versuchsanordnung in einem Klimaschrank (Typ PR-3ST) bei konstanter Temperatur von +3°C aufgebaut.

In der Zylinderwand sind für die Temperaturerfassung 3 Thermistorperlen (Grant, FF-U-V5-0) und für die Erfassung von Wasserbewegungen 3 TDR (Time Domain Reflectometry) Sonden (Easy Test, Polen) installiert. Die Sondenlänge beträgt 5 cm. Die durch den Gefrierprozeß im Boden hervorgerufenen Veränderungen des Spannungsfeldes werden mit Hilfe eines eindimensionalen Drucksensors (Watzau, Berlin) sowohl als Expansion (positive Werte) als auch als Kontraktion (negative Werte) erfaßt.

Das Meßfeld der Thermistoren liegt mit einer Eindringtiefe von 4 cm in der Probenmitte, das der TDR-Sonden im jeweiligen Probenradius. Die Abstände der einzelnen Meßpunkte beträgt für die erste Versuchsphase 4 cm.

Auf die Membran des Druckaufnehmers ist ein wasserbeständiges Tieftemperaturfett (Shell Fett 6432) aufgetragen, das zum einen die empfindliche Membran vor Feuchtigkeit schützt und zum anderen ein Festfrieren des Bodenmaterials an der Membran verhindert. Die Fetteigenschaften garantieren eine gleichbleibende Viskosität bis zu -50°C.

Da sich Temperaturveränderungen auf die Meßsignale des Drucksensors auswirken können, wurde der Drucksensor auf seine Temperaturabhängigkeit geeicht. Für die im Gefrierversuch relevanten Temperaturen (+10 bis -15) zeigte sich eine lineare Temperaturabhängigkeit, die durch folgende Formel 6-5 bestimmt wird:

$$\sigma_n = -109,2 \text{ hPa} + 4,997 T_2 [\text{°C}] + 284,57 U [\text{mV}] \quad \text{Formel 6-5}$$

wobei σ_n der normale Streß in [hPa], T_2 der gemessene Temperaturwert [°C] in Höhe des Drucksensors und U der Meßwert in [mV] des Drucksensors darstellt.

$$\begin{aligned} R^2 &= 0,99997 \\ n &= 47 \\ \text{Std. Abw.} &= 1,3 \text{ hPa} \end{aligned}$$

Die Meßdaten des Drucksensors und der Thermistorperlen werden mittels eines Delta-T Loggers erfaßt und über 10 Minuten gemittelt. Die volumetrischen Wassergehalte der TDR-Sonden wurden extern über einen Multiplexer erfaßt. Die Meßgenauigkeit liegt bei den Thermistorperlen bei 0,2°C und bei den TDR-Sonden bei ± 2 Vol.-%.

Mit Wärmeleitpaste versehene Kupferrohre, die über eine Aluminiumplatte an den Boden angrenzen und oben von einer PVC-Platte bedeckt werden, sind an beiden Enden der Bodenprobe befestigt. Die PVC-Platte reduziert die Wärmeabgabe an die Umgebungsluft und die Aluminiumplatte, ermöglicht aufgrund der hohen Wärmeleitfähigkeit eine gute Übertragung der Kälte. Isolierte PVC-Schläuche stellen die Verbindung zwischen dem Kryostaten und der Bodenprobe her.

Von einer Pumpe angetrieben, strömt Kühlflüssigkeit (Gefrierpunkt -40°C) durch die Verbindungsschläuche und ermöglicht das Gefrieren der Bodenprobe bei unterschiedlichen Temperaturen. Durch zwischengeschaltete Dreiwegehähne kann der Gefrierprozeß modifiziert werden. Anstelle von beiden Seiten gleichzeitig, kann die Bodenprobe auch einseitig von oben oder von unten gefrieren (vergl. Abbildung 6-3, obere Abbildung).

2. Testphase: Zylinder aus Keramik

In der zweiten Versuchsphase besteht der Zylinder aus einer Spezialkeramik (Haldenwanger, Berlin) mit einer Länge von 16 cm (entspricht der Länge des Plexiglaszylinders) sowie einem Außendurchmesser von 9 cm und einem inneren Durchmesser von 7,5 cm (vorher 8 cm). Die Keramik soll verhindern, daß sich der Zylinder aufgrund der Abkühlung zusammenzieht und den Meßwert beeinflusst. Die Schamotte besitzt einen Wärmeausdehnungskoeffizienten von $\alpha 4\text{-}5 \cdot 10^{-6}/\text{K}$. Der des Plexiglases liegt wesentlich höher bei $70 - 77 \cdot 10^{-6}/\text{K}$. Ein Nachteil der Schamotte ist die erhöhte Wärmeleitfähigkeit. Sie erhöht sich um ein 5faches, und zwar von $0,19 \text{ W/m}^2 \text{ K}$ auf ca. $1 \text{ W/m}^2 \text{ K}$. Anstelle von Schaumstoff werden jetzt Lagen aus Glaswolle als Isolationsmaterial verwendet. Zum Schutz vor dem Bodenwasser und einem dadurch möglichen Quellen wurde die Schamotte mit einem Schutzlack versehen. Des weiteren ist der Versuchsablauf mit der ersten Testphase identisch (vergl. Abbildung 6-3, untere Abbildung).

6.2.1 Versuchsablauf

Ein Gefrierversuch besteht aus drei Gefrierphasen, zwischen denen jeweils Auftauphasen liegen. Der Gefrierprozeß erfolgt beidseitig, da er den Wiedergefrierprozeß in Permafrostböden reflektieren soll. Ungleich zu natürlichen Bedingungen wird in der Versuchsreihe sowohl eine vertikale als auch eine laterale Ausdehnung des Bodenvolumens verhindert. Dieser Unterschied fällt v.a. bei der Betrachtung des Oberbodens auf, da im Freiland der Oberboden einem Druck durch Bewegung nach oben ausweichen kann. Für die Prozeßanalyse wird ein isotropes Spannungsfeld im Boden (vergl. Formel 6-6) angenommen.

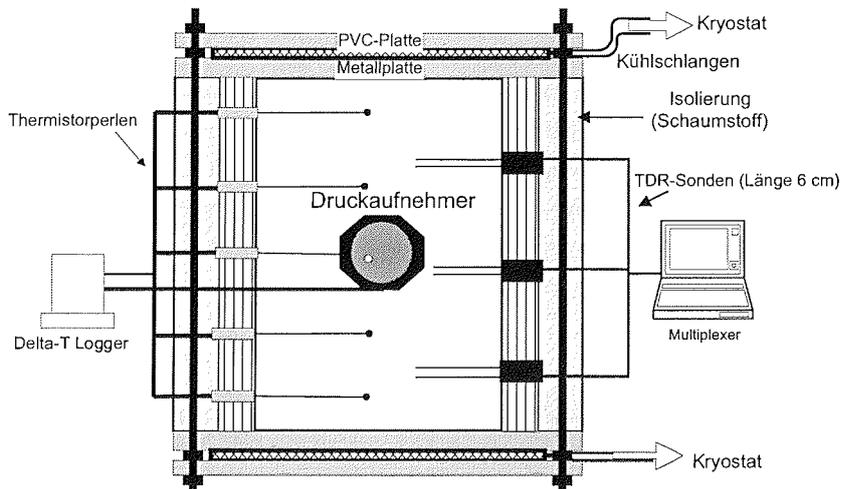
$$\begin{bmatrix} \sigma_z^{(1)} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_x^{(1)} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_y^{(1)} \end{bmatrix} = \sigma_z^{(1)} = \sigma_x^{(1)} = \sigma_y^{(1)} \quad \text{Formel 6-6}$$

Der Gefrierprozeß wird von unterschiedlichen Faktoren beeinflusst, die in drei Gruppen eingeteilt werden können. Als unabhängige Größen können hierbei der Wassergehalt und die Temperatur charakterisiert werden. Als Randbedingung wird die Volumenkonstanz des Plexiglaszylinders angenommen. Spezifische Größen sind die Bodeneigenschaften: Verdichtungsgrad, Porenkontinuität etc.

Als Referenztemperaturen werden an dem Kryostaten -5°C , -10°C und -15°C eingestellt. Der Klimaschrank wird für die Versuchsdauer der ersten Tests auf 3°C und in der zweiten Testphase auf 1°C gefahren, was auch der jeweiligen Auftautemperatur der Bodenprobe entspricht. Nach Einbau in den Plexiglaszylinder / Schamotte wird der Bodenmonolith zur Gleichgewichtseinstellung für mindestens 48 Std. im Kühlschranks aufbewahrt. Vorversuche zeigten, daß der Kryostat vor Versuchsbeginn ebenfalls auf 3°C bzw. 1°C eingestellt werden muß, da ein Starten bei Raumtemperatur und die Reibung in den Schläuchen einen Temperaturanstieg in der Bodenprobe über die gewünschten 3°C zur Folge hat.

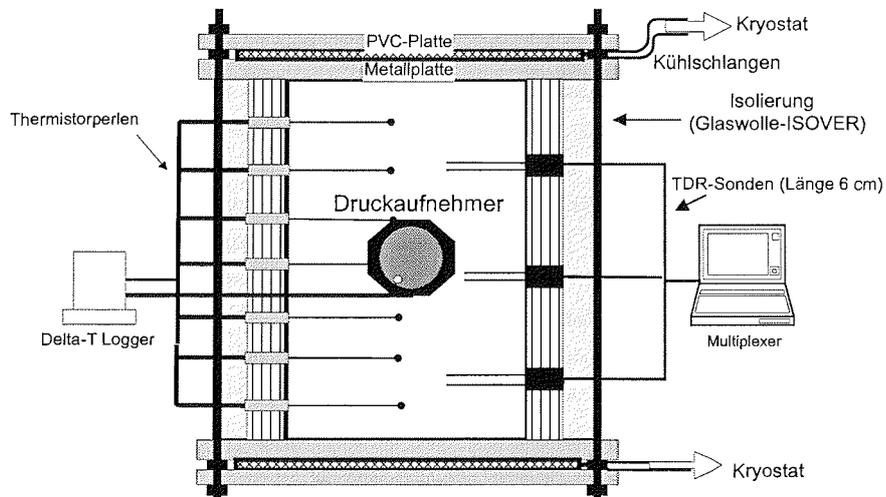
Herrschen in der Bodenprobe einheitliche 3°C (1°C), beginnt die Abkühlungsphase bei der ersten Referenztemperatur von -5°C . Die Abkühlung wird so lange aufrechterhalten, bis aufgetretene Temperaturgradienten innerhalb der Bodenprobe weitestgehend abgebaut sind. Daran anschließend folgt die Auftauphase 3°C bzw. 1°C , ebenfalls bis zum Gleichgewichtszustand, bevor die nächste Referenztemperatur von -10°C erfolgt. Der Versuch endet mit der Auftauphase nach der Referenztemperatur von -15°C . Nach Ausbau der Bodenprobe wird der Wassergehalt in drei Tiefen gravimetrisch ermittelt. Insgesamt dauert ein Gefrierversuch mit drei Gefrier- und Auftauzyklen in Abhängigkeit von der Substratzusammensetzung und dem Wassergehalt 3 bis 5 Wochen.

1. Versuchsphase



$D_a = 9 \text{ cm}$
 $D_i = 8 \text{ cm}$
 Material = Plexiglas
 Zylinderhöhe = 16 cm

2. Versuchsphase



$D_a = 9 \text{ cm}$
 $D_i = 7.5 \text{ cm}$
 Material = Schamotte

Abbildung 6-3: Schematische Abbildung des Versuchsaufbaus: 1. und 2. Testphase (nicht maßstabsgetreu)

6.2.2 Wärmeflußberechnungen für die Versuchsapparatur (Schamotte)

Für lange, zylindrische Systeme liegen Temperaturgradienten meist nur in radialer Richtung vor und können demnach als eindimensionale Systeme beschrieben werden. Um die Anwendung des *Fourierschen Gesetzes* zu gewährleisten, wird des weiteren von einem stationären System ausgegangen.

Die in der zweiten Testphase eingesetzte Schamotte besitzt eine Gesamtlänge $L = 16$ cm, einen äußeren Radius r_2 von 4,5 cm (Durchmesser $D_2 = 9$ cm) und einen inneren Radius r_1 von 3,75 cm (Durchmesser $D_1 = 7,5$ cm). Zwischen Außenrand der Isolierung und Innenrand des Zylinders bauen sich während des Versuchs thermische Gradienten auf, die einen konduktiven Wärmetransport hervorrufen. Da an beiden Zylinderenden Kältequellen sitzen, kann angenommen werden, daß der Wärmefluß radial erfolgt. Um den Prozeß zu beschreiben, muß die Raumkomponente r bestimmt werden. Die für den Wärmetransport relevante Fläche des zylindrischen Systems ist (vergl. Abbildung 6-4):

$$A_r = (2\pi r L)$$

Formel 6-7

Eingesetzt in das Fouriersche Gesetz (vergl. **Formel 6.3**) ergibt sich:

$$q_r = -kA_r \left(\frac{dT}{dr} \right)$$

oder

$$q_r = -k 2 \pi r L \left(\frac{dT}{dr} \right)$$

Formel 6-8

Randbedingungen sind:

$$T = T_1 \quad \text{bei} \quad r = r_1$$

$$T = T_2 \quad \text{bei} \quad r = r_2$$

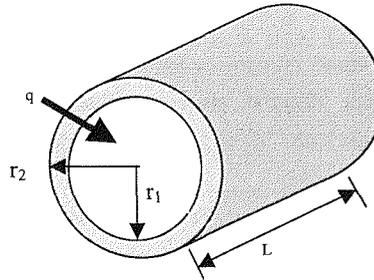


Abbildung 6-4: Eindimensionaler Wärmefluß durch einen Zylinder (nicht maßstabsgetreu)

Daraus ergibt sich für den eindimensionalen Fluß mit einer Schicht entsprechend Formel 6-3:

$$q \text{ [W / mK]} = -k (2 \pi r L) (dT / dr) \quad \text{Formel 6-9}$$

wo: $(2 \pi r L)$ die zylindrische Oberfläche ist und dT/dr der Temperaturgradient durch die Wandung. Eingesetzt in die Formel nach Freitag und McFadden (1996) ergibt sich daraus:

$$q = \frac{T_2 - T_1}{\frac{\ln(r_2/r_1)}{2 \pi k L}} \quad \text{Formel 6-10}$$

Wobei der Nenner den thermischen Widerstand R_{th} $(\ln(r_2/r_1)/2 \pi k L)$ für die Konduktion darstellt. Sowohl konduktive als auch konvektive Widerstände, die in einem System hintereinander auftreten, werden addiert. Gesetzt den Fall, daß der Zylinder ohne weitere Isolierung eingesetzt wird, ergäbe sich bei einer Referenztemperatur $T_1 = -5^\circ\text{C}$ und $T_2 = 1^\circ\text{C}$ ein, im folgenden Beispiel errechneter konduktiver Wärmeverlust (k , Schamotte = $1,4 \text{ W/m K}$ (vergl. Tabelle 6-1)).

$$q = \frac{1 - (-5)}{[\ln(4,5/3,5)] / 2\pi \cdot 1,4 \cdot 16} = 4631,71 \text{ [W / Zylinder]}$$

Formel 6-11

Zylinderlänge = 16 cm

In den Experimenten ist der Zylinder zusätzlich mit einer Isolierung versehen und stellt damit ein Multilayer System dar. Durch eine zusätzliche, z.B. 6 cm dicke, aus Glasfaser (G_f) bestehende Isolierschicht, verändert sich die Wärmeflußberechnung (von T_1 nach T_2) wie folgt:

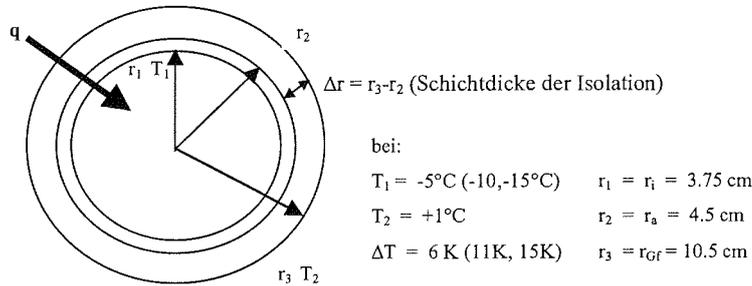


Abbildung 6-5: Eindimensionaler Wärmefluß durch einen isolierten Zylinder (Multilayer System)

$$\frac{q}{L} [\text{W/m}] = \frac{2\pi (T_2 - T_1)}{\frac{\ln(r_2/r_1)}{k_s} + \frac{\ln(r_3/r_2)}{k_{Gf}}} \quad \text{Formel 6-12}$$

Bezogen auf die Zylinderlänge ergibt sich bei einer Referenztemperatur von -5°C ein Wärmefluß von (Werte für k [W/m K] vergleiche Tabelle 6-1):

$$\frac{q}{L} = \frac{2\pi (T_2 - T_1)}{\frac{\ln(4,5/3,75)}{1,4} + \frac{\ln(10,5/4,5)}{0,038}} = \frac{37,7}{0,13 + 22,3} = 1,68 \text{ W / Zylinder}$$

Bei einer Referenztemperatur von -10°C ergibt sich ein Wärmefluß von:

$$\Rightarrow \underline{\underline{3,08 \text{ W / Zylinder}}}$$

und bei der 3. Referenztemperatur von -15°C ein Wärmefluß von:

$$\Rightarrow \underline{\underline{4,48 \text{ W / Zylinder}}}$$

Die 6 cm mächtige Isolationsschicht reduziert den lateralen Wärmeverlust nicht vollständig, d.h. die gefrorene Bodenprobe hat einen Kälteverlust oder anders gesagt, es kommt zu einem Wärmefluß zwischen der wärmeren umgebenden Klimaschrankluft und der Bodenprobe. Im folgenden soll daher der kritische Isolationsradius (Δr_a) berechnet werden. Das Ziel dieser Isolierung ist, den Wärmefluß q zu minimieren oder anders ausgedrückt, den thermischen Widerstand R_{th} zu maximieren. Für diese Berechnungen wird eine weitere Größe benötigt: der Wärmeübergangskoeffizient h [$W/(m^2 K)$]. Er definiert die Wärmeübertragung von der äußeren Isolationsschicht an die Luft des Klimaschranks. Ausgegangen wird zum einen von einer ruhenden Luftmasse, für die der Wärmeübergangskoeffizient von (h_1) $3,5 W/m^2 K$ ist, und zum anderen von einer mäßig bewegten Luftströmung mit einem Wärmeübergangskoeffizient von (h_2) $25 W/m^2 K$ (Kuchling 1989). Die Randbedingungen für die Formelanwendung entsprechen den der vorherigen (Formel 6.2-6.8): stationäre Bedingungen, eindimensionaler Wärmetransport, homogene Isolierung, keine Wärmestrahlung, thermische Widerstände der Schamotte werden nicht beachtet.

Die Berechnung des kritischen Isolationsradius (Δr_a) erfolgt mit Hilfe von **Formel 6.13**:

$$h = \frac{k}{\Delta r_a} \Rightarrow \Delta r_a = \frac{k}{h} \quad \text{Formel 6-13}$$

wobei: Δr_a = kritischer Isolationsradius, h = Wärmeübergangskoeffizient und k = Wärmeleitfähigkeit ist. Dann ergibt sich nach Einsetzen in **Formel 6-12**

$$q = \frac{2\pi L(T_2 - T_1)}{\frac{\ln(r_a/r_i)}{k} + \frac{1}{\Delta r_a h}} \quad \text{Formel 6-14}$$

Aufgelöst nach dem kritischen Isolationsradius (Δr_a) ergeben sich für die Referenztemperatur (T_2) von $1^\circ C$ und Proben temperatur (T_1) von $-5^\circ C$ i.A. vom Wärmeübergangskoeffizienten sehr unterschiedliche Werte ($h_1 = 3,5$ und $h_2 = 25$):

1. *ruhende Luft* : $\Delta r_{a1} = \frac{k}{h_1} = \frac{0,038 [W/mK]}{3,5 [W/m^2K]} = 0,0109 m = 10,9 mm$
2. *bewegte Luft* : $\Delta r_{a2} = \frac{k}{h_2} = \frac{0,038 [W/mK]}{25 [W/m^2K]} = 1,52 \cdot 10^{-3} m = 1,52 mm$

Formel 6-15

Das Rechenbeispiel zeigt, daß bei der Berechnung der Wärmeisolierung zwei Faktoren zum Tragen kommen: Wird die Isolierung von einer ruhenden Luftmasse umgeben, nimmt die kritische Isolationsmächtigkeit zu. Sind die Turbulenzen der Luftmasse aber höher (Wärmeübergangskoeffizient (h_2) von $25 \text{ W/m}^2 \text{ K}$ im Gegensatz zu $3,5 \text{ W/m}^2 \text{ K}$ (h_1)), reduziert sich die Mächtigkeit der kritischen Isolationssschicht auf $1,52 \text{ mm}$. Grund dafür ist, daß der konduktive Wärmetransport durch die zunehmende Isolationssschicht zwar dezimiert wird, der konvektive Wärmetransport aber aufgrund der größer gewordenen Oberfläche zunimmt.

Werden die kritischen Isolationsradien zur Berechnung des Wärmeflusses in **Formel 6-14** eingesetzt, so folgt:

$$1. \Delta r_{a1} = 1,09 \text{ cm und } h_1 = 3,5 \text{ W/m}^2\text{K} \quad \text{für die Temperatur } (T_1) - 5^\circ\text{C}, \quad r_a = r_2 + \Delta r_{a1}$$

$$\frac{q}{L} = \frac{2\pi(1 - (-5))}{\frac{\ln(5,59/4,5)}{0,038} + \frac{1}{0,0109 \cdot 3,5}} = \frac{37,7}{5,71 + 6,349} = \underline{\underline{3,13 \text{ W/m}}}$$

$$2. \Delta r_{a2} = 0,152 \text{ cm und } h_2 = 25 \text{ W/m}^2\text{K} \quad \text{für die Temperatur } (T_1) - 5^\circ\text{C}, \quad r_a = r_2 + \Delta r_{a2}$$

$$\frac{q}{L} = \frac{2\pi(1 - (-5))}{\frac{\ln(4,652/4,5)}{0,038} + \frac{1}{0,00152 \cdot 25}} = \frac{37,7}{27,20 + 26,32} = \underline{\underline{0,70 \text{ W/m}}}$$

Die wesentlich dünnere kritische Isolationssschicht bewirkt bei der bewegten Luftströmung einen geringeren Wärmeverlust (um $2,43 \text{ W/m}$) im Vergleich zu der stehenden Luft und der dickeren Isolierung.

Der nächste Rechenschritt soll zeigen, wieviel Wärme die Schamotte an ihrer Oberfläche ohne Isolierung nur durch Konvektion (vergl. **Formel 6-16**) verliert. Für den konvektiven Wärmetransport gilt die Newtonsche Formel (*law of cooling*):

$$q_{\text{conv}} = h \cdot A (T_2 - T_1)$$

Formel 6-16

A wird berechnet aus **Formel 6-7** für den Radius $4,5 \text{ cm}$, daraus folgt für:

$$1. h_1 = 3,5 \text{ W/m}^2\text{K} \quad \text{Temperatur } T_1 = -5^\circ\text{C}$$

$$\frac{q}{L} = h_1 (2\pi r) (T_2 - T_1) = 3,5 \cdot (2\pi \cdot 0,045) (1 - (-5)) = \underline{\underline{5,94 \text{ W/m}}}$$

$$2. h_2 = 25 \text{ W/m}^2\text{K} \quad \text{Temperatur } T_1 = -5^\circ\text{C}$$

$$\frac{q}{L} = h_2 (2\pi r) (T_2 - T_1) = 25 \cdot (2\pi \cdot 0,045) (1 - (-5)) = \underline{\underline{42,41 \text{ W/m}}}$$

Anhand dieser Ergebnisse wird der Einfluß der Isolierung und vor allem der Einfluß ihrer Mächtigkeit in Abhängigkeit von dem umgebenden Medium deutlich. Für den Fall der stehenden umgebenden Luft minimiert die zusätzliche Isolationsschicht den Wärmefluß nur minimal (einem konduktiven Wärmeverlust von 3,13 W/m mit Isolation steht ein konvektiver Wärmeverlust von 5,94 W/m ohne Isolation gegenüber). Unter der Annahme der bewegten umgebenden Luft sieht der Fall anders aus. Mit der Isolation vermindert sich der konduktive Wärmeverlust auf 0,7 W/m. Der konvektive Wärmeverlust ohne Isolation beträgt hingegen 42,41 W/m.

Daraus folgt, je bewegter die umgebende Luft ist, desto wichtiger wird die Isolation, denn fehlt die Isolation, hält die bewegte Luft den Temperaturgradienten, der zwischen der Schamotte und der Luft des Klimaschranks besteht, aufrecht. Es bildet sich kein Phasengleichgewicht, und der daraus resultierende Wärmeverlust ist fast 7mal so hoch wie der, an eine umgebende stehende Luftmasse.

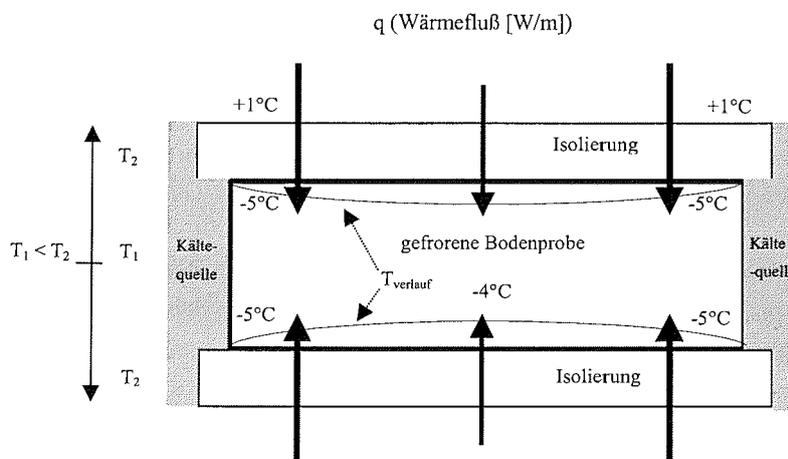


Abbildung 6-6: Schematische Darstellung der Temperaturverteilung und der Wärmeflüsse in der gefrorenen Bodenprobe.

Abbildung 6-6 zeigt schon andeutungsweise, daß der Versuchsablauf stationäre Bedingungen nur sehr eingeschränkt gewährleistet. Die Wärmeflußberechnungen beziehen sich daher jeweils auf die „Endzustände“, d.h. auf die aufgetaute oder auf die schon gefrorene Bodenprobe und nicht auf die gefrierende Bodenprobe. Sobald der Gefrierprozeß eingeleitet wird, entstehen in der Bodenprobe Temperaturgradienten, die zum einen radial nach außen und zum anderen auch in der Bodenprobe selber, zwischen Probenende und Probenmitte, aufgebaut werden. Die installierten Thermistoren liefern das Datenmaterial für die Wärmeflußberechnungen und zeichnen des weiteren die Variabilität der Temperaturgradienten auf.

6.2.3 Eigenschaften des Versuchsmaterials

Die Labordaten (Korngrößenverteilung und pF/WG-Kurve) der 3 verwendeten Substrate sind bereits im Kapitel Felduntersuchungen behandelt worden. Im folgenden soll die Probennahme und der ungefrorene Wasseranteil in den gefrorenen Bodensubstraten näher betrachtet werden.

Probennahme

1. Strukturierte Bodenmonolithen

Für die Gefrierversuche wurde die Probenentnahme strukturierter Bodenmonolithen mit Hilfe von aufweitbaren Stahlzylindern (Höhe 16 cm und Innendurchmesser 8 cm) durchgeführt. Die Zylinder sind der Länge nach aufgesägt und werden mit Hilfe von zwei Krampen auf konstanten Innendurchmesser gehalten. Die verstellbare Weite soll eine möglichst ungestörte Probenüberführung gewährleisten. Der Innendurchmesser des Stahlzylinders entspricht dem des Laborzylinders. Um einer Verdunstung von Bodenwasser während des Probentransportes von Sibirien nach Deutschland entgegenzuwirken, sind die Zylinder in Folie eingewickelt und mit Drainagestopfen oben und unten verschlossen. Die Proben werden bis zur Verarbeitung bei -20°C gelagert. Um eine Komprimierung des Bodenmonolithen zu verhindern, findet die Überführung in den Plexiglaszylinder im gefrorenen Zustand statt. Die Raumtemperatur sorgt für ein randliches Antauen der Probe und ermöglicht eine Überführung ohne äußere Druckeinwirkung. Verschmierungen im Außenbereich treten durch den äußerst geringen Tongehalt (3% und 4%) nicht auf.

Für die zweite Feldsaison (1999) wurden die Krampen gegen Schellen ausgetauscht, da sie zu Störungen (Schrammspuren) in der Probe geführt haben. Der Widerstand, den sie an der Außenwandung darstellen, erschwerte ein gleichmäßiges Eintreiben. Auch die Enden, die durch die Wandung aus Stabilitätsgründen durchragen mußten, führten zu Störungen in der Bodenprobe. Die fein abgestimmte Regelbarkeit der Schellenweite ermöglicht ein weitestgehend störungsfreies Übertragen des Bodenmonolithens.

2. Unstrukturierte Bodenmonolithen

Grundannahme der Gefrierversuche ist eine homogene Bodenprobe. Mischproben wurden hierfür aus der sommerlichen Auftauschicht entnommen und luftdicht verpackt. Im Labor werden sie bei in situ Wassergehalten auf die Fraktion < 2 mm gesiebt, um mögliche Aggregate zu zerstören. Durch die Zugabe von destilliertem Wasser können verschiedene Wassergehalte eingestellt werden. Unter konstantem Druck wird das Bodenvolumen portionsweise eingefüllt, wobei darauf geachtet wird, daß

keine künstlichen Schichtungen in der Bodenprobe entstehen. Zum Schutz wird die Probe an beiden Enden mit Aluminiumfolie versehen. Um einen Gleichgewichtszustand in der Bodenprobe zu erreichen, wird sie nach dem Einfüllen für 48 Std. im Kühlschrank aufbewahrt und dabei mehrmals um 180° gewendet.

Ungefrorenes Porenwasser

Für die Bestimmung des ungefrorenen Porenwasseranteils liegt dieser Arbeit eine empirische Formel zu Grunde, die 1972 von Tice und Anderson aufgestellt wurde. Ihre Hauptannahme beruht auf der Abhängigkeit zwischen dem ungefrorenen Porenwasser und der spezifischen Oberfläche der Mineralpartikel und baut auf den Aussagen von Nersesova und Tsytoovich (1963) (in: Anderson und Tice 1973) auf. Folgende Faktoren wurden von den Autoren als ausschlaggebend für den Phasenwechsel bestimmt: 1. Temperatur, 2. Druck, 3. Spezifische Oberfläche der festen Phase, 4. Chemische (KAK) und physikalische Zusammensetzung des Bodens, sowie 5. Zusammensetzung der Bodenlösung. Nachdem in weiteren Arbeiten die einzelnen Faktoren in ihrer Bedeutung untersucht wurden, legte sich das Hauptaugenmerk neben dem Temperaturfaktor auf die spezifische Oberfläche der festen Bestandteile. Die spezifische Oberfläche ist nicht nur ein reines Maß für die Oberfläche der festen Bestandteile, sondern gibt auch Auskunft über die Oberflächenenergie, mit der Wasser an die Mineralkörper gebunden ist. Ungefrorenes Wasser liegt in Kapillaren und als Wasserfilm vor, wobei bei niedrigen Temperaturen das gebundene Wasser ausschlaggebend ist und bei höheren das Kapillarwasser (Yershov 1998). Die spezifische Oberfläche ist daher vor allem bei Temperaturen unter -5°C ein Schlüsselfaktor bei der Bestimmung des ungefrorenen Wasseranteils. Schon ein kleiner Tonanteil erhöht den ungefrorenen Wasseranteil bei gleicher Temperatur erheblich gegenüber dem eines Sandbodens. Bei Temperaturen knapp unter dem Gefrierpunkt (zwischen $-1,5^{\circ}\text{C}$ und 0°C) überwiegen Einflüsse der Kapillarität und damit der Porenstruktur und -größe (Yershov 1998, Williams und Smith 1989). Die empirische Formel zur Berechnung des ungefrorenen Wasseranteils in gefrorenen Böden wird auch von Mackay und MacKay (1976), Williams und Smith (1989) und Freitag und Fadden (1996) aufgegriffen. Sie sehen die Aussagekraft der Formel v.a. unter einer Temperatur von -2°C .

Die empirische Formel in Anderson und Tice (1972) lautet:

$$\ln \tilde{W}_u = 0,2618 + 0,5519 \ln S - 1,449^{-0,264} \ln T$$

$$\tilde{W}_u = \text{ungefrorener Wasseranteil [g H}_2\text{O g}^{-1}\text{]}$$

Formel 6-17

$$S = \text{spezifische Oberfläche [m}^2 \text{ g}^{-1}\text{]}$$

$$T = \text{Temperaturbetrag [}^\circ\text{C]}$$

Für die Anwendung der o.g. Formel wird nur die Kenntnis eines Bodenparameters vorausgesetzt: die spezifische Oberfläche (S). Die Ermittlung der spezifischen Oberfläche mit Hilfe von Versuchen setzt einen großen Meßaufwand voraus (z.B. durch Adsorption von Äthylenglykolmonoäthyläther (vergl. Mitchell 1993) an der Oberfläche von Tonmineralen). Die spezifische Oberfläche läßt sich aber auch geometrisch aus der Korngrößenverteilung errechnen (Dillon und Andersland 1966). Auf diese Methode wurde auch in der vorliegenden Arbeit zurückgegriffen (s. Anhang zur Berechnung der spezifischen Oberfläche der einzelnen Substrate). Je feinkörniger die Mineralpartikel sind, desto weiter entfernen sie sich von der Kugelform und desto schwieriger wird es, anhand der Äquivalentdurchmesser die spezifische Oberfläche zu berechnen. Hinzukommt, daß aufweitbare Tonminerale nicht nur eine äußere, sondern auch eine innere Oberfläche haben. Der Anteil der Seitenflächen an der Gesamtoberfläche der Schichtminerale beträgt ca. 20% (Scheffer et al. 1998). Um diesen Einfluß zu relativieren, wird die spezifische Oberfläche der Tonfraktion für die Berechnung der gesamten spezifischen Oberfläche mit 5 multipliziert. Für die organische Substanz wird eine spezifische Oberfläche von 800 m²/g (Scheffer et al. 1998) angenommen. Der bestimmte Gesamtkohlenstoffgehalt wird bei der Umrechnung auf den Humusgehalt mit 2 multipliziert (Scheffer et al. 1998).

Bei der Berechnung der spezifischen Oberfläche mit Hilfe der Äquivalentradien kommt es zu Unterschieden zwischen den errechneten Oberflächenwerten und den in der Literatur verwendeten Werten (vergl. Scheffer et al. 1998, Mitchell 1993, Kuntze et al. 1994 etc.). Die errechneten Werte liegen unter den Literaturangaben. Um eine Annäherung zu erreichen, wurden die unteren Korndurchmesser als Rechengrundlage gewählt. Im Anhang befinden sich die Berechnungen der spezifischen Oberfläche und die Bestimmung des ungefrorenen Wasseranteils zu den Substraten des *low-centre polygon*, des *soil-wedge polygon* und zu der Schwarzerde Großbringens.

7 Laborergebnisse

7.1 Kryostatische Druckentwicklung

Die Laborergebnisse werden in zwei Abschnitten behandelt. Das erste Unterkapitel erläutert die Resultate der Gefrierversuche hinsichtlich ihres temperaturabhängigen Druckverhaltens. Das zweite Unterkapitel beinhaltet die Ergebnisse der temperaturabhängigen Wassergehaltsänderungen (TDR-Sonden). Im Anschluß an die Betrachtung der einzelnen Varianten kommt eine kurze Versuchserläuterung mit einer Teildiskussion. Eine umfassende Diskussion schließt sich in Kapitel 8 an. Hauptbestandteil der Untersuchungen ist das Bodenmaterial der beiden Leitprofile auf Samoylov Island des *low-centre polygon* (Plot 3) und des *soil wedge polygon* (Plot 2). Diese beiden Standorte unterscheiden sich vor allem hinsichtlich ihres Gehalts an organischer Substanz und in ihrem Gesamtporenvolumen. Bei dem dritten Substrat handelt es sich um eine Schwarzerde über Keuperton (Wiermann 1998) (SCL steht als Abkürzung im Text, entsprechend *silty clay loam* (Soil Taxonomy, 1998), die sich durch einen hohen Schluff- und Tonanteil auszeichnet. Das Substrat wurde ausgewählt, da es sich in seiner Korngrößenverteilung einem mudpit ähnelt, der nahe der Insel Samoylov beprobt wurde. Durch mangelndes Probenmaterial wurde dieser Ersatzstandort ausgewählt. Obwohl der Skelettanteil mit durchschnittlich 0,6 % vernachlässigbar ist, wurde das zur Aggregation neigende Material durch Siebung homogenisiert und auf die Feinerde reduziert. Die folgenden Kapitel beschreiben die Versuchsergebnisse der drei Substrate bei drei aufeinanderfolgenden Frost-Tauzyklen. Für homogene Ausgangsbedingungen wurden die Substrate unstrukturiert, mit definierter Lagerungsdichte und Wassergehalten in die Versuchsanlage eingefüllt. Referenztemperaturen für die Gefrierphase sind -5°C, -10°C und -15°C bzw. zweimal -10°C. Die Auftauphase erfolgt bei 1°C bzw. 2°C. Neben den unstrukturierten Bodenproben wurde zusätzlich ein strukturierter Bodenkern aus dem *soil wedge polygon* (Plot 2) in die Untersuchungen aufgenommen.

7.1.1 Die Schwarzerdeproben (Silty Clay Loam)

a) Die Probe SCL-1

Der Wassergehalt der SCL-1 Probe beträgt durchschnittlich 35 Vol.-%, bei einem Gesamtporenvolumen von 41 Vol.-%. Die Lagerungsdichte liegt, entsprechend der strukturierten Proben, bei 1,49 g/cm³. Für den Versuch wurde die Schamotte als Gefrierzylinder verwendet. Der Versuchsablauf umfaßt 3 Frost-Tauzyklen mit einer Gesamtdauer von 49 Tagen. Abbildung 7-1 zeigt das Druckverhalten und den dazugehörigen Temperaturverlauf während der Gefrier- und Auftauphasen. Die linke Ordinate zeigt die Druckänderungen in [kPa] und die rechte Ordinate die Temperaturänderungen. Auf der Abszisse ist der Zeitwert in [Tagen] aufgetragen. Photo 7-1 und

Photo 7-2 zeigen die Probe SCL-1 vor Versuchsbeginn im unstrukturierten Zustand und nach dem Ausbau mit einer auffälligen Aggregatstruktur.

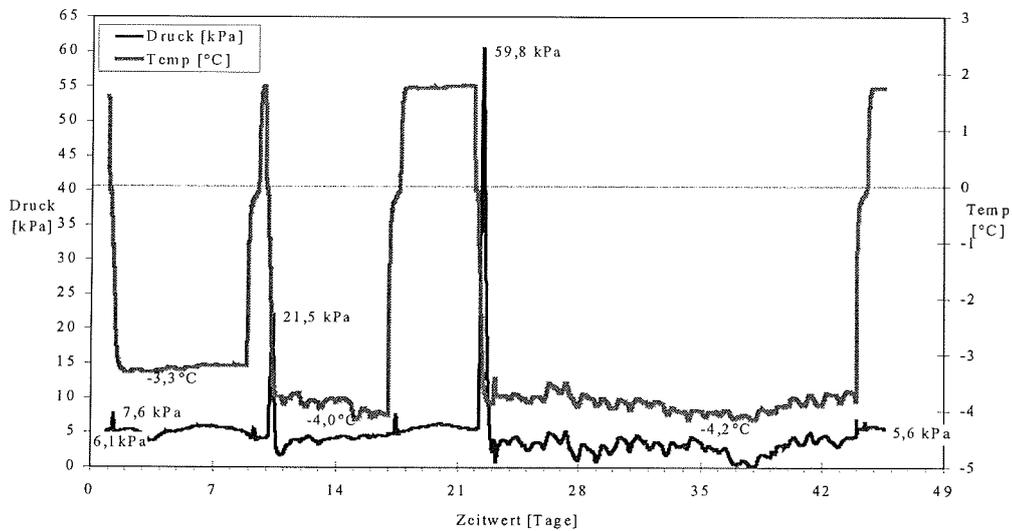


Abbildung 7-1: Veränderungen der Druck- und Temperaturwerte der SCL-1 Probe während drei Auftau- und Gefrierphasen. (*Druck* repräsentiert die Werte des Druckaufnehmers in [kPa] und *Temp* die Bodentemperatur [°C] in der Tiefe (8 cm) des Druckaufnehmers).

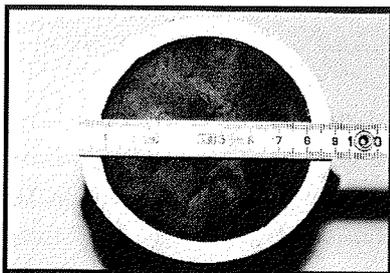


Photo 7-1: Probe SCL-1 vorm Einbau

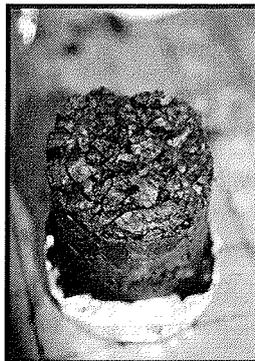


Photo 7-2: Probe SCL-1 nach Ausbau

Die Referenztemperatur des ersten Gefrierzyklus beträgt -5°C . Die minimalen Temperaturen, die in der Probenmitte erreicht werden, liegen bei -3°C . Dieser Temperaturrückgang führt nur zu minimalen Änderungen im Bereich des Druckaufnehmers (mittlerer Probenbereich). Ein Druckanstieg um 20 hPa auf 7,6 kPa wird unmittelbar nach dem Herunterkühlen für kurze Zeit erreicht. Während der Gefrierphase kommt es bei gleichbleibender negativer Bodentemperatur zu kleinen Schwankungen des Bodendrucks.

Die erste Auftauphase ist von sehr kurzer Dauer und führt, außer zu einem kleinen Druckanstieg unmittelbar beim Auftauen, zu keinen Änderungen des Bodendrucks. Die Temperatur in der Probenmitte liegt während der nächsten Gefrierphase bei ca. $-3,5^{\circ}\text{C}$. Das Abkühlen der Probenmitte auf $-3,3^{\circ}\text{C}$ führt zu einem Anstieg des Drucks auf 21,5 kPa. Der Druckanstieg ist nur von kurzer Dauer. Es folgt ein Druckabfall auf Werte, die unterhalb des Ausgangswertes liegen. Der Boden wird für 7 Tage im gefrorenen Zustand belassen. Während dieser Zeitspanne kommt es zu einer geringfügigen Zunahme des Drucks, die auch in der anschließenden Auftauphase bestehen bleibt. Die Auftauphase wird ebenfalls von einem Druckanstieg unmittelbar vor dem Auftauen begleitet. Die dritte und letzte Gefrierphase weist den stärksten Druckanstieg auf. Die Bodentemperatur in Höhe des Druckaufnehmers liegt zwischen $-4,5^{\circ}\text{C}$ und -5°C . Das Abkühlen führt zu einem Druckanstieg auf 60 kPa, der aber ebenso kurzweilig ist wie die beiden vorangegangenen. In der Auftauphase am Versuchsende liegt der Bodendruck mit 5,6 knapp unter seinem Ausgangswert von 6,1 kPa.

b) Die Probe SCL-2

Die Untersuchungen der Probe SCL-2 fallen in die erste Testphase, bei der die Versuchsanordnung aus dem Plexiglaszylinder besteht. Der Wassergehalt von 13,5 Vol.-% liegt unter dem von Probe SCL-1. Das Wasser ist in der Probe nicht völlig homogen verteilt (vergl. Kap. Laborergebnisse: Wassergehalte und Temperaturverläufe). Zwischen dem oberen und dem unteren Probenbereich liegen die Abweichungen bei 4 Vol.-%. Die Lagerungsdichte beträgt $1,49\text{ g/cm}^3$. Die Versuchsdauer beträgt bei den Referenztemperaturen -5°C , -10°C und -15°C und den dazugehörigen Auftauphasen 14 Tage. Abbildung 7-2 zeigt das Gefrier- und Auftauverhalten der Bodenprobe. Auf der rechten Ordinate ist der Druck in [hPa] dargestellt, der im positiven Bereich einer Expansion des Bodenkörpers und im negativen Bereich einer Kontraktion entspricht. Auf der linken Ordinate ist der Temperaturbereich zwischen 4°C und -4°C dargestellt. Die beiden gestrichelten Querlinien kennzeichnen die Nullgradisotherme und 0 hPa, also den Wechsel zwischen Expansion und Kontraktion.

Bei Versuchsbeginn herrschen in der Probe einheitliche $3,5^{\circ}\text{C}$. Die Abkühlung auf die erste Referenztemperatur von -5°C bedeutet eine gleichzeitige Abnahme des aufgezeichneten Bodendrucks. Die Thermistorperle auf Höhe des Drucksensors fällt nicht unter die Nullgradgrenze (In dem Kap. Laborergebnisse: Wassergehalte und TDR, sind zum Vergleich die minimalen Temperaturen in den anderen Bodentiefen dargestellt). Die Temperaturen in Höhe des Drucksensors

erreichen keine negativen Werte, dennoch fällt der Druck fast linear auf -4 hPa ab. Die Auftauphase läßt die Bodentemperatur rasch ansteigen. Der Druck steigt wieder an, erreicht aber nicht die Höhe seines Anfangswertes. Der Druckanstieg, insgesamt 2 hPa, bleibt bei gleichbleibenden positiven Temperaturen bestehen. Mit Beginn der nächsten Gefrierphase, bei der Referenztemperatur von -10°C , kommt es zu einem erneuten Druckabfall. Er erfolgt vergleichbar zu dem vorherigen und erreicht bei -11 hPa seinen Minimalwert. Die Bodentemperaturen erreichen keinen konstanten Wert. Dieses hat auch Auswirkungen auf den Bodendruck. Einem zunehmenden Temperaturrückgang folgt ein abnehmender Bodendruck. Beim Einsetzen der Auftauphase steigen Druck und Temperatur an. Der Bodendruck liegt im aufgetauten Zustand 14 hPa unter dem Ausgangswert.

Die letzte und am längsten andauernde Gefrierphase bei der Referenztemperatur von -15°C , zeigt das Gefrierverhalten der Probe am besten. Zu Beginn verhält sich der Bodendruck vergleichbar zu den beiden ersten Gefrierphasen, wobei die Druckabnahme noch stärker ausfällt. Der Bodendruck fällt bis auf -32 hPa ab, bevor es bei anhaltender Kühlung zu einem Druckanstieg kommt, der bis zum Ende der Gefrierphase aufrecht erhalten bleibt. Der Enddruck bei positiven Kerntemperaturen verbleibt mit -7 hPa im negativen Bereich. Die Bodentemperaturen liegen mit $2,7^{\circ}\text{C}$ nahe ihres Anfangswertes.

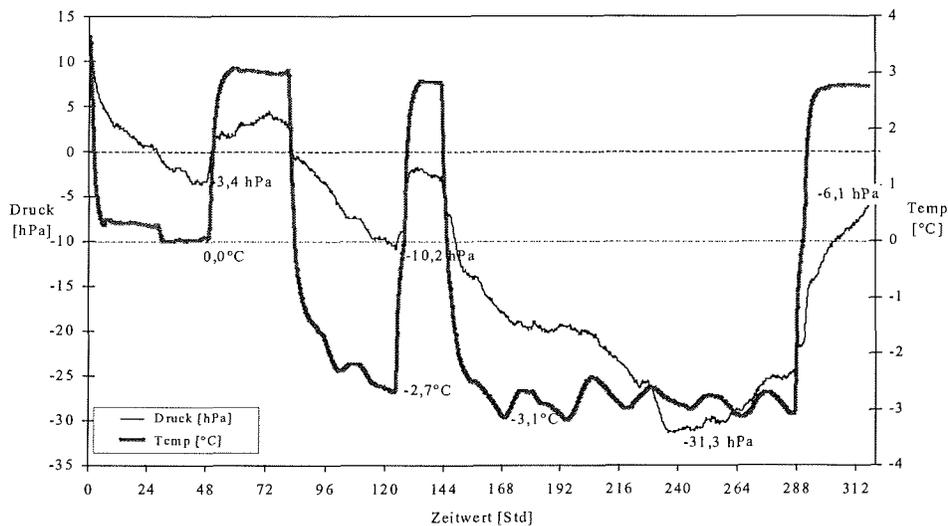


Abbildung 7-2: Veränderungen der Druck- und Temperaturwerte während drei Auftau- und Gefrierphasen, der SCL-2 Probe.

Erläuterungen der erzielten Ergebnisse der Schwarzerdeproben (SCL)

Der Vergleich der beiden Proben zeigt, daß das feinkörnige Substrat in Abhängigkeit vom Wassergehalt ein sehr unterschiedliches Gefrierverhalten zeigt. Die nassere Variante (SCL-1) verfügt über einen durchschnittlichen Wassergehalt von 35 Vol.-%, wohingegen die trockene Variante (SCL-2) einen durchschnittlichen Wassergehalt von 15 Vol.-% aufweist. Wird das nasse Substrat negativen Temperaturen ausgesetzt, wechselt das Porenwasser in Abhängigkeit von seinem Gefrierpunkt in die feste Phase über. Das Substrat verfügt mit 55% Schluff und 32% Ton über einen hohen Anteil an Feinstmaterial, das auf Druckeinwirkungen mit Partikelumorientierungen reagiert. In Abbildung 7-1 wird dieser Vorgang durch den Abbau des gesamten Drucks in allen Gefrierphasen erkennbar. Daß es sich hierbei um eine plastische Deformation handelt, zeigt der Endwert des Bodendrucks, der unterhalb seines Ausgangswertes liegt. Bei der Probe SCL-2 fehlt das Stadium der Expansion. Hier bedingen die negativen Temperaturen eine Kontraktion des Bodenkörpers. Diese ist um so stärker, je negativer die Bodentemperatur wird. Die Eisbildung innerhalb der Bodenmatrix erhöht das Matrixpotential. Meniskenkräfte sind für das Zerschneiden schwacher Bindungen verantwortlich und induzieren eine Aggregation, die zu einer Volumenreduzierung der Bodenprobe führt.

7.1.2 Die Proben des *soil wedge polygon* (Plot 2)

a) Unstrukturierte Probe des *soil wedge polygon* (Plot 2-1)

Die unstrukturierte Probe des *soil wedge polygon* (Plot 2-1) gehört zu der ersten Versuchsphase, die mit Hilfe des Plexiglaszylinders durchgeführt wurde (vergl. Abschnitt: Versuchsmethode). Der Wassergehalt der Mischprobe beträgt 19,9 Gew.-%, bei einem GPV von 40-45 Vol.-%. Die Referenztemperatur beträgt für die Auftauphase 4°C und für die drei Gefrierzyklen -5°C, -10°C und -15°C. Der Einbaudruck liegt bei 13 kPa, der Enddruck bei 7 kPa.

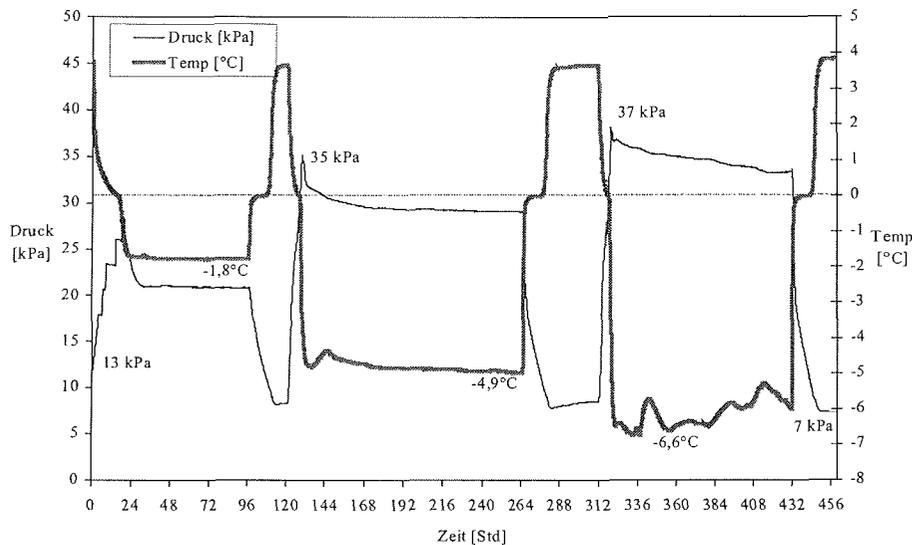


Abbildung 7-3: Druck- und Temperaturkurven während drei Gefrier- und Auftauzyklen der Probe Plot 2-1.

Abbildung 7-3 zeigt den Druck- und Temperaturverlauf während drei Gefrier-Tauzyklen. Die Abkühlung des Bodens von 4°C auf knapp -1,5°C führt zu einem kurzen Anstieg des Bodendrucks auf 28 kPa. Der Druck fällt im Anschluß auf ca. 20 kPa ab. Während der andauernden Frostphase bleibt dieser Wert erhalten und fällt erst mit Einsetzen der Auftauphase auf Werte unterhalb des Ausgangswertes ab. Die zweite Referenztemperatur (-10°C) bedingt einen Anstieg des Bodendrucks auf 35 kPa. Dieser Anstieg wird erneut, wenn auch in geringerem Ausmaß, von einem Druckabfall begleitet. Der Druckabfall bleibt über die gesamte Frostphase bestehen. Die anschließende Auftauphase führt zu einem Abbau des Druckes. Der Bodendruck im aufgetauten Zustand liegt unterhalb des vorangegangenen und damit erneut unterhalb des Ausgangswertes. Die dritte Gefrierphase führt bei einer Temperatur von ca. -6°C in der Probenmitte nur noch zu einer geringen Steigerung des maximalen Bodendrucks auf 37 kPa. Wie schon bei den vorherigen Gefrierphasen fällt der maximale Druck rasch ab. Der Druckabfall ist gering, bleibt aber während der Frostphase bestehen. Am Ende des Versuches erreicht der Bodendruck einen Wert von 7 kPa und liegt damit 6 kPa unter dem Anfangswert.

b) Unstrukturierte Probe des *soil wedge polygon* (Plot 2-2)

Die unstrukturierte Probe des *soil wedge polygon* wurde auf einen Wassergehalt von 19,9 Gew.-% eingestellt. Das Gesamtporenvolumen strukturierter Bodenproben dieses Profils liegt zwischen 45 Vol.-% im Oberboden und 40 Vol.-% im Unterboden, die Lagerungsdichte liegt bei 1,48 g/cm³ und

1,58 g/cm³. Ziel dieses Versuchsdurchganges ist die Untersuchung des Gefrierhaltens des sandigen Substrates bei nahezu gesättigten Bedingungen. Das Laborexperiment ist Teil der zweiten Versuchsphase (vergl. Abschnitt: Versuchsmethode).

Der Versuchsablauf besteht aus drei Gefrierzyklen. Die Versuchsdauer beträgt 35 Tage. Die Referenztemperatur beträgt -5°C und zweimal -10°C. In der dazwischenliegenden Auftauphase liegt die Referenztemperatur bei 2°C. Um vor Versuchsbeginn ein thermisches Gleichgewicht in der Bodenprobe zu erreichen, wird die Probe für mehrere Tage im Kühlschrank aufbewahrt. Vor der Datenaufzeichnung wird ebenfalls darauf geachtet, daß in der Probe ein homogenes Temperaturfeld existiert. Abbildung 7-4 zeigt den temperaturabhängigen Druckauf- und -abbau während der drei Gefrier-Tauzyklen.

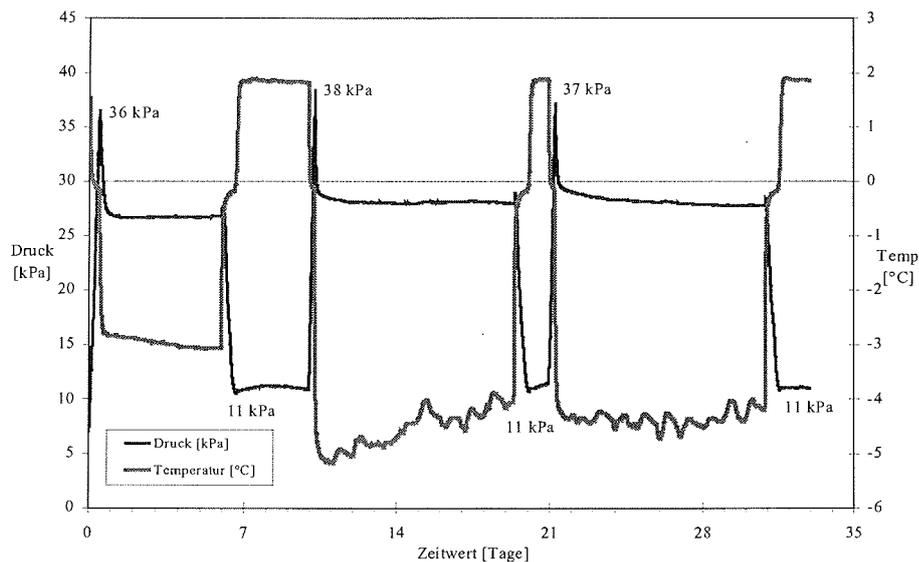


Abbildung 7-4: Druck- und Temperaturkurven während drei Gefrier- und Tauzyklen der Probe Plot 2-2

Der mit der Gefrierphase einhergehende Temperaturabfall sorgt für einen Anstieg des Bodendruckes. Der maximale Druck beträgt bei der ersten Referenztemperatur (-5°C) 36 kPa. Der Druckanstieg ist kontinuierlich. Der maximale Wert wird nur über eine sehr kurze Zeitspanne (ca. 20 Min.) aufrechterhalten. Der anschließende Druckabfall ist ebenso kontinuierlich, bis er einen Gleichgewichtszustand bei ca. 27 kPa erreicht. In der Bodenprobe herrscht in identischer Tiefe zu diesem Zeitpunkt eine Temperatur von -0,21°C. Die anschließende Auftauphase bedingt einen Druckabfall. Das Minimum liegt mit 11 kPa etwas über dem Anfangswert und wird erst nach dem vollständigen Abtauen des Bodeneises erreicht. Der Druckanstieg der zweiten Gefrierphase verläuft vergleichbar mit dem in der ersten Gefrierphase. Hohe Umgebungstemperaturen schränken die

Leistung des Kryostaten ein (Untersuchungszeitraum: Juli/August). Die Gefriertemperaturen liegen nur 1-2°C unter denen der ersten Gefrierphase und weisen tageszeitliche Schwankungen auf. Der maximale Druck von 38 kPa wird bei einer Temperatur in der Probenmitte von -0,26°C erreicht. Wieder wird der Druck nur für ca. 20 Min. aufrechterhalten, bis es zu einem Druckabfall auf ca. 28 kPa kommt. Der maximale kurzzeitige Bodendruck erreicht einen vergleichbaren Wert (37 kPa). Dauer des Maximaldruckes und der anschließende Druckabfall sind ebenfalls vergleichbar. Oszillationen in der Leistung des Kryostaten haben während der Frostphase keinen Einfluß auf den Druckverlauf. Der Bodendruck von 11 kPa am Versuchsende entspricht den Werten der vorangegangenen Auftauphasen.

c) Die strukturierte Probe des *soil wedge polygon* (Plot 2-str 1)

Die strukturierte Bodenprobe entstammt einer Tiefe von 0-16 cm des *soil wedge polygon*. Probennahme war im Spätsommer 1998. Die strukturierten Proben werden in den Plexiglaszylinder der ersten Testphase überführt. Die Eigenschaften der Probe wurden im Kapitel, Felduntersuchungen besprochen.

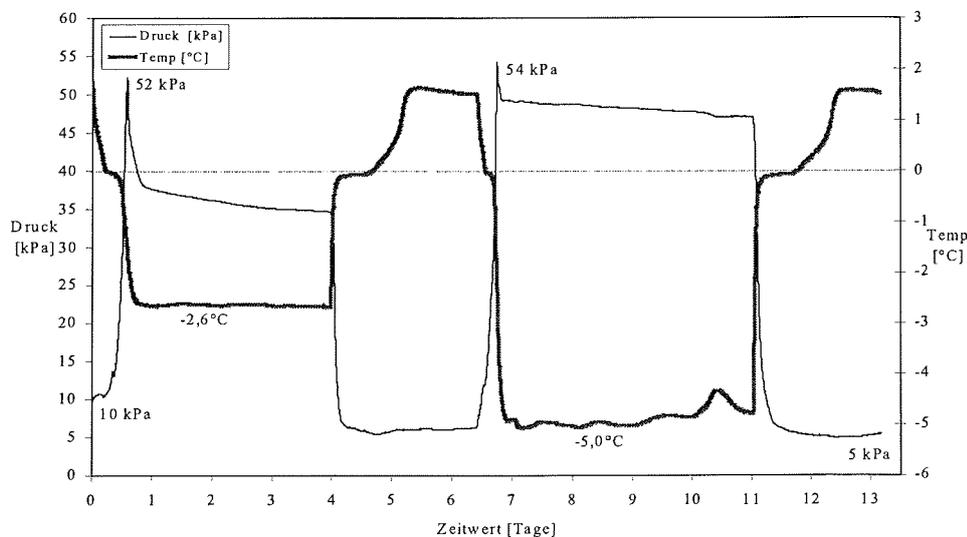


Abbildung 7-5: Druck- und Temperaturkurven während drei Gefrier- und Auftauzyklen einer Probe von Plot 2-str-1

Die Laboruntersuchung umfaßt zwei Gefrier-Tauzyklen, die bei den Referenztemperaturen -5°C und -10°C durchgeführt wurden. Die Ergebnisse sind in Abbildung 7-5 dargestellt. 9 Stunden,

nachdem die Bodentemperatur zum ersten Mal negative Werte aufweist, kann der maximale Druck von 52 kPa für einen Meßpunkt in der Datenaufzeichnung (10 Min.) nachgewiesen werden. In der Probenmitte herrschen zu diesem Zeitpunkt $-0,56^{\circ}\text{C}$. Nach dem Druckanstieg kommt es zu einem Druckabfall auf 37 kPa. In den nächsten drei Tagen nimmt der Druck nochmals um 2 kPa ab, ehe er nach der Auftauphase unter seinen Anfangswert abfällt. Beim erneuten Durchschreiten der Nullgradgrenze kommt es wieder zu einem Druckanstieg. Der Bodendruck erreicht wieder für 10 Min. einen Maximalwert von 54 kPa. Der auf den Maximalwert folgende Abfall beträgt nur ca. 5 kPa. In den folgenden 4 Tagen kommt es zu einem weiteren Druckabfall von 2 kPa. Nach zwei Gefrier-Tauzyklen wurde die Untersuchung abgebrochen. Der Bodendruck ist um 5 kPa im Vergleich zum Anfangswert reduziert.

Erläuterungen der erzielten Ergebnisse der Proben von Plot 2

Die drei Proben des *soil wedge polygon* zeigen ein einheitliches Gefrierverhalten, unabhängig vom Strukturierungsgrad und vom Wassergehalt. Resultiert die Erniedrigung der Bodentemperatur in der Bildung von Bodeneis, kommt es zu einem Druckanstieg in der Bodenprobe. Der Maximaldruck wird in jedem Zyklus knapp unterhalb der Nullgradgrenze erreicht. Das bedeutet, daß das Porenwasser einen Gefrierpunkt nahe 0°C aufweist. Dem Maximaldruck folgt bei jeder Probe und in jedem Gefrierzyklus ein Druckabfall. Die Höhe des Druckabfalls nimmt mit der Anzahl der Gefrierzyklen ab. Dem starken Druckabbau unmittelbar nach dem Gefrieren des Porenwassers folgt ein weiterer, wesentlich schwächer ausgeprägter Druckabfall, der z.T. einen Gleichgewichtszustand erreicht, aber auch über die gesamte Frostphase aufrechterhalten bleiben kann.

Verantwortlich für den starken Druckabfall zu Beginn der Frostphase sind Mineralpartikel, die in ihrer Anordnung dem Druck nicht genügend Widerstand entgegenbringen können und ihre Lage verändern. Das heißt, es kommt zu einer Partikelumorientierung; luftgefüllte Poren werden geschlossen. Besonders bei der Probe Plot 2-1 wird erkennbar, daß für die Partikelbewegungen die Gefriertrate ausschlaggebend ist. Bei der ersten Referenztemperatur von -5°C erfolgt der Gefrierprozeß über eine längere Zeitspanne als im Vergleich zu den beiden folgenden Zeitspannen. Das Porenwasser beginnt langsam von den zwei Probenenden aus zu gefrieren. Bevor die Bodensäule fest ist, zementiert durch die Eismatrix, können Partikelumorientierungen stattfinden.

Das sandige Material des *soil wedge polygon* (Plot 2) zeigt unabhängig vom Wassergehalt der Bodenprobe ein vergleichbares Gefrierverhalten. Die Höhe der auftretenden Drücke wird durch den Anteil an wassergefüllten Poren bestimmt. Die Gefriertrate steuert u.a. quantitativ das Bodeneis und damit den Maximaldruck. Daß der Enddruck im aufgetauten Zustand unterhalb des Anfangsdruckes liegt, ist ein Beleg für einen gewissen Grad der plastischen Deformation im Bodenkörper infolge des zyklischen Gefrierens.

7.1.3 Die Proben des *low-centre polygon* (Plot 3)

a) Die Probe des *low-centre polygon* (Plot 3-1)

In der zweiten Versuchsphase werden erstmals Substrate aus dem *low-centre polygon* (Plot 3) untersucht. Die unstrukturierte Bodenprobe besitzt einen Ausgangswassergehalt von 38,8 Gew.-%, bei einem GPV (Gesamtporenvolumen) strukturierter Proben von 55-58 Vol.-%, und eine Lagerungsdichte von 1,1 g/cm³. Die Versuchsdauer beträgt 5 Wochen. Aufgrund der starken Druckentwicklung wurde anstelle der 3. Referenztemperatur von -15°C zweimal die Referenztemperatur von -10°C gefahren.

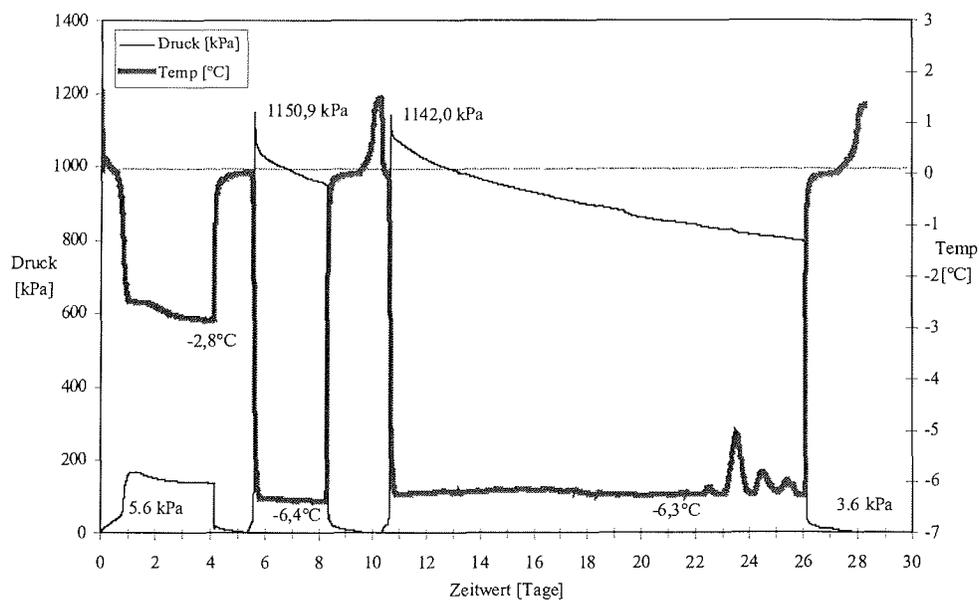


Abbildung 7-6: Druck- und Temperaturkurven während drei Gefrier- und Auftauzyklen der Probe von Plot 3-1

Abbildung 7-6 zeigt den Verlauf des Meßsignals des Druckaufnehmers sowie die Werte der auf gleicher Höhe installierten Thermistorperle.

Bei allen drei Gefrierzyklen ist mit abfallender Temperatur ein Anstieg des Druckes innerhalb der Bodenprobe festzustellen. In Abhängigkeit von der Referenztemperatur sind Unterschiede zu erkennen. Bei der Referenztemperatur von -5°C steigt der Druck mit geringer Steigung an. Daran schließt sich eine Phase mit stärkerer Steigung bis hin zum Maximum von ca. 190 kPa an. Der Druckabfall nach Erreichen des Maximums ist langsam und stetig und bleibt bis zu Beginn der

Auftauphase bestehen. Am Ende der 1. Auftauphase entspricht der Bodendruck dem Anfangswert. Im Unterschied zu dem ersten Gefrierzyklus ist der Druckanstieg bei der 2. Referenztemperatur von -10°C wesentlich stärker ausgeprägt. Innerhalb von 7 Stunden wird der Maximaldruck von 1110 kPa (11,1 bar) erreicht. Dieser Maximalwert wird nur für kurze Zeit (10 Min) aufrecht erhalten, bevor er ebenso rasch um 100 kPa abfällt. Im Anschluß daran sinkt der Druck innerhalb von 48 Stunden um weitere 100 kPa ab. Bei gleichbleibender Temperatur ist auch hier, bis zum Einsetzen des Auftauprozesses, ein kontinuierlicher Druckabfall zu beobachten. Der Bodendruck von 36 hPa im aufgetauten Zustand liegt leicht unter dem Druck von 56 hPa bei Versuchsbeginn.

Die dritte Gefrierphase, die in der Referenztemperatur der zweiten entspricht, zeigt auch im Druckverlauf ein ähnliches Verhalten. Der Druckaufbau und der steile Druckabfall decken sich in beiden Gefrierzyklen. Im Gegensatz zu dem zweiten Gefrierzyklus verbleibt die Bodenprobe länger im gefrorenen Zustand. Innerhalb der folgenden 14 Tage bleibt der Druckabfall der gefrorenen Probe, wenn auch mit abnehmender Intensität, bestehen. Die Temperaturschwankungen, die zwischen dem 23. und dem 26. Versuchstag auftreten, werden durch hohe Umgebungstemperaturen im Versuchsraum, die die Nennleistung des Kryostaten reduzieren, hervorgerufen. Die tageszeitlichen Temperaturschwankungen der Raumtemperatur üben keinen Einfluß auf den Bodendruck aus.

b) Die Probe des *low-centre polygon* (Plot 3-2)

Die zweite Mischprobe des *low-centre polygon* liegt mit einem Wassergehalt von 34 Gew.-% etwas unterhalb der ersten Probe (Plot 3-1). Die Verteilung des Porenwassers liegt in der Probe nicht homogen vor. Es herrschen Unterschiede von 10 Vol.-% zwischen der Probenmitte und dem oberen Probenbereich vor (vergl. Kap. Versuchsergebnisse: Wassergehalte und Temperaturverläufe). Anstelle der Referenztemperatur von -15°C wird der dritte Gefrierzyklus wie im vorherigen Versuch ebenfalls bei -10°C gefahren. Ein Absinken der Temperatur im ersten Gefrier-Tauzyklus auf weniger als 0°C , führt zu einem plötzlichen Druckanstieg auf über 600 kPa (vergl. Abbildung 7-7). Dieser maximale Druck wird erneut nur für 10 Min gehalten, bevor er ebenso rasch um 100 kPa abfällt. Bei konstanten Minustemperaturen fällt der Druck in den folgenden 6 Tagen um weitere 80 kPa ab. Eine Erwärmung auf 1°C führt zu einem vollständigen Druckabfall in der Bodenprobe, der auch im aufgetauten Zustand bestehen bleibt. Der zweite Gefrierzyklus bei der Referenztemperatur von -10°C führt nach Beginn der Abkühlung erneut zu einem kurzen, starken Druckanstieg auf über 12 bar.

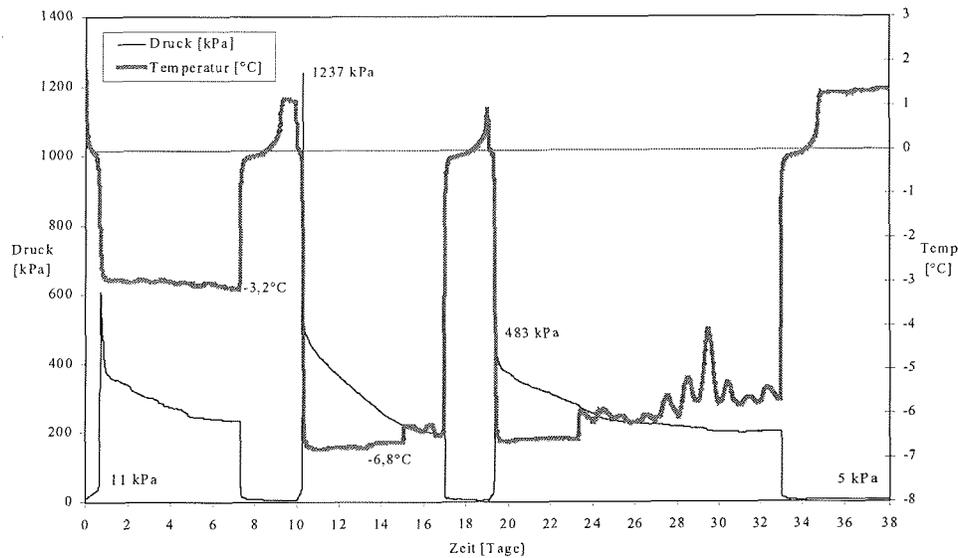


Abbildung 7-7: Druck- und Temperaturkurven während drei Gefrier- und Auftauzyklen der Probe Plot 3-2

Der anschließende Abfall führt zu einer Druckreduzierung von 700 kPa auf 200 kPa. Der kontinuierliche Druckabfall bleibt bis zur Auftauphase bestehen. Im aufgetauten Zustand erreicht der Bodendruck wieder seinen Ausgangswert. In der dritten Gefrierphase steigt der Druck nur auf 48 kPa an. Obwohl dieser Maximalwert unter dem vorherigen liegt, verläuft der Druckabfall ähnlich. Nach 10 Tagen im dauergefrorenen Zustand erreicht der Bodendruck einen konstanten Wert von 200 kPa. Die Temperaturkurve (rot) zeigt während dieses letzten Zyklus größere Schwankungen. Hohe Temperaturen (Verszeitraum August) im Versuchsraum schränken die Leistungsfähigkeit des Kryostaten ein und führen zu starken tageszeitlichen Schwankungen in der Kühlleistung. Die Amplitude erreicht 2°C, hat aber keine Auswirkungen auf das Druckverhalten des Bodens. Der Endwert des Bodendrucks liegt im aufgetauten Zustand bei 5 kPa und damit 6 kPa unter dem Anfangswert.

Erläuterungen der Ergebnisse der Proben des *low-centre polygon* (Plot 3)

Bei der Betrachtung der beiden Varianten des *low-centre polygon* (Plot 3-1 und 3-2) ist primär ein ähnliches Gefrierverhalten erkennbar. Die Unterschiede, die beim ersten Gefrierzyklus offensichtlich werden, liegen in den unterschiedlichen Wassergehalten der Proben begründet und können erst unter Einbeziehung der Wassergehaltsverteilung innerhalb der Proben (s. nächstes Kapitel) erläutert werden.

Das langsame Gefrieren bei der Referenztemperatur -5°C läßt bei der Probe Plot 3-1 das Porenwasser (32 Vol.-%) ohne Aufbau großer Temperaturgradienten gefrieren. Bei der Probe Plot 3-2 liegt der Wassergehalt auf Höhe des Druckaufnehmers bei 37 Vol.-%. Dringen die Eisfronten beidseitig in diesen Bereich vor, ist ein Ausweichen nach oben oder unten nicht mehr möglich, die Folge ist ein plötzlicher Druckanstieg in dem ungefrorenen Probenbereich. Der Druckanstieg fällt um so stärker aus, je höher die Temperaturgradienten bzw. die Gefriertemperaturen sind.

Obwohl die Maximaldrücke der beiden Proben vergleichbar sind, zeigen die anschließenden Druckabfälle ein unterschiedliches Verhalten. Der Druckabfall fällt bei der Probe Plot 3-1 geringer aus als bei der Probe Plot 3-2. Verantwortlich hierfür kann die Wassergehaltsverteilung in der Bodenprobe sein. Die Probe Plot 3-1 verfügt über einen homogenen Wassergehalt von 38 Gew.-%. Der Wassergehalt liegt nahe der Sättigung und verhindert stärkere Partikelbewegungen. Die Probe Plot 3-2 verfügt über eine heterogene Wassergehaltsverteilung, die für den starken Druckabfall verantwortlich sein kann. Der Gesamtwassergehalt beträgt 34 Gew.-%, und die Abweichung innerhalb der Probe beträgt 10 Vol.-%.

In beiden Versuchen werden die beiden letzten Zyklen bei einer Referenztemperatur von -10°C gefahren. Daß der Maximaldruck von 12 bar bei dieser Referenztemperatur von -10°C reproduzierbar ist, zeigt der dritte Gefrierzyklus bei Probe Plot 3-1. Durch einen Apparaturfehler wird in diesem Zyklus bei der Probe Plot 3-2 nur ein maximaler Druck von ca. 5 bar erreicht. Während des letzten Testabschnittes brach einseitig die Halterung des Druckaufnehmers, und der Sensor stand nicht mehr in vollkommenem Kontakt mit der Bodenprobe.

Die Untersuchung der Probe Plot 3-1 wurde vor dem Erreichen der Referenztemperatur von 1°C für den aufgetauten Zustand abgebrochen, daher liegt der Bodendruck noch leicht über dem Anfangswert. Bei der Probe Plot 3-2 ist am Versuchsende eine Druckentlastung zu erkennen. Grund hierfür können plastische Deformationen in der Bodenprobe sein.

7.2 Laborergebnisse: Wassergehalte und Temperaturverläufe

In dem folgenden Ergebnisteil werden die temperaturabhängigen Wassergehaltsänderungen während der einzelnen Versuchsdurchgänge besprochen. Hierfür werden die Daten der drei TDR-Sonden mit den entsprechenden Werten der Thermistorperlen gegenübergestellt. Mit Hilfe von Thermoisoplethen wird das Temperaturfeld der Bodenproben zu Beginn der Gefrierphasen dargestellt. Die dazugehörigen Abbildungen mit den Auftauphasen befinden sich im Anhang.

7.2.1 Die Schwarzerdeproben (Silty Clay Loam)

a) Die Probe SCL-1 (Silty Clay Loam)

Der Wassergehalt der unstrukturierten Bodenprobe beträgt 25 Gew.-%. Zu Beginn der Messung liegen die volumetrischen Wassergehalte bei 33,9% im oberen Probenbereich, in der Probenmitte bei 37,2 Vol.-% und am Probenende bei 35,2 Vol.-% (vergl. Abbildung 7-9).

In Abbildung 7-8 sind die Temperaturprofile der Bodensäule während der einzelnen Gefrierphasen dargestellt. Die linke Ordinate kennzeichnet die 7 Bodentiefen, in denen die Thermistorperlen installiert sind. Die Probenenden, entsprechend 0 cm und 16 cm, sind infolge fehlender Meßwerte nicht dargestellt. Die Abszisse kennzeichnet die Zeit als Zeitwert von Versuchsbeginn in Stunden. Neben den Graphiken ist der Wassergehalt [Vol.-%] zu Beginn der Frostphasen dargestellt. Die dickere Linie repräsentiert die null Grad Celsius Isotherme.

Auffällig sind die Temperaturunterschiede an den Probenenden. Die untere Kühlschlange erreicht eine geringere Minimaltemperatur, im Temperaturprofil dadurch erkennbar, daß die niedrigsten Temperaturen im unteren Probendrittel auftreten. Dieses Phänomen trifft für den ganzen Versuchsdurchgang zu. In Abhängigkeit vom Wassergehalt verbleibt die Probentemperatur unterschiedlich lange nahe null Grad Celsius. Der mittlere Probenbereich reagiert mit Zeitverzögerung auf die Abkühlung. Abbildung 7-9 zeigt im Vergleich die TDR-Werte während des Untersuchungszeitraumes.

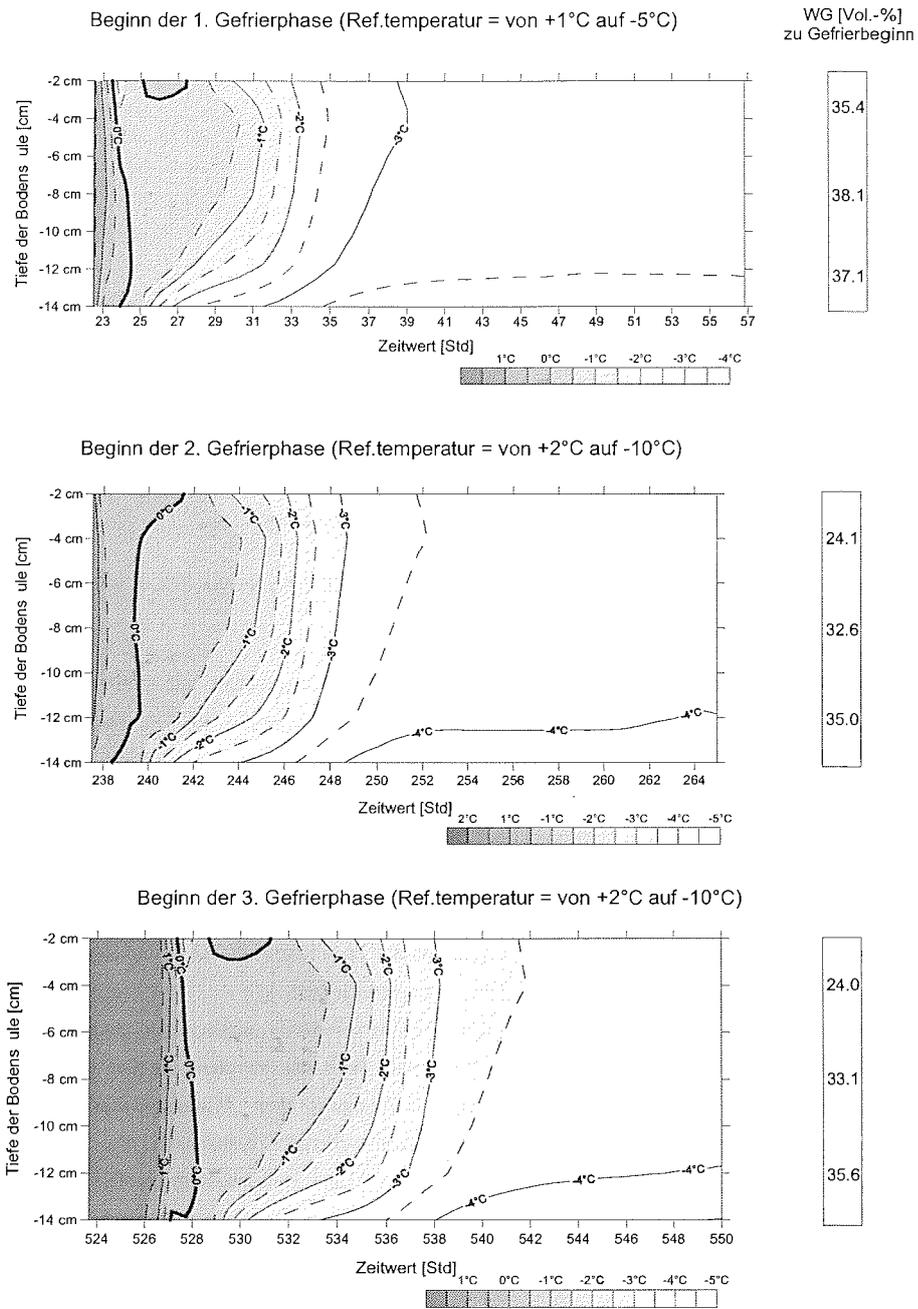


Abbildung 7-8: Temperaturprofil der Probe SCL-1 zu Beginn der einzelnen Gefrierphasen

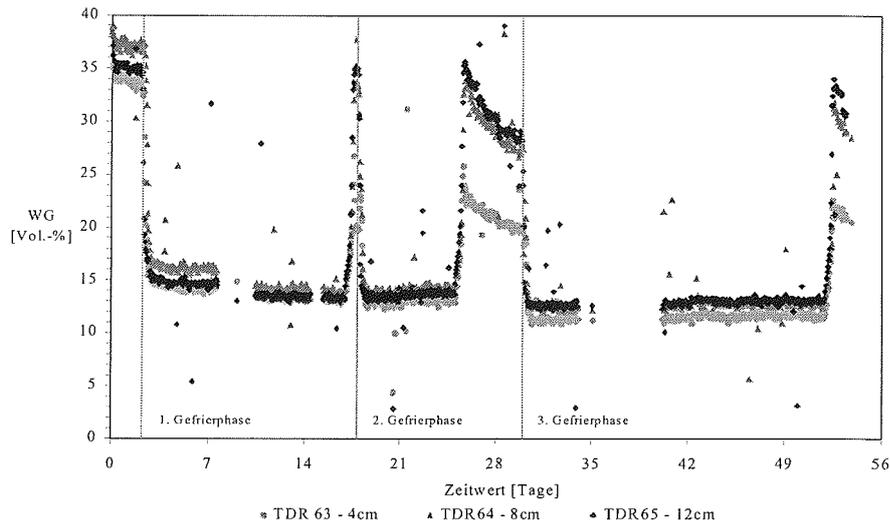


Abbildung 7-9: Veränderungen des volumetrischen Wassergehaltes der Probe SCL-1 während drei Gefrier-Tauzyklen

Im ersten Gefrierzyklus, Gefriertemperatur -5°C , sinkt der Wassergehalt auf Werte zwischen 14,5 Vol.-% an den Probenenden und 16,0 Vol.-% in der Probenmitte ab. Die anschließende Auftauphase ist nur sehr kurz. Die Wassergehalte steigen schnell an, wobei sie in 4 cm Tiefe weit unterhalb ihres Anfangswassergehaltes bleiben. Im zweiten Gefrierzyklus erreichen die Wassergehalte ähnliche Werte wie im ersten Gefrierzyklus. Die Leistung des Kryostaten erreicht nicht die gewünschte Soll-Temperatur von -10°C . Der Ist-Wert liegt bei $-7,3^{\circ}\text{C}$. Die zweite Auftauphase ist durch einen raschen Wassergehaltsanstieg charakterisiert. Die Maximalwerte sind vergleichbar mit denen der ersten Auftauphase. Der aufgetaute Zustand wird 4 Tage lang beibehalten und ist durch eine kontinuierliche Wassergehaltsabnahme in allen Tiefen gekennzeichnet.

Die Gefriertemperatur des dritten Gefrierzyklus erreicht ebenfalls nicht ihren Sollwert. Die Minimaltemperatur in der Probenmitte beträgt $-4,8^{\circ}\text{C}$ und führt, im Vergleich zu den vorherigen Gefrierzyklen, zu keiner weiteren Reduzierung des ungefrorenen Wassergehaltes. In der abschließenden Auftauphase wird der Trend der beiden vorherigen beibehalten. Der maximale Wassergehalt sinkt nach dem Abtauen des Bodeneises rasch und kontinuierlich ab. Die Endwerte liegen in allen Tiefen weit unterhalb ihres Anfangswertes. Der untere Probenbereich weist mit 20,5 Vol.-% den niedrigsten Wassergehalt auf. Die Probenmitte liegt mit 28,4 Vol.-% nahe des Wassergehaltes des oberen Probenbereiches (30,8 Vol.-%).

Die gravimetrische Wassergehaltsbestimmung, die nach Ausbau der Probe durchgeführt wird, ergibt in der Probenmitte den geringsten Wassergehalt (23,9 Gew.-%), der obere Probenbereich weist einen Wassergehalt von 24,0 Gew.-% auf und das Probenende einen Wassergehalt von 26,5 Gew.-%.

b) Die Probe SCL-2 (Silty Clay Loam)

Die Randparameter Gesamtporenvolumen und Lagerungsdichte entsprechen der Probe SCL-1 der feuchten Variante. Der eingestellte Wassergehalt liegt in diesem Versuch bei 13,5 Gew.-%. Vor dem Einfüllen wird das lehmige Substrat gesiebt, um beim Mischen eine Aggregation zu verhindern.

Die einzelnen Bodentiefen weisen Wassergehaltsschwankungen von ca. 4 Vol.-% auf. In 4 cm Tiefe liegt der Wassergehalt zu Versuchsbeginn bei 16,4 Vol.-%, in 8 cm Tiefe bei 15,0 Vol.-% und in 12 cm Tiefe bei 12,8 Vol.-%. Bei Versuchsende beträgt der Wassergehalt in 4 cm Tiefe 15,3 Vol.-%, in der Probenmitte (8 cm) 13,0 Vol.-% und in 12 cm Tiefe 14,0 Vol.-%. Im Gegensatz zu dem unteren Probenbereich nimmt während des Versuchs der Wassergehalt im übrigen Probenbereich leicht ab.

Die drei Diagramme in Abbildung 7-11 zeigen die Temperaturfelder des Bodenmonolithens während drei Gefrierphasen. In der 1. Gefrierphase reicht die Referenztemperatur nicht für eine Abkühlung des mittleren Probenbereichs unterhalb 0°C aus. In der zweiten Gefrierphase erreicht die Probenmitte mit einer Zeitverzögerung von 2 Stunden die Nullgrad Celsius. Ein weiteres Abkühlen findet in diesem Probenbereich mit größerer zeitlicher Differenz statt. Der untere Probenabschnitt verfügt über den geringsten volumetrischen Wassergehalt und erreicht die geringsten Temperaturen (< -5°C). Das Temperaturfeld der letzten Gefrierphase zeigt ein ähnliches Bild, obwohl die niedrigere Versuchstemperatur eine raschere Abkühlung des Bodenkörpers ermöglicht.

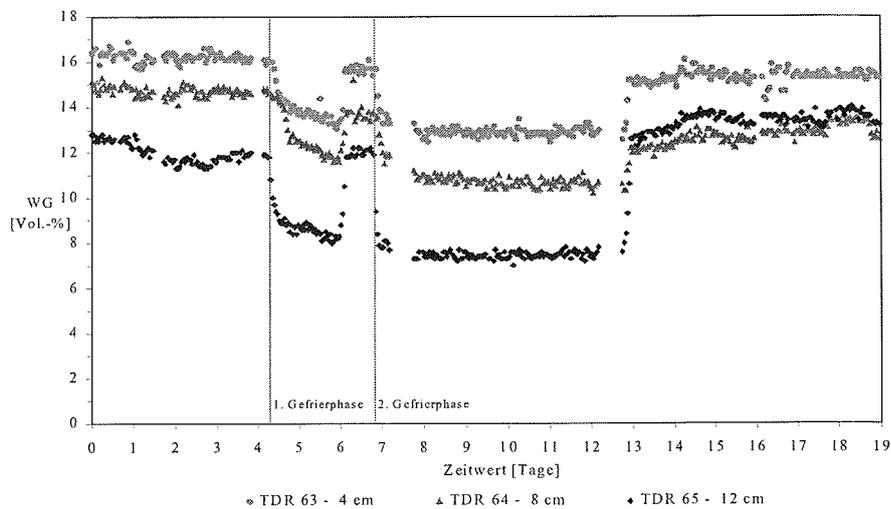


Abbildung 7-10: Veränderungen des volumetrischen Wassergehaltes der Probe SCL-2 während drei Gefrier-Tau-Zyklen

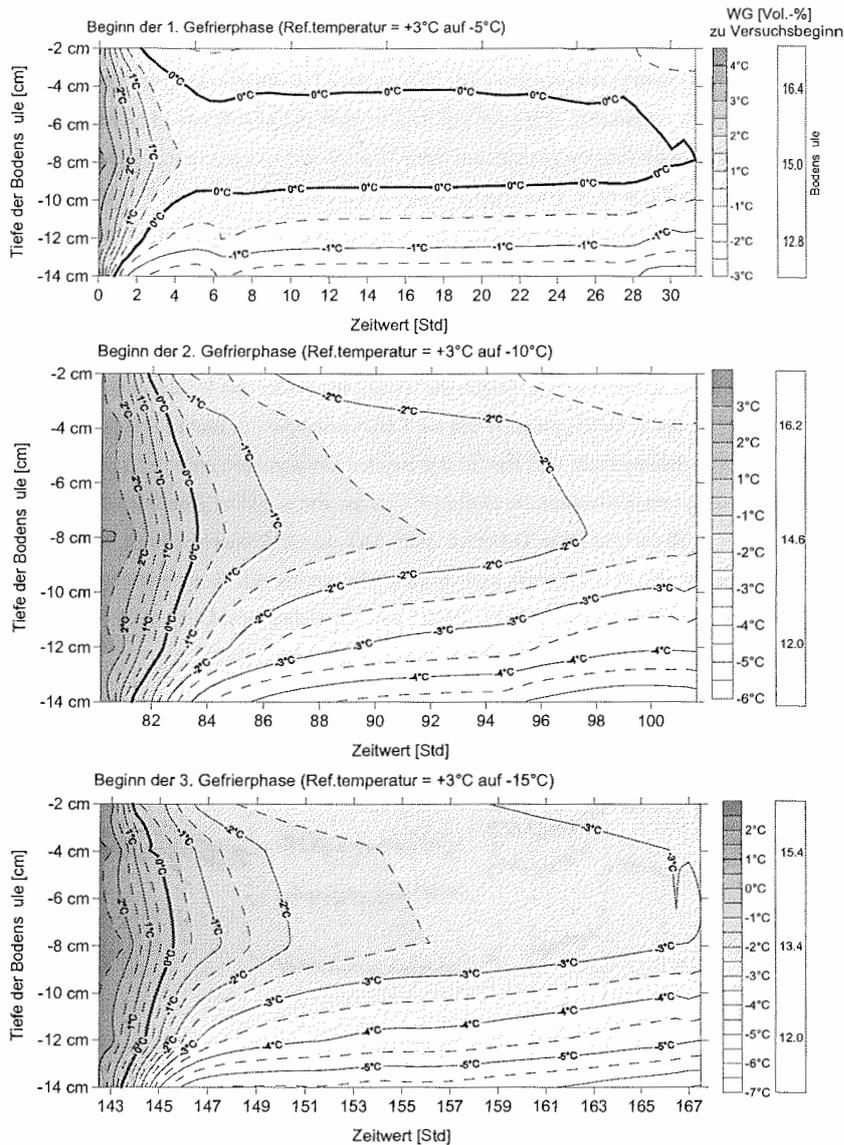


Abbildung 7-11: Temperaturprofil der Probe SCL-2 zu Beginn der einzelnen Gefrierphasen

Abbildung 7-10 zeigt die Änderungen des ungefrorenen Wassergehaltes in drei unterschiedlichen Tiefen während des Gefrierens und Auftauens. Die ersten Stunden zeigen die Gefrierphase bei -5°C. Die Wassergehalte liegen zwischen 12,5 Vol.-% und 16,5 Vol.-%, wobei die höchsten Wassergehalte im oberen Probenbereich anzutreffen sind, mit zunehmender Proben-tiefe nimmt er ab. Die Wassergehalte verändern sich bei dieser Referenztemperatur in keiner Bodentiefe.

Bei der Referenztemperatur von -10°C kommt es vor allem im unteren Probenbereich zu einer Abnahme des ungefrorenen Wasseranteils. Er sinkt von 12 Vol.-% auf knapp 8 Vol.-% herab. Der anschließende Auftauprozess benötigt bei geringen Temperaturgradienten innerhalb der Probe eine Zeitspanne von 12 Tagen. Obwohl die Temperaturen noch unter der Nullgradgrenze sind, steigen die volumetrischen Wassergehalte an und erreichen im aufgetauten Zustand wieder ihre Ausgangswerte.

Die dritte Gefrierphase erfolgt bei der Referenztemperatur von -15°C , unterscheidet sich aber nicht wesentlich von der vorangegangenen. Die ungefrorenen Wassergehalte sind übereinstimmend. Die abschließende Auftauphase benötigt erneut 12 Tage. Nach dem Erreichen der Nullgradgrenze liegen die Wassergehalte in allen Tiefen unter den Ausgangswerten. Die höchste Abnahme ist in der Probenmitte (TDR 64) zu erkennen.

Erläuterungen der Resultate der Proben SCL-1 und SCL-2

Die großen Differenzen zwischen den Anfangs- und Endwerten, die bei der Probe SCL-1 auftreten, lassen die Frage aufkommen, ob die TDR-Meßmethode für dieses Substrat anwendbar ist. Das mit 55% Schluff und 30% Tonanteil an Feinmaterial reiche Substrat, kann eine Wassergehaltsbestimmung mit Hilfe der TDR-Meßtechnik einschränken. Je feinkörniger die Substratzusammensetzung wird, desto größer wird der Anteil absorbierten und stark gebundenen Wassers. Bodenwasser dieser Art beeinflusst die Dielektrizitätskonstante (K) des Wassers (Dasberg und Hopmans 1992), so daß z.B. die Benutzung der Eichfunktion nach Topp et al. (1980) nur für mineralische Böden mit einer Lagerungsdichte zwischen 1,3 und 1,5 g/cm^3 , geringen Gehalten an organischer Substanz und Ton zu empfehlen ist.

Die Dielektrizitätskonstante von Wasser ist ebenfalls temperaturabhängig. Beginnt das Wasser im Boden zu gefrieren, verändert sich die Dielektrizitätszahl in Abhängigkeit zur Frequenz. Eis besitzt bei einer Meßfrequenz von $\sim 1\text{GHz}$ eine vergleichbare Dielektrizitätskonstante wie z.B. Bodenmaterial, wobei K abhängig von der Eistemperatur zwischen $K = 3,2$ bis 7 variiert. Bei Temperaturen von $T < -30^{\circ}\text{C}$ ändert sich die Dielektrizitätskonstante von Eis nicht mehr (Plagge et al. 1994). Mögliche Kalibrierungsfunktionen gehen von einer Konstanz der Bodenwerte aus. Kommt es zu Quellungen oder Schrumpfungen, ist diese Voraussetzung nicht mehr gewährleistet und beeinflusst die Messungen. Die Ergebnisse der beiden nassen Varianten sind, v.a. bezogen auf die Absolutwerte, nur eingeschränkt bewertbar. Die Probe zeigt am Ende des Versuchs Wassergehaltsunterschiede von insgesamt 10 Vol.-% auf, wobei die Tiefenunterschiede nicht identisch sind. In der zweiten und dritten Auftauphase weist die Probe ein vergleichbares Verhalten auf. Die Wassergehalte steigen auf einen Maximalwert an und fallen danach - in allen drei Tiefen - kontinuierlich ab. Dieses Phänomen läßt sich möglicherweise wie folgt erklären: Die Bodentemperatur sinkt unter den Gefrierpunkt des

Bodenwassers und induziert einen Phasenwechsel. Eiskristalle bilden sich und wachsen durch Ansaugen von freiem und schwach gebundenem Wasser an. Taut der Bodenkörper auf, wird das Wasser wieder freigesetzt und reagiert mit den Tonpartikeln. Die Tonpartikel quellen und das in die Zwischenschicht eingebaute Wasser ist für die TDR-Sonden nicht mehr nachweisbar: Der Wassergehalt nimmt kontinuierlich ab. Eine nachweisbare, durch die Frost-Tau-Zyklen induzierte Aggregation, kann für die starken Wassergehaltsunterschiede am Versuchsende verantwortlich sein. Je stärker die Aggregatbildung, desto geringer der gemessene volumetrische Wassergehalt. Aggregation und lokale Kompaktionen führen zu einer Abnahme des gesamten Bodenvolumens, die sich dadurch nachweisen läßt, daß sich die Probe ohne äußere Druckeinwirkungen aus dem Zylinder entfernen läßt.

Bei der Probe SCL-2 reichen die minimalen Temperaturen von 0 bis -1°C in der ersten Gefrierphase nicht aus, um das Porenwasser zu gefrieren. Die TDR-Werte im gefrorenen Zustand unterscheiden sich nicht von den Ausgangswerten. Erst bei der nächsthöheren Referenztemperatur von -10°C kommt es zu einem Rückgang des ungefrorenen Wasseranteils (auf 8 Vol.-% im unteren Probenbereich). Die Wassergehalte der „wärmeren“ Probenmitte liegen auch während der Gefrierphase höher als die im oberen Probenende, d.h. die Ausgangsbedingungen werden beibehalten. Durch hohe Außentemperaturen ist die Kühlleistung des Kryostaten eingeschränkt. Bei der Referenztemperatur von -15°C sinken aus diesem Grund die Gefriertemperaturen nicht weiter herab. Sowohl die Proben Temperaturen als auch die volumetrischen Wassergehalte entsprechen in etwa denen der vorherigen Gefrierphase.

Die Auftauphasen benötigen im Vergleich zu den Gefrierphasen eine wesentlich längere Zeitspanne. Der relativ rasche Temperaturanstieg während der letzten Auftauphase von -5°C bzw. -3°C verlangsamt sich nahe der Nullgradgrenze. In dem eisärmsten oberen Probenbereich kann die latente Wärme, die durch den Phasenwechsel freigesetzt wird, am schnellsten abtransportiert werden, und die Bodentemperatur kann weiter ansteigen. Zum Abschmelzen des höheren Eisgehalts in der unteren Probenhälfte wird am meisten Zeit benötigt. Nach dem Erreichen der Nullgradgrenze zeigen die TDR-Sonden in der Probenmitte die geringsten Werte an. Mögliche Gründe können hierfür Wasserbewegungen in Richtung der Eisfront sein. Dies würde bedeuten, daß Wasser aus der Probenmitte, die schon früher aufgetaut ist, nach unten abwandert oder, daß Partikelumorientierungen zu einer Modifikation des Porenraumes geführt haben und das Meßsignal der TDR-Sonden beeinflussen. Die Unterschiede sind zwar konstant, aber geringer als 1 Vol.-% und dürfen nicht überinterpretiert werden. Daß es zu Partikelbewegungen gekommen ist, zeigt sich nach dem Probenausbau. Eine Randablösung von 1 mm bedeutet eine Reduzierung des Volumens auf $764,54\text{ cm}^3$ und einen Anstieg der Lagerungsdichte auf $1,6\text{ g/cm}^3$.

7.2.2 Die Proben des *soil wedge polygon* (Plot 2)

a) Die Probe des *soil wedge polygon* (Plot 2-1)

Das Gesamtporenvolumen strukturierter Proben des *soil wedge polygon* (Plot 2) beträgt, gemittelt über die Tiefe, 41 Vol.-%. Die Lagerungsdichte liegt bei 1,6 g/cm³. Die Gefriertemperaturen liegen bei -5°C, -10°C und -15°C. Die Trocknung bei 105°C ergab nach dem Probenausbau in der Tiefe 4 cm einen Wassergehalt von 18,6 Gew.-%, in der Tiefe 8 cm 19,2 Gew.-% und in der Tiefe 12 cm 22 Gew.-%. Die TDR-Werte zu Versuchsbeginn unterscheiden sich nicht groß von den Werten bei Versuchsende. In der Temperierphase vor dem Start der Gefrierversuche ist ein Anstieg des Wassergehaltes mit zunehmender Probentiefe zu erkennen.

Bodentiefe	Start	Ende
4 cm	24,0 Vol.-%	23,6 Vol.-%
8 cm	25,0 Vol.-%	23,5 Vol.-%
12 cm	27,5 Vol.-%	28,2 Vol.-%

Abbildung 7-12 zeigt die Veränderungen des Temperaturprofils der Probe Plot 2-1 während der drei Gefrierphasen. Auffällig ist die verzögerte Temperaturemniedrigung im mittleren Probenbereich, die zwar mit fallender Referenztemperatur geringer wird, aber bei allen Gefrierphasen erkennbar ist. Erst ab einer Temperatur von -4°C verlaufen die Thermoisoplethen senkrecht. In der ersten Gefrierphase benötigt die Bodensäule 9 Stunden, um im gesamten Bodenkörper die Nullgrad Celsius zu erreichen. Bei der zweiten Gefrierphase ca. 4 Stunden und in der letzten Gefrierphase ca. 2,5 Std.

Abbildung 7-13 zeigt die volumetrischen Wassergehaltsänderungen während der drei Gefrierzyklen. Nach der ersten Auftauphase stellt sich eine geringfügige Wasserumlagerung in der Bodenprobe ein. Die Probenmitte weist nun den geringsten Wasseranteil auf. Die Diskussion der Werte ist schwierig, da die Unterschiede nur 1-2% betragen und im Bereich der Meßungenauigkeit liegen. Nach dem ersten Gefrier-Tau-Zyklus bleibt dieses Gefälle bei leichter Zunahme des unteren Wassergehaltes erhalten. Der Wassergehalt im oberen Probenbereich bleibt konstant. Der obere und der untere Probenteil gefriert als erstes. Die Probenmitte gefriert mit geringer Zeitverzögerung. Obwohl verschiedene Referenztemperaturen (-5°C, -10°C und -15°C) gewählt wurden, unterscheidet sich der minimale Anteil des ungefrorenen Wassers während der einzelnen Gefrierphasen nur geringfügig. Er liegt bei allen drei Versuchzyklen in jeder Tiefe zwischen 3 und 5 Vol.-%.

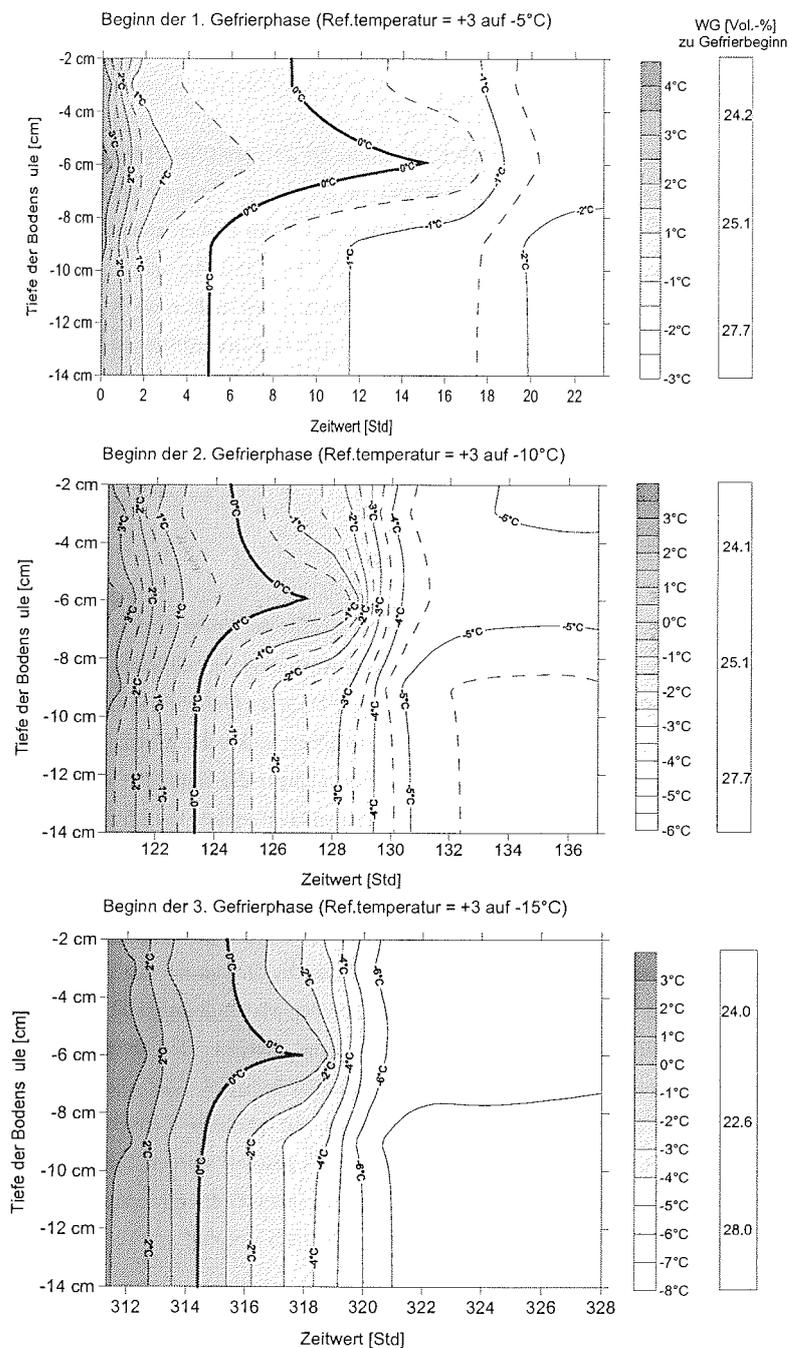


Abbildung 7-12: Temperaturprofil der Probe Plot 2-1 zu Beginn der einzelnen Gefrierphasen

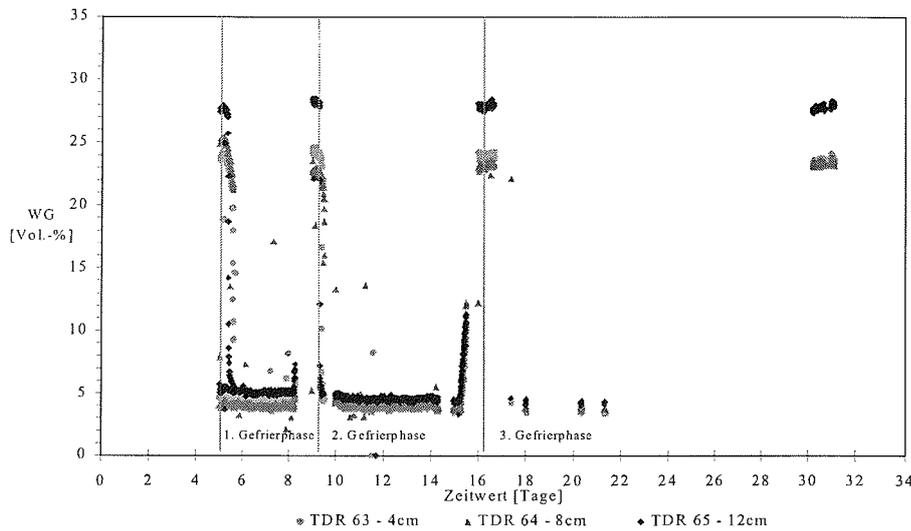


Abbildung 7-13: Veränderungen des volumetrischen Wassergehaltes der Probe Plot 2-1 während drei Gefrier-Tauzyklen

b) Die Probe des soil wedge polygon (Plot 2-2)

Für die zweite Variante des soil wedge polygon wurde das Gesamtporenvolumen unstrukturierter Bodenproben von 41% angenommen. Die Lagerungsdichte liegt bei 1,5 g/cm³. Die Referenztemperaturen liegen bei -5°C und zweimal bei -10°C. Die gravimetrische Wassergehaltsbestimmung (Trocknung bei 105°C) ergab für die Tiefe 4 cm 19,1 Gew.-%, für die Tiefe 8 cm 17,6 Gew.-% und für 12 cm Tiefe 19,2 Gew.-%. Die TDR-Sonden zeigen zu Versuchsbeginn und bei Versuchsende einen Wassergehalt von:

Bodentiefe	Versuchsstart	Versuchsende
4 cm	18,5 Vol.-%	18,7 Vol.-%
8 cm	14,6 Vol.-%	14,3 Vol.-%
12 cm	13,7 Vol.-%	15,2 Vol.-%

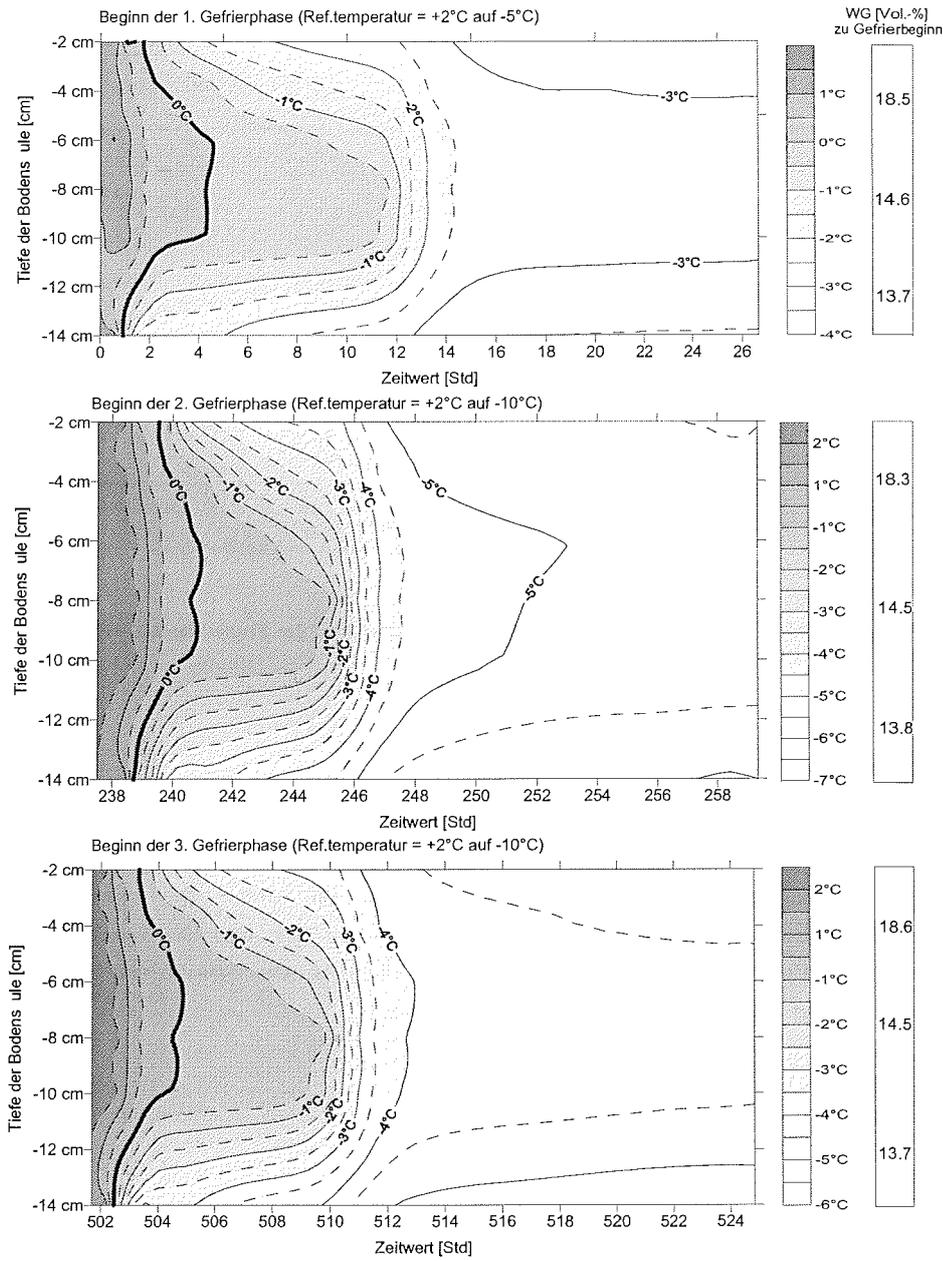


Abbildung 7-14: Temperaturprofil der Probe Plot 2-2 zu Beginn der einzelnen Gefrierphasen

Die drei Diagramme der Abbildung 7-14 zeigen das Temperaturprofil der Probe Plot 2-2 während der drei Gefrierphasen. Während der ersten Gefrierphase bei einer Referenztemperatur von -5°C erreicht die Probenmitte drei Stunden später als das Probenende die 0°C . Diese zeitliche Verzögerung reduziert sich in den folgenden Gefrierphasen (Referenztemperatur -10°C) auf ca. 2 Stunde. Die geringsten Temperaturen werden in jeder Gefrierphase im unteren Probenabschnitt erreicht.

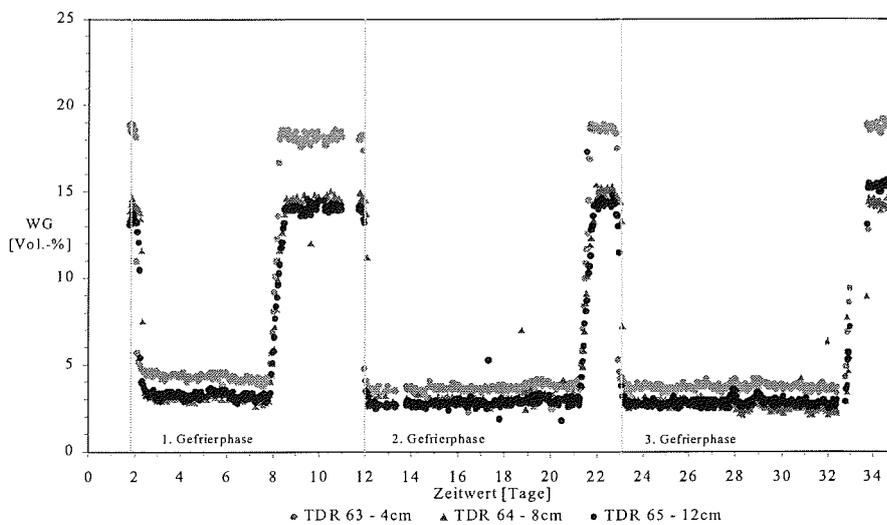


Abbildung 7-15: Veränderungen des volumetrischen Wassergehaltes der Probe Plot 2-2 während drei Gefrier-Tau-Zyklen

In der ersten Abkühlungsphase bei der Referenztemperatur von -5°C sinken die ungefrorenen Wassergehalte auf 3 bis 4,5 Vol.-% und erreichen in der folgenden Auftauphase wieder ihren Ausgangswert (vergl. Abbildung 7-15). Die nächsten Gefrierzyklen erfolgen beide bei einer Referenztemperatur von -10° . Dementsprechend sinken die Wassergehalte in beiden Gefrierphasen auf Werte zwischen 2,5 und 3,5 Vol.-%. Am Ende des Versuches erreichen die Wassergehalte mit Unterschieden ≤ 2 Vol.-% ihre Anfangswerte.

c) Die strukturierte Probe des soil wedge polygon (P 2-str 1)

Im Vergleich zu den bisher untersuchten unstrukturierten Bodenproben handelt es sich bei der Probe Plot 2-str-1 um einen strukturierten Bodenkern aus dem soil wedge polygon. Die strukturierte Stechringprobe stammt aus einer Tiefe 0-16 cm. Die Probennahme (vergl. Kapitel:

Felduntersuchungen) fand während der Feldsaison 1998 statt. Untersucht wurde die Probe während zwei Gefrier-Tauzyklen. Referenztemperaturen sind -5°C und -10°C . Die gravimetrische Wassergehaltsbestimmung ergab folgende Werte: in 4 cm Tiefe 13,9 Gew.-%, in 8 cm Tiefe 16,6 Gew.-% und in 12 cm Tiefe 16,6 Gew.-%. Die TDR-Sonden zeigen davon stark abweichende Werte, die nicht der Berechnung des volumetrischen Wassergehaltes, aus der Multiplikation der gravimetrischen Wassergehalte mit der Lagerungsdichte $[\text{g}/\text{cm}^3]$, entsprechen:

Bodentiefe	Versuchsstart	Versuchsende
4 cm	5,6 Vol.-%	4,7 Vol.-%
8 cm	32,4 Vol.-%	33,2 Vol.-%
12 cm	13,2 Vol.-%	13,6 Vol.-%

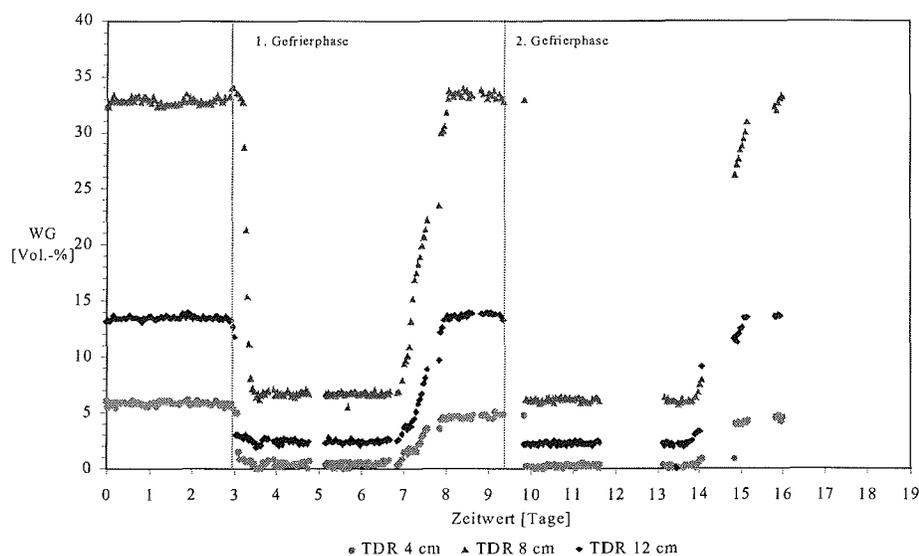


Abbildung 7-16: Veränderungen des volumetrischen Wassergehaltes der Probe P 2-str 1 während zwei Gefrier-Tauzyklen

Abbildung 7-16 zeigt die Veränderungen des volumetrischen Wassergehaltes während der Gefrier- und Auftauphasen. Auffällig sind die großen Unterschiede der Wassergehalte. Im oberen Probenbereich liegen sie bei 5 Vol.-% und steigen über 14 Vol.-% in der Probenmitte auf 35 Vol.-% in der unteren Probenhälfte an. Die Abkühlung bei der Temperatur von 2°C auf -5°C setzt in allen Tiefen relativ zeitgleich ein. Die TDR-Werte sind, wie auch im aufgetauten Zustand, während der Frostphase in der Probenmitte am höchsten. Im oberen Probenbereich werden Werte von ca. 0 Vol.-%

erreicht, die damit noch unter denen des Probenendes (ca. 3 Vol.-%) liegen. Am 4. Tag setzt die Erwärmungsphase ein. Mit geringer Zeitverzögerung steigen die Wassergehalte in der gesamten Probe an. Bevor die nächste Gefrierphase bei der Temperatur von -10°C einsetzt, erreichen die Wassergehalte unter Beibehaltung ihrer tiefenabhängigen Differenzen ihre Ausgangswerte.

Für den Phasenwechsel zu Beginn der zweiten Gefrierphase fehlen die TDR-Meßwerte. Die Aufzeichnungen beginnen erst nach Erreichen der Minimalwerte, die in der Probenmitte geringfügig unter den Werten der vorangegangenen Frostphase liegen. Im oberen und unteren Probenbereich entsprechen sie den Werten der Referenztemperatur von -5°C . Die Wassergehalte im aufgetauten Zustand am Versuchsende entsprechen mit Abweichungen von < 1 Vol.-% den Anfangswerten.

Abbildung 7-17 zeigt das Temperaturprofil der strukturierten Probe P 2-str 1 des *soil wedge polygon*. Die Temperaturaufzeichnungen enden, durch Ausfall einer Thermistorperle, in 12 cm Bodentiefe. Die Abkühlung des Bodenkörpers erfolgt am raschesten im unteren Probenbereich. Hier werden auch die niedrigsten Temperaturen ($-3,5^{\circ}\text{C}$) erreicht. Der mittlere Probenbereich weist am längsten Temperaturen um die 0°C auf sowie im gefrorenen Zustand die höchsten Temperaturen.

Der Temperaturverlauf der zweiten Gefrierphase ist mit der ersten Gefrierphase identisch, wengleich der Temperaturabfall rascher erfolgt. Die minimalen Temperaturen dieser Gefrierphase liegen bei -5°C . Die zeitliche Verzögerung, mit der die Probenmitte abkühlt, wird ab einer Temperatur von -4°C deutlich reduziert.

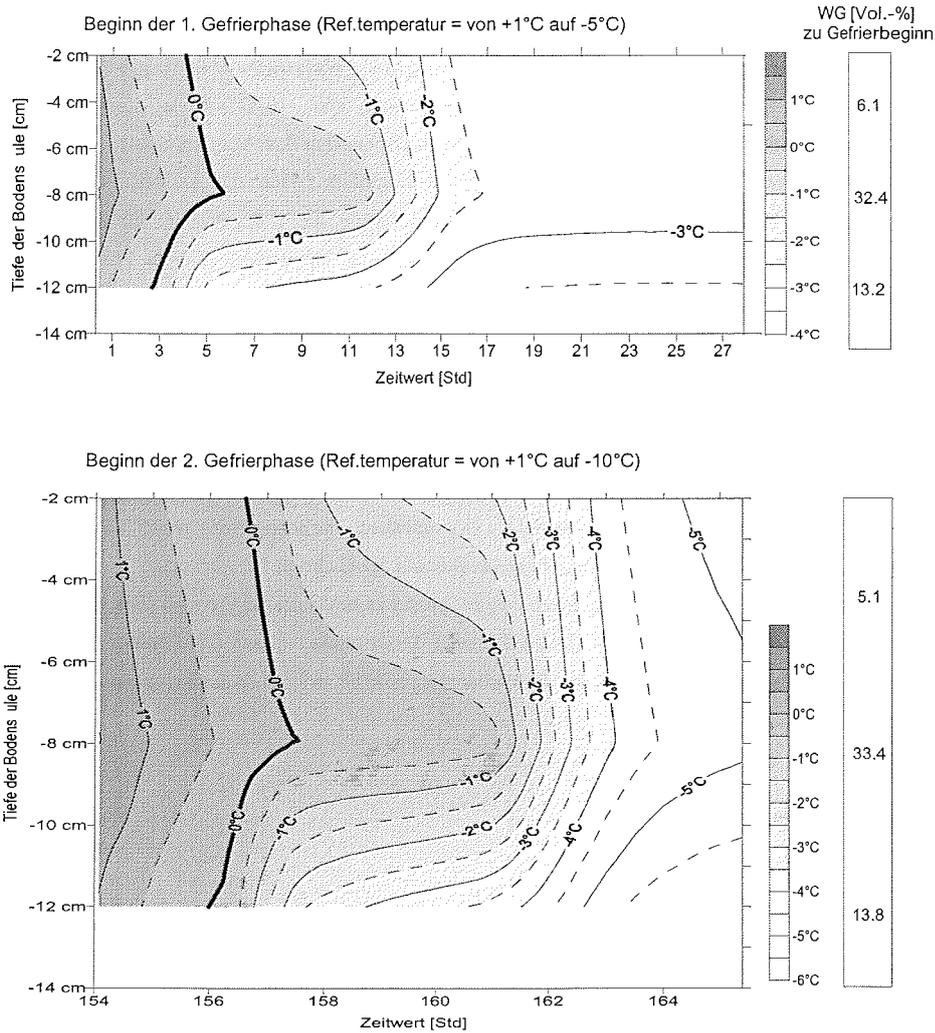


Abbildung 7-17: Temperaturprofil der Probe P 2-str 1 zu Beginn von zwei Gefrierphasen

Erläuterungen der Resultate der Proben des soil wedge polygon (Plot 2)

Für die Wasserbewegungen in diesem sandigen Material (86% Sand) ist fast alleine die Gravitationskraft ausschlaggebend. Die geringe ungesättigte Wasserleitfähigkeit verhindert größere Wasserbewegungen, dem thermischen Gradienten folgend, in Richtung der beiden Kältefronten. Bei der Probe Plot 2-1 kommt es in der Probenmitte zu einer geringen Abnahme des volumetrischen Wassergehaltes. Bei Probe Plot 2-1 und Probe Plot 2-2 unterscheiden sich die ungefrorenen Wasseranteile des ersten Gefrierzyklus nicht gravierend von den beiden folgenden; die Menge des

gefrierenden Porenwassers ist identisch. Die negativen Temperaturen des ersten Gefrierzyklus reichen aus, das Wasser in den vorhandenen Grob- und Mittelporen gefrieren zu lassen. Ein Blick auf die Korngrößenverteilung (vergl. Kap. Felduntersuchungen) zeigt, daß bei den geringen Anteilen von Schluff und Ton nicht mit einer großen Anzahl von Feinporen zu rechnen ist. Das Bodenwasser unterliegt nur geringen Bindungskräften und gefriert, auch aufgrund der geringen Ionenkonzentration des Porenwassers, schon bei Temperaturen knapp unter 0°C.

Im Unterschied zu dem feinkörnigen Material des Silty Clay Loam der Varianten (SCL-1 und 2) erreichen die TDR-Werte in diesem sandigen Substrat bei Versuchsende wieder ihre Ausgangswerte. Durch die Konstanz des volumetrischen Wassergehaltes kann eine Umverteilung der Mineralpartikel ausgeschlossen werden. Bei der Betrachtung der gravimetrischen Wassergehalte wird eine Wasserakkumulation im unteren Probenabschnitt erkennbar, die die Theorie des gravitativen Wasserflusses bestätigt.

Die Wassergehalte in der Probe P 2-str 1 weisen starke Differenzen auf. Die volumetrischen Wassergehalte zeigen zwar während des Versuchsdurchganges ein konstantes Verhalten, stimmen aber nicht mit den gravimetrischen Wassergehalten überein und lassen sich auch nicht aus diesen herleiten. Die TDR-Meßwerte dieses Versuches weisen auch Unterschiede zu den Felddaten auf (vergl. Kapitel: Felduntersuchungen). Zum Zeitpunkt der Probennahme (19. Aug 1998) lag der Wassergehalt in 5 cm Tiefe bei ca. 20 Vol.-% und nahm bis in 50 cm Tiefe auf 44 Vol.-% zu (die Auftautiefe betrug 68 cm). Dieser Vergleich läßt die Überlegung zu, ob es während des Probentransportes zu einer Zerstörung der Bodenstruktur gekommen sein kann. Austrocknung der Probenenden kann für die niedrigen volumetrischen Wassergehalte nicht verantwortlich sein, da die gravimetrischen Wassergehalte dieses widerlegen. Möglich ist z.B. die Entstehung von Hohlräumen, die zum einen schon bei der Probennahme aufgetreten sein können (bei dem sandigen Substrat aber eher unwahrscheinlich) oder zum anderen durch Erschütterungen beim Probentransport. Liegen luftgefüllte Hohlräume im unmittelbaren Umfeld der TDR-Sonden, können die Werte derart verfälscht werden und den tatsächlichen Wassergehalt zu niedrig darstellen.

7.2.3 Die Proben des *low centre polygon* (Plot 3)

a) Die Probe des *low-centre polygon* (Plot 3-1)

Das Gesamtporenvolumen strukturierter Bodenproben des *low-centre polygon* (Plot 3) beträgt, gemittelt über die Horizonte, 58%. Die Lagerungsdichte beträgt 1,28 g/cm³. Da sich die Wassergehalte der Proben Plot 3-1 und 3-2 nicht wesentlich unterscheiden und der Versuchsablauf identisch ist, wird nur das Temperaturprofil der Probe Plot 3-2 im nächsten Abschnitt dargestellt.

Die Mischprobe Plot 3-1 fällt in die zweite Versuchsphase (vergl. Kapitel Meßmethode). Mit $706,86 \text{ cm}^3$ fällt das Volumen der Schamotte etwas geringer aus als das des Plexiglaszylinders. Beim Ausbau der Probe konnte eine geringe Randablösung von $0,05 \text{ mm}$ festgestellt werden. Das zur Bestimmung der Lagerungsdichte herangezogene Zylindervolumen verringert sich auf $669,6 \text{ cm}^3$ und erhöht die Lagerungsdichte auf $1,35 \text{ g/cm}^3$. Nach dem Ausbau der Probe wurde der gravimetrische Wassergehalt in drei Tiefen, den Tiefen der TDR Sonden entsprechend, ermittelt. Für die Tiefe 4 cm ergab sich ein Wassergehalt von $34,52 \text{ Gew.-%}$, für 8 cm $32,9 \text{ Gew.-%}$ und für die Tiefe 12 cm $33,99 \text{ Gew.-%}$. Bei den volumetrischen Wassergehalten ergaben sich folgende Werte:

Bodentiefe	zu Versuchsbeginn	am Versuchsende	minimale Temp.
4 cm	31,8 Vol.-%	31,7 Vol.-%	-2,6 bis -6,4°C
8 cm	31,8 Vol.-%	32,0 Vol.-%	-2,5 bis -6,2°C
12 cm	31,9 Vol.-%	31,6 Vol.-%	-3,5 bis -7,7°C

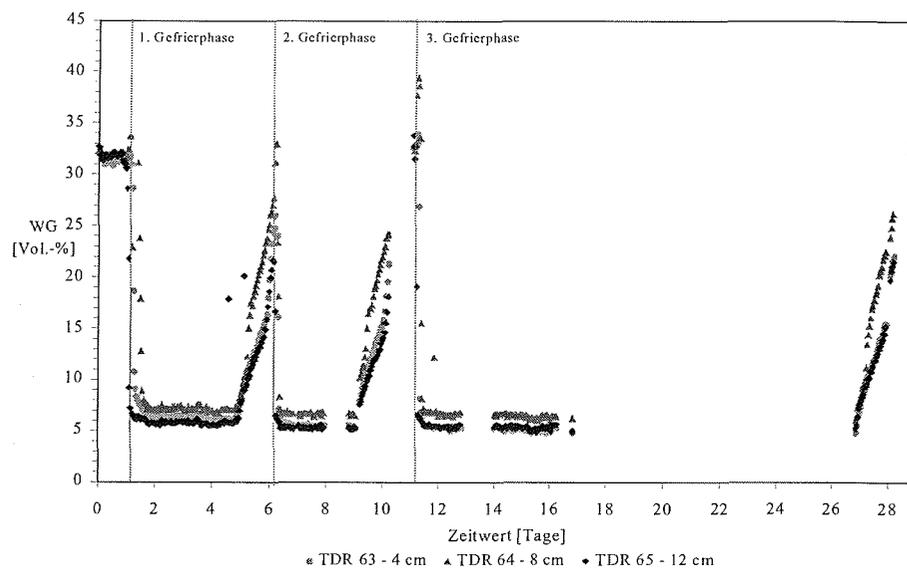


Abbildung 7-18: Veränderungen des volumetrischen Wassergehaltes der Probe Plot 3-1 während drei Gefrier-Tauzyklen

Abbildung 7-18 zeigt die temperaturabhängigen Veränderungen der Wassergehalte während der Gefrier- und Auftauphasen. Die Referenztemperaturen betragen -5°C und zweimal -10°C . Das Gefrieren bei einer Referenztemperatur von -5°C beginnt bei einem einheitlichen Wassergehalt von 32 Vol.-% . Ein Absinken der Temperatur unterhalb der Nullgradgrenze ist mit einer Abnahme des ungefrorenen Wasseranteils gekoppelt. Die minimalen TDR-Werte liegen bei 6 bis 7 Vol.-% . Nach

drei Tagen im gefrorenen Zustand beginnt die Auftauphase. In der Probenmitte kann als erstes ein Wassergehaltsanstieg nachgewiesen werden.

Die zweite Gefrierphase erfolgt bei der Referenztemperatur -10°C . Die Abkühlung wird von abnehmenden ungefrorenen Wassergehalten begleitet. $-7,7^{\circ}\text{C}$ ist die minimale Temperatur, die in dieser Frostphase im unteren Probenbereich erreicht wird. Die Probenmitte und der obere Probenbereich bleiben mit $-6,2^{\circ}\text{C}$ bzw. $-6,4^{\circ}\text{C}$ etwas wärmer. Die minimalen Wassergehalte liegen in den drei Tiefen übereinstimmend bei ca. 5,5 Vol.-%. Die anschließende Auftauphase erfolgt rasch und beginnt in der Probenmitte. Die Temperaturen verbleiben für einen Tag nahe 0°C , ehe sie auf die Referenztemperatur von 1°C ansteigen. Wieder steigen die Wassergehalte in der Probenmitte als erstes an, bzw. ist dieser Bereich als erstes vom Eis befreit. Im aufgetauten Zustand erreichen die Wassergehalte in den einzelnen Tiefen wieder ihre Ausgangswassergehalte von 32 Vol.-%. Der dritte Gefrierzyklus findet ebenfalls bei der Referenztemperatur von -10°C statt und die Wassergehaltsänderungen zeigen einen ähnlichen Verlauf. Am Versuchsende liegen die Wassergehalte zwischen 31,6 Vol.-% und 32 Vol.-% und damit nahe ihrer Ausgangswerte.

b) Die Probe des *low-centre polygon* (Plot 3-2)

Die Probe Plot 3-2 ist die zweite Mischprobe aus dem Apexbereich des *low-centre polygon*. Ausgangswassergehalt und Lagerungsdichte sollen mit der ersten Variante übereinstimmen. Als Zylinder wird erneut die Schamotte verwendet. Nach dem Ausbau der Probe wird der Wassergehalt in drei Tiefen, den Tiefen der TDR-Sonden entsprechend, gravimetrisch ermittelt. Er liegt in der Tiefe 4 cm bei 34,0 Gew.-%, in der Tiefe 8 cm bei 33,5 Gew.-% und in der Tiefe 12 cm bei 34,7 Gew.-%. Die TDR-Werte sehen wie folgt aus:

Bodentiefe	bei Versuchsbeginn	am Versuchsende
4 cm	31,1 Vol.-%	28,5 Vol.-%
8 cm	39,9 Vol.-%	33,6 Vol.-%
12 cm	37,9 Vol.-%	28,1 Vol.-%

Abbildung 7-19 zeigt die Wassergehaltsänderungen während der Gefrier- und Tau-Zyklen in drei Tiefen, und Abbildung 7-20 zeigt die Temperaturprofile während der Gefrierphasen bei den jeweiligen Referenztemperaturen (-5°C und -10°C). Die Wassergehalte sind zu Versuchsbeginn nicht homogen. In 4 cm Tiefe liegt er um 10 Vol.-% unter dem Wassergehalt im mittleren und unteren Probenbereich.

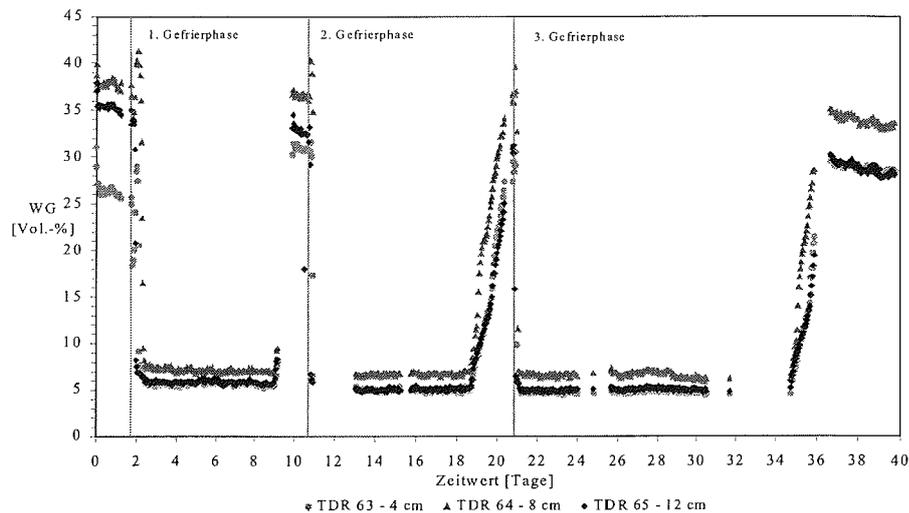


Abbildung 7-19: Veränderungen des volumetrischen Wassergehaltes der Probe Plot 3-2 während drei Gefrier-Tauzyklen

Ein weiterer Temperaturrückgang erfolgt nur im unteren Probenbereich. Aufgrund eines Geräteausfalls liegen für die Auftauphase von -5°C und für die erste Gefrierphase bei -10°C keine TDR-Werte vor. Die Auftauphasen verlaufen bei den Referenztemperaturen -5°C und -10°C ähnlich. Ein rascher Temperaturanstieg läßt mit Zeitverzögerung die Wassergehalte in der Probemitte als erstes ansteigen. Die beiden Probenenden folgen mit parallelen Verläufen. Die unterschiedlichen Wassergehalte, die zu Beginn der Untersuchung herrschten, sind noch immer existent, wenngleich die Unterschiede um 5 Vol.-% abgenommen haben. Die dritte Gefrierphase, erneut bei der Referenztemperatur -10°C , zeigt einen ähnlichen Verlauf wie die vorangegangene. Wieder kühlt die Probenmitte als letztes ab und wieder verlaufen die Isolinien ab -6°C senkrecht. Abbildung 7-19 zeigt am Versuchsende, daß die höchsten Wassergehalte direkt nach dem Abtauen des Bodeneises auftreten und bei einem andauernden aufgetauten Zustand um ca. 2 Vol.-% abnehmen. Die Endwerte liegen zwischen 28 Vol.-% und 34 Vol.-% und damit in allen Tiefen unterhalb ihrer Anfangswerte.

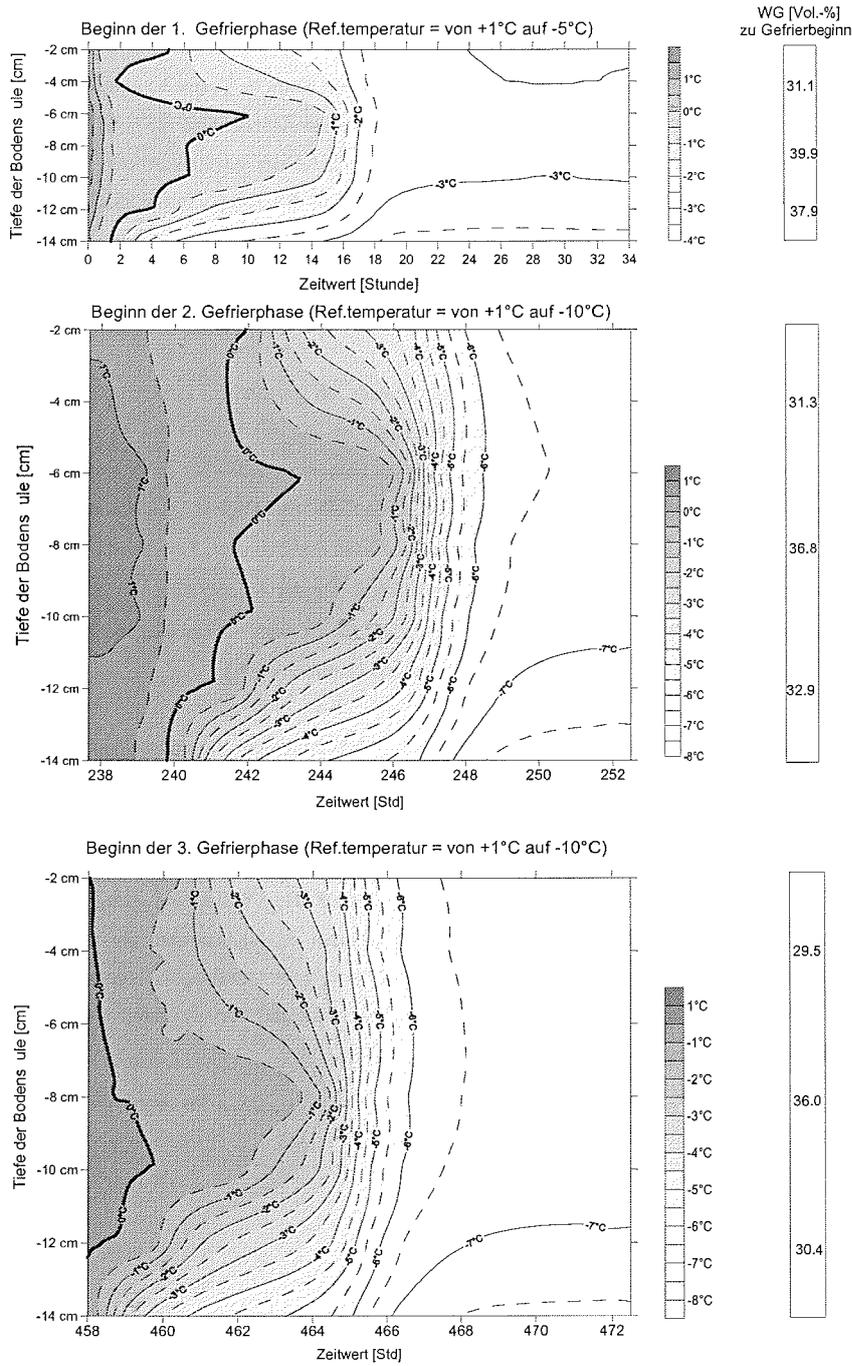


Abbildung 7-20: Temperaturprofil der Probe Plot 3-2 zu Beginn der einzelnen Gefrierphasen (Referenztemperaturen -5°C und zweimal -10°C)

Erläuterungen der Resultate der Proben des *low-centre polygon* (Plot 3)

Beide Mischproben aus dem *low-centre polygon* (Plot 3) zeigen ähnliche Temperaturverläufe während der Gefrier- und Auftauphasen bei den einzelnen Referenztemperaturen. Unterschiede entstehen im wesentlichen durch die nicht homogen verteilten Wassergehalte der zweiten Probe (Plot3-2). Die geringeren Wassergehalte in dem oberen Probenbereich lassen die Temperaturen rascher unter die Nullgradgrenze sinken, als es in den beiden anderen Tiefen der Fall ist. Grund dafür ist, daß, bevor es zu einem Temperaturabfall weiter unter die Nullgradgrenze kommt, erst das gesamte Bodenwasser in diesem Bereich gefroren sein muß. Je mehr Wasser vorhanden ist, desto länger hält der Gefrierprozeß an und desto später sinken die Temperaturen weiter ab.

5 Vol.-% als verbleibender Anteil von flüssigen Wasser im gefrorenen Zustand kann nicht als absoluter Wert diskutiert werden. Hier kommen die Faktoren, die den Einsatz der TDR-Meßtechnik für den gefrorenen Boden erschweren, zum Einsatz. Zwei Faktoren werden bei der Standardgleichung der Kalibrierung nicht berücksichtigt, zum einen der „Eis-Effekt“ (die Dielektrizitätskonstante von Eis ($\epsilon_{\text{Eis}} = 3,2$) wird gleich der von Luft (ϵ_{Luft}) gesetzt) und zum anderen der „Temperatur-Effekt“, (die Dielektrizitätskonstante von Wasser (ϵ_{Wasser}) ist unabhängig von der Temperatur). Da aber $\epsilon_{\text{Eis}} > \epsilon_{\text{Luft}}$ und ϵ_{Wasser} mit abnehmender Temperatur zunimmt, kann es zu einer Überschätzung des flüssigen Wasseranteils in gefrorenen Böden kommen (Seyfried und Murdock 1996).

Der an den Probenenden einsetzende Gefrierprozeß führt zu einem Porenwasseranstieg in der Probenmitte. Bei beiden Proben und bei beiden Referenztemperaturen ist dieses durch den zeitgleichen Anstieg der TDR-Werte zu erkennen. Am Ende der Auftauphase sind die Wassergehalte in der Probenmitte im Vergleich zum Versuchsbeginn leicht erhöht. Daß sich der Anstieg nicht stärker bemerkbar macht, liegt an einem langsameren Gegenprozeß: Der Wasserbewegung in Richtung Eisfront, d.h. in Richtung der Probenenden. Im aufgetauten Zustand nimmt der volumetrische Wassergehalt in allen Tiefen leicht ab. Dieses kann auf mögliche Quellungseffekte zurückgeführt werden, wobei diese hier in erster Linie durch organisches Material hervorgerufen werden, da der Tonanteil relativ gering ist.

8 Diskussion

Permafrost zeichnet sich, abweichend von seinem Namen in den ersten Zentimetern bis Metern, durch Instabilität und Schwankungen aus. Je weiter man sich von den Polen entfernt, desto höher steigt die Jahresmitteltemperatur in den Verbreitungsgebieten an, besonders auf der Nordhemisphäre durch ihre größeren eisfreien Gebiete. Ein gefrorener Boden unterscheidet sich hauptsächlich durch seine feste Erscheinungsform, z.B. durch zementierendes Eis und eine kryogene Struktur, von einem ungefrorenen Boden. Der temperaturabhängige Phasenwechsel von Wasser zu Eis bedingt zahlreiche physikalisch-chemische Prozesse (Andersland 1989).

Induzierte Wasserbewegungen können zu einer Aggregation, Schrumpfung und Wasserverlust in dem noch ungefrorenen Bodenbereich führen sowie zu einer Aggregatzerstörung, Dispersion, Quellung oder Frosthubb durch die Volumenexpansion des Eises (Dirksen und Miller 1966, Williams 1976, Vyalov et al. 1988, Khrustalev und Pustoviot 1988, Pikul et al. 1989 u.a.). Volumenänderungen und Wasserbewegungen können nicht nur zu Veränderungen der physikalischen, sondern auch zu Veränderungen der biologischen Eigenschaften des Bodens führen (Edwards und Cresser 1992).

Einige Arbeiten russischer Wissenschaftler liegen nur in russischer Sprache vor, und werden aufgrund fehlender englischer Übersetzungen in der abschließenden Diskussion leider nicht berücksichtigt.

8.1 Veränderungen der Bodenstruktur durch den Phasenwechsel von Wasser zu Eis

Beim Phasenwechsel von Wasser zu Eis kommt es zu einer Volumenausdehnung von 9%. Im Boden wirkt sich die Volumenausdehnung auf die Eis- und Wasser- und Luftanteile aus. Schon vor dem Hintergrund, daß sich das Eis zementierend auf die Bodenmatrix auswirkt, scheint es unwahrscheinlich, daß sich das Bodenvolumen kontinuierlich der Eisausdehnung anpaßt.

Eine Reaktion wäre, daß die Bodenstruktur bestehen bleibt, und daß die Volumenausdehnung durch Kontraktionen von Lufträumen kompensiert wird. Ergebnisse von Ponomarjov (1982) zeigen, daß Abkühlungen in dem Temperaturbereich, in dem intensive Phasenwechsel stattfinden, in gefrierenden Boden sowohl Expansionen als auch Kontraktionen hervorrufen können. In kleineren Bodenvolumina besteht die Möglichkeit, daß Wasser oder Poreneis aus dem Boden herausgequetscht werden kann, was wiederum keine größeren Auswirkungen auf die Bodenstruktur hat. In größeren Bodenkörpern kann der Gefrierprozeß mehr Zeit in Anspruch nehmen, da ein Wechsel zwischen abtauemdem Poreneis und gefrierendem Porenwasser immer wieder zu einem Streßausgleich führt. Die TDR-Ergebnisse der Proben Plot 3-1 und 3-2 (vergl. Kapitel Laborergebnisse: Wassergehalte und Temperaturverläufe) zeigen, daß unter Druck stehendes Poreneis einen niedrigeren Schmelzpunkt hat, bzw. unter Druck stehendes Porenwasser einen niedrigeren Gefrierpunkt hat.

Vor diesem Hintergrund soll im folgenden das Gefrierverhalten, der im Labor untersuchten Bodenproben diskutiert werden. In feinkörnigen Bodensubstraten erhöht sich durch das Gefrieren das Matrixpotential. Der Boden wird scheinbar trockener und folglich werden Mineralpartikel zusammengezogen (Williams und Smith 1989). Diese Beobachtungen konnten durch die Gefrierversuche mit dem tonhaltigen Material Großbringens (silty clay loam) bestätigt werden. Die effektive Spannung wird infolge der wachsenden Spannung des Porenwassers und des Poreneises durch den Gefrierprozeß erhöht und führt zu einer Verdichtung des Bodens. Untersuchungen von Chamberlain und Gow (1979) zeigten, daß sich in gefrorenen, komprimierbaren Böden überverdichtete Aggregate bilden können, und daß Aggregate, die sich zwischen Eislinsen befinden durch Komprimierung eine höhere Stabilität aufweisen (Horn 1988).

Am Versuchsende bestätigte sich, daß die Kompaktion z.T. irreversibel ist: der Bodenmonolith rutschte ohne äußere Einwirkungen aus dem Zylinder heraus. Aber nicht nur die Volumenabnahme war auffallend, sondern auch die Bildung von Aggregaten nach 3 Frost-Tau-Zyklen aus dem unstrukturierten Ausgangsmaterial (vergl. Photos im Kapitel: Laborergebnisse). Die Ergebnisse von Lehrs et al. (1991) zeigen, daß die stabilsten frostinduzierten Aggregate bei einem Tongehalt von > 17% und einem Gehalt an organischer Substanz von > 3% erreicht werden. Sie führen die Aggregatstabilität in erster Linie auf den Ausgangswassergehalt, die Bodentextur und den Gehalt an organischer Substanz, nicht aber auf die Mineralogie zurück. Ob die Anzahl von Gefrier-Tauzyklen (1 bis 3) Auswirkungen auf die Aggregatstabilität hat, wird widersprüchlich diskutiert. Lehrs et al. (1991) und Lehrs (1998) stellten eine zunehmende Aggregatstabilität mit einer zunehmenden Anzahl von Gefrier-Tauzyklen fest, wohingegen Dagasse et al. (1997) keine Unterschiede in der Aggregatstabilität in Abhängigkeit von der Anzahl (1 bis 2) an Gefrier-Tauzyklen feststellen konnten. Die Untersuchungen von Froese et al. (1999) zeigten keine Veränderungen der Kohäsion infolge von Gefrier-Tauzyklen. Dieses bedeutet, daß das zyklische Gefrieren und Auftauen eine Aggregation im Boden induziert, die bei gleichbleibender Kohäsion den Scherwiderstand des Bodens erhöhen kann. Bei der Betrachtung frostinduzierter Aggregate und ihrer Stabilität darf die Gefriertrate nicht außer Acht gelassen werden. Ein zu schneller Temperaturrückgang fördert die in situ Bildung von Poreneis, was sich negativ auf die Aggregatstabilität auswirken kann (Perfect et al. 1990).

Mackay und MacKay (1976) zeichnen, im Gegensatz zu den vorliegenden Ergebnissen, die höchste Druckentstehung nicht während des Gefrierprozesses auf, als die Eisbildung zu einer Austrocknung des Bodenbereiches führte, sondern während der Auftauphase. Ihre Aufzeichnungen während des Auftauens zeigten so hohe Werte (1,5 – 2 bar), daß die Autoren sich der Richtigkeit dieser Werte nicht mehr sicher waren. Die Ergebnisse mögen aber durchaus in dem feinkörnigen Material des Hummock Kerns Quellungsdrücken sowie dem unterschiedlichen thermischen Ausdehnungskoeffizienten der Mineralpartikel zuzuordnen sein.

Untersuchungen von Yong et al. (1984) belegen, daß bereits drei Gefrier-Tauzyklen ausreichend sind, um Bodeneigenschaften irreversibel zu verändern. Sie untersuchten einen wasserreichen Tonboden, der zum ersten Mal Minustemperaturen ausgesetzt wurde. Der Probendurchmesser betrug 7 cm und die Probenlänge 6 cm. Der Gefrierprozeß erfolgte eindimensional bis zu 32 mal. Bereits nach einem Gefrier-Tauzyklus zeigten sich Reduzierungen der Fließgrenze (v.a. bei den kaolinitarmen und bentonitarmen Tonen) und des undrainierten Scherwiderstandes. Des weiteren beobachteten sie eine Abnahme der spezifischen Oberfläche und Modifizierungen in der Korngrößenverteilung. Wesentliche Auswirkung haben die Gefrier- und Auftauprozesse bei feinkörnigen Böden auf die Bodenstruktur, insbesondere durch Umorientierung der Bodenpartikel zu stabileren Einheiten. Diese Strukturveränderungen konnten Yong et al. (1985) nicht nur optisch nachweisen, sondern auch mit Hilfe einer SEM-Aufnahme eines Rasterelektronenmikroskops. Obwohl sich die Versuchsdurchführungen von Yong et al. (1985) und die, der vorliegenden Arbeit voneinander unterscheiden, lassen sich die Ergebnisse miteinander vergleichen. Burt (1981) beobachtete die Bildung von Miniatureislinsen (bis 10 mm Länge) in sechs verschiedenen Bodentypen. Er kam zu dem Ergebnis, daß Eislinsenbildung in feinkörnigen Böden noch bei sehr viel niedrigeren Wassergehalten stattfinden kann als vergleichsweise in grobkörnigen Substraten. Grund hierfür ist die mit zunehmender Korngröße abnehmende ungesättigte Wasserleitfähigkeit.

Das gröbere Material des *soil wedge polygon* und des *low-centre polygon* der Insel Samoylov (Plot 2 und 3) zeigten ein ganz anderes Gefrierverhalten als das feinkörnige Substrat (SCL): Das Bodenwasser gefriert in situ, d.h. es kommt zu keinen, dem thermischen Gradienten folgenden, Wasserbewegungen. Die TDR-Werte belegen dieses, Anfangs- und Endwerte entsprechen einander. Volumenänderungen des Bodenmonolithen treten nur infolge des Phasenwechsels des Bodenwassers auf. Je mehr Wasser im Boden vorhanden ist, desto höher werden die Drücke, da weniger luftgefüllte Poren als „Kompensationsräume“ für das Eis zur Verfügung stehen. Für eine Aggregation fehlt der nötige Feinanteil, der Boden erfährt durch den wiederholten Gefrierprozeß keine größeren Strukturveränderungen. Bei geringeren Wassergehalten führt eine Umverteilung von Mineralpartikeln dazu, daß der laterale Spannungsendwert leicht unter dem Anfangswert liegt. Je höher der Wassergehalt in dem sandigen Substrat wird, desto geringer wird der Unterschied zwischen Anfangs- und Enddruck.

Häufigkeit und Intensität von Frost-Tau-Zyklen sind zwei bedeutende Faktoren bei der Betrachtung von Gefrierprozessen. In bezug auf die Frostverwitterung steht in der Literatur die Anzahl von Frost-Tau-Zyklen im Vordergrund. Die Intensität, d.h. die Temperaturamplitude der Zyklen, spielt eine sekundäre Rolle (French 1976). Mit Hilfe der durchgeführten Tests können nur Aussagen über dreimalige Frost-Tau-Zyklen getroffen werden, jedoch bei unterschiedlichen Temperaturamplituden. Die Laborergebnisse zeigen hingegen, daß sowohl die Häufigkeit der Frost-Tau-Zyklen als auch die

Intensität Einfluß auf das Ausmaß der kryostatischen Druckentwicklung haben. Die Laborversuche von Hongxu (1982, in: Czurda 1983) zeigten den Einfluß der Gefrierate auf das Expansionsverhalten des Bodens beim einseitigen Gefrieren. Je niedriger die Gefriertemperatur ist, desto schneller ist die Gefriereschwindigkeit und desto höher ist die Expansionsrate. Diese Ergebnisse entsprechen den Versuchsergebnissen des sandigen Substrates des *low-centre polygon* und *soil wedge polygon*.

Die Feldversuche von Mackay und MacKay (1976) geben Auskunft über das saisonale Verhalten von Hummocks in Nordwestkanada. Die Drücke wurden in 5 Tiefen ermittelt und liegen bei maximal 200 kPa. Die Wiedergefrierphase (Oktober bis Januar) zeichnet sich durch einen Druckanstieg, auch bevor die Nullgradisotherme die Druckzelle erreicht hat, aus. Der Druckanstieg bleibt bis zum Erreichen der minimalen Temperaturen bestehen. Der Winter (Januar bis April) zeichnet sich durch einen leichten Druckabfall aus. Der Frühling (Mai bis Anfang Juni) führt zur langsamen Bodenerwärmung und zu einem Druckabfall, der bei ca. 0°C von einem starken Druckanstieg abgelöst wird. Der Sommer (Ende Juni bis August) führt noch einmal zu einem Druckabfall bis es im August zu einem Gleichgewicht kommt, das bis zum Wiedergefrieren bestehen bleibt. Mit Hilfe dieser Versuche sollte die Rolle des kryostatischen Druckes bei der Genese von Mud Hummocks diskutiert werden. Ein Vergleich dieser Feldergebnisse mit den Laborergebnissen dieser Arbeit ist nur in Ansätzen möglich, da z.B. die Morphologie eines Hummocks ein differenziertes Gefrieren bedingt. Es gibt nicht nur eine abwärtsgerichtete und eine aufwärtsgerichtete Eisfront, wie es in einem ebenen Bodenbereich der Fall ist, sondern aufgrund des Mikroreliefs auch ein seitliches Eindringen des Frostes. Der Druck des ungefrorenen Bodenbereiches wird von drei Seiten erhöht, kann aber aufgrund des geringsten Widerstandes durch Aufwölbung nach oben ausweichen. Das Ausweichen reduziert den tatsächlichen Druck und die Maximalwerte liegen weit unter denen, die im geschlossenen System im Labor erreicht werden.

Pissart (1973) untersuchte in seinen Experimenten 10 cm mächtige, flächenhaft aufgebrachte Sedimente. Die Versuchsapparatur ermöglichte die Erfassung von kryostatischen Drücken bei einseitig (von oben nach unten) gerichtetem Gefrieren. Drucksensoren wurden einmal in einer Bodentiefe von 8,5 cm und beim zweiten Mal in einer Tiefe von 5 cm installiert. Diese Randbedingungen schränken zwar einen direkten Vergleich der eigenen Ergebnisse mit den hier durchgeführten Experimenten ein, dennoch kommt es zu Übereinstimmungen. Dem starken Druckanstieg nach Erreichen der Nullgradgrenze folgt in beiden Experimenten ein rasanter Druckabfall. Für den Druckanstieg ist die Volumenexpansion des Eises beim Phasenwechsel verantwortlich. Deformationen des Bodenkörpers resultieren in einem scharfen Druckabfall. Im Experiment von Pissart kommt es anschließend im oberen Probenbereich zu Kontraktionen, da das nach oben offene System einen Druckabbau durch ein Aufwölben der Sedimente ermöglicht. Der Drucksensor in 8,5 cm Tiefe zeigt hingegen durchgehend positive Werte, die einer anhaltenden Expansion entsprechen. Im gefrorenen Stadium kommt es zu Druckschwankungen, ein Druckabbau

erfolgt aber erst in der Tauphase. Leider fehlen bei der Versuchsbeschreibung von Pissart nähere Angaben zu der Substratzusammensetzung und dem Wassergehalt. Ribbildung, infolge einer Aggregation, wird nicht als eine Möglichkeit des Druckabbaus angesehen. Trotz des Druckabbaus durch ein Ausweichen nach oben, erfaßte Pissart in seinen Experimenten Drücke von mehr als 400 kPa. Vergleicht man seine Ergebnisse mit den Gefrierergebnissen des sandigen Materials Samoylovs sind Übereinstimmungen feststellbar. Bei beiden Versuchsanordnungen kommt es zu einem starken Druckanstieg, wenn die Bodentemperatur unter die Nullgradgrenze sinkt. Dieser Maximaldruck wird nur eine kurze Zeit gehalten. Dem konstanten langsamen Druckabfall, der bei Versuchen im geschlossenen System auftritt, stehen stärkere Schwankungen in Pissarts Experimenten gegenüber. Steigt der Eisdruck an die Grenze der Bodenstabilität, wird dieser durch ein Ausweichen nach oben abgebaut, was in einem Druckabfall resultiert. Der Druckabbau durch ein Ausweichen nach oben ist in einem geschlossenen System nicht möglich. Hier muß der Druck in einem festen Volumen kompensiert werden, d.h. nur Partikelumverteilungen und Komprimierung der Luftphase können einen Druckabbau ermöglichen. Diese Prozesse sind in einem durch Eis zementierten Bodenskelett nur sehr gering möglich.

Es ist also feststellbar, daß obwohl die Versuchsdurchführung nicht identisch ist, der Boden in Pissarts Versuchen ein ähnliches Verhalten zeigt wie das, in den hier durchgeführten Experimenten benutzte sandige Substrat. French (1976, S: 40ff) ist beim Zitieren der Versuchsergebnisse von Pissart ein Fehler unterlaufen, der zu einer Fehlinterpretation führen kann. Die Druckwerte sind falschen Tiefen zugeordnet und so wird eine Kontraktion in größerer Bodentiefe beschrieben, die eigentlich nahe der Bodenoberfläche auftritt.

Kontraktionen wurden in den Laborversuchen der vorliegenden Arbeit nur bei lehmigen Substraten (Großobringen) erfaßt. Die Kontraktionen treten in einem geschlossenen System auf, das ein Ausweichen des Bodens nach oben oder zu den Seiten verhindert. Der Druckabfall im wasserreichen Lehm muß also eine Folge von Wasserbewegungen, Aggregation und Partikelumverteilungen sein. Aggregation hingegen ist das Resultat von Spannungsrissen. Sandige Substrate zeigten schon ab einem Wassergehalt von 19 Gew.-% und bei jeder Referenztemperatur Expansionen, die mit zunehmendem Wassergehalt bis auf 1,2 MPa ansteigen. Daß der Druckanstieg vom Ausgangswassergehalt abhängig ist, läßt sich durch die Anteile an luft- und wassergefüllten Poren erklären. Bei geringen Wassergehalten verfügt der Boden über ausreichend luftgefüllte Poren, in die das Poreneis, unter Anstieg des Porenluftdruckes, ausweichen kann. Je mehr vom Porenraum wassergefüllt ist, desto weniger Platz steht dem Poreneis zum Ausweichen zur Verfügung und desto höher steigt der Druck an. Im Gegensatz zu dem feinkörnigen Substrat ist eine Partikelumverteilung und Partikeleinregelung in dem sandigen Material nur eingeschränkt möglich. Die Sandpartikel besitzen einen hohen Reibungswinkel, der einer Umverteilung entgegenwirkt. Dem rasanten

Druckanstieg bei Erreichen der Nullgradgrenze folgt ein Druckabfall, der zu einer kleinen Druckentlastung führt, nicht aber die Ausmaße einer Kontraktion erreicht.

Spannungen, die in einem gesättigten Boden wirken, können in zwei Arten aufgeteilt werden. Zum einen in Spannungen, die über die feste Phase, zum anderen in Spannungen, die über die flüssige Phase übertragen werden. Erstere werden *intergranulare* oder *effektive* Spannungen genannt, letztere *Porenwasserspannungen* oder *neutrale* Spannungen, wobei Volumenänderungen nicht nur von effektiven Spannungen, sondern auch durch negative Porenwasserdrücke verursacht werden können. Sie sind auch für den Reibungswiderstand des Bodens verantwortlich.

Über Modifikationen von Bodenaggregaten geben die Versuchsergebnisse keine Aussage, wohl aber über die Bildung von neuen Aggregaten. Zur frostinduzierten Modifikation der Bodenstruktur wurden schon zahlreiche wissenschaftliche Arbeiten (vergl. Soulides und Allison 1961, Hinman und Bisal 1967, Chamberlain und Gow 1979, Van Vliet-Lanoe et al. 1984, Yong et al. 1985, Lehrsch et al. 1991, Lehrsch 1998, Yershov 1998) erstellt, mit deren Hilfe die Versuchsergebnisse diskutiert werden sollen. Hinman und Bisal (1967) untersuchten den Frosteinfluß auf gesiebte Aggregate eines tonigen Substrates bei verschiedenen Wassergehalten. Eine Versuchsreihe wurde bei -11°C 25 Frost-Tauzyklen ausgesetzt und im Anschluß luft- oder gefriergetrocknet. Besonderes Augenmerk wurde bei diesen Untersuchungen auf den Anteil der erosionsanfälligen Aggregate (0,5 bis 0,15 mm) gelegt. Sie kamen zu dem Ergebnis, daß bei einem geringen Wassergehalt die Auswirkungen der Gefrier-Tauzyklen auf die Aggregatgröße gering sind und mit steigendem Wassergehalt an Bedeutung zunehmen. Soulides und Allison (1961) stellten in ihren Untersuchungen fest, daß das Gefrieren den Aggregatanteil größer 0,25 mm ebenso wie die Wasserstabilität der Aggregate vermindert.

Wesentliche Strukturveränderungen wurden in den Gefrierversuchen mit dem lehmigen Material (SCL) beobachtet. Der Phasenwechsel des Porenwassers erfolgt als erstes in den Grobporen (Marion 1995). Wie Untersuchungen zur Meniskenausbildung von Colbeck (1982) zeigen, kann es auch möglich sein, daß bei ausreichendem Gradienten, das Wasser in den Feinporen als erstes gefriert. Diese Annahme widerspricht der allgemein verbreiteten Annahme und soll auch hier nicht weiter berücksichtigt werden. Ausgegangen wird davon, daß als erstes das freie Wasser in den Grobporen gefriert. Bei einem weiteren Temperaturabfall kann auch das Wasser in feineren Poren gefrieren. So lange, wie noch flüssiges Wasser in den feineren Poren vorhanden ist, bewegt es sich zu dem schon bestehenden Poreneis unter Erhöhung der Matrixspannung in den entleerten Poren. Was nicht ohne Folgen für die Mineralpartikel und die Bodenporen bleibt. Hohlräume können durch die Eisexpansion vergrößert und schon bestehende Aggregate können verdichtet werden. Daß die Verdichtung der Aggregate plastisch sein kann, zeigen die Untersuchungen von Van Vliet-Lanoe et al. (1984). In dieser Arbeit werden Aussehen und Form der Aggregate der Häufigkeit der Frost-Tauzyklen zugesprochen, die abhängig von der Bodentiefe sind.

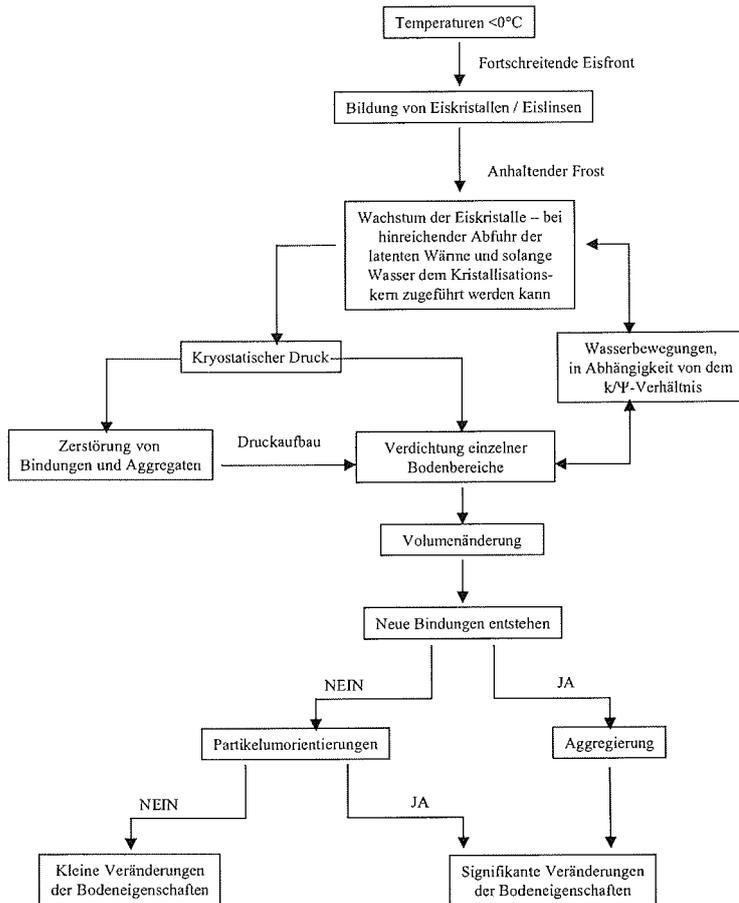


Abbildung 8-1: Einfluß des Gefrierprozesses auf die Bodeneigenschaften (verändert nach Yong et al. 1985).

Das Flußdiagramm in zeigt schematisch die wesentlichen Prozesse, die in einem feinkörnigen Boden während des Gefrierprozesses ablaufen können. Feinkörnige Bodensubstrate unterscheiden sich durch eine Vielzahl von Einzelprozessen in ihrem Gefrierverhalten von grobkörnigen Substraten. Eisbildung in grobkörnigeren Bodensubstraten beschränkt sich auf ein in situ Gefrieren des Porenwassers, d.h. Eis bildet sich an Ort und Stelle, ohne daß es zuvor zu Wasserbewegungen kommt. Basierend auf den Ergebnissen der Gefrierversuche läßt sich die folgende Prozeßabfolge ableiten. Erreicht die Bodentemperatur den Gefrierpunkt des Porenwassers, bilden sich aus dem freien Wasser der

Grobporen, aufgrund des niedrigen Energiepotentials erste Eiskerne. Dauert die Gefrierphase an, können die Eiskerne bei Abfuhr der latenten Wärme weiterwachsen. Unterschiede in der Bodentemperatur und im Matrixpotential ermöglichen eine Migration von Porenwasser aus umliegenden Grob- und Mittelporen, die das Wachstum der Eiskerne ermöglichen. Das anhaltende Wachstum der Eiskristalle im Porenraum hat Auswirkungen auf das Bodenvolumen. Bestehende Aggregate können zerbrechen oder komprimiert werden oder es bilden sich neue Verbindungen, die zu Veränderung der Ausgangsstruktur des Bodens führen.

8.2 Auswirkungen der kryostatischen Druckentwicklung auf verschiedene Substrate

1. soil wedge polygon (Plot 2)

Für die Druckentwicklung während des Wiedergefrierens ist der Wassergehalt von großer Bedeutung. Die Felduntersuchungen endeten im September 1999. Seit Beginn der Messungen am 9. Juni 1999 ist eine abnehmende Tendenz der Wassergehalte im gesamten Bodenprofil zu erkennen. Obwohl die Messungen nicht bis zum Zeitpunkt des Wiedergefrierens durchgeführt wurden, läßt sich anhand langjähriger Mittel sagen, daß größere Regenereignisse im September und Oktober nicht mehr zu erwarten sind. Zu dieser Jahreszeit fallen die geringen Niederschläge auch häufig schon als Schnee. Je nach Bodentemperatur akkumuliert der Schnee und wirkt sich nicht unmittelbar auf den Wasserhaushalt des Bodens aus oder er schmilzt ab und erhöht den Bodenwassergehalt.

Ohne Schneedecke und bei geringen Bodenwassergehalten erniedrigt sich die Wärmekapazität des Oberbodens. Die Folge ist, daß kühlere Luftmassen schneller in den Boden eindringen können, und der entstehende Temperaturgradient zu einem Abtransport der Wärme aus größeren Bodentiefen führen kann.

Bei Erreichen der Nullgradgrenze beginnt der oberflächennahe Restwassergehalt zu gefrieren. Davon ausgehend, daß der Wassergehalt an der Bodenoberfläche bis zum Wiedergefrieren noch weiter absinkt, gibt es ab einem Wassergehalt von ca. 13 Vol.-%, entsprechend pF 2,5, keine wassergefüllten Grobporen mehr. Aufgrund von Bindungskräften besitzt das Wasser in den Mittelporen einen tieferen Gefrierpunkt als freies Wasser und erfordert für den Phasenwechsel einen weiteren Temperaturrückgang. Beim Phasenwechsel von Wasser zu Eis könnten die luftgefüllten Poren die Expansion und die damit entstehende Druckentwicklung kompensieren und das Bodeneis wird sich in dem vorhandenen Porenraum ausbreiten können. Die Möglichkeit der Eislinsbildung (vergl. Kapitel: Laboruntersuchungen) und der daraus resultierende Frosthub sind in diesem grobkörnigen Substrat vernachlässigbar.

Anders sieht es im Unterboden aus. Der Zustand der Sättigung wird während der Sommersaison aufrechterhalten. Von der Atmosphäre dringen im Herbst kalte Luftmassen über die Bodenoberfläche

in den Boden ein und bedingen das Fortschreiten einer Eisfront. Die Permafrosttafel steigt mit zunehmender Abkühlung der Auftauschicht im Profil noch oben. Der noch ungefrorene, wassergesättigte Bodenbereich wird etwas Wasser an die übergelagerte Eisfront verlieren, da aber die kapillare Steighöhe dieses Substrates gering ist, ist auch der Wasserverlust sehr gering. Dem Bodeneis stehen keine luftgefüllten Poren in dem ohnehin geringen Gesamtporenvolumen (40%) zum Ausweichen zur Verfügung. Eine Hebung übergelagerter Bodenschichten ist aufgrund der Auflast und der zementierenden Wirkung des Eises in den übergelagerten Bodenschichten unwahrscheinlich. Eine laterale Druckentlastung ist bei vorhandenen Schwächezonen möglich. In erster Linie wird die Bodenstruktur von der Druckentstehung betroffen sein. Das sandige Substrat des *soil wedge polygon* verfügt über einen sehr geringen Strukturierungsgrad, das bestätigten sowohl die Feldergebnisse als auch die Laborergebnisse. Wie hoch die tatsächliche Druckentwicklung im Freiland sein wird, kann mit Hilfe der Gefrierexperimente im geschlossenen System nicht abgeleitet werden, dennoch läßt sich ein substratspezifisches Gefrierverhalten erkennen. Ein seitlicher Druckabbau kann nur dann erfolgen, wenn Schwächezonen, z.B. Substratheterogenitäten mit unterschiedlichen thermischen Eigenschaften, vorhanden sind. Der überwiegend fluviatile Ursprung der Inselterrasse ermöglichte einen homogenen Aufbau des Bodenprofils ohne Skelettanteil. Die Eisfront kann gleichmäßig in den Boden vordringen und in einem Druckaufbau resultieren. Der Reibungswinkel des sandigen Substrates erhöht die Bodenstabilität und wirkt einer Partikelumorientierung entgegen. Das Bodeneis breitet sich im Porenraum aus. In Abhängigkeit vom Druck kann sich der Gefrierpunkt des Porenwassers erniedrigen und zwar um $0,0073^{\circ}\text{C}/\text{kg cm}^2$ (Williams 1967). Anschauliches Beispiel hierfür ist der ungefrorene Boden unter Gletschern oder Inlandeisen.

2. low-centre polygon (Plot 3)

Der Zeitraum, in dem die Bodenwassergehalte und die Bodentemperatur erfaßt wurden, umfaßt für das *low-centre polygon* nur 60 Tage (4. Juli bis 2. September). Die abnehmende Tendenz der Bodenwassergehalte mit zunehmender Mächtigkeit der Auftauschicht läßt sich für Plot 3 nur in den obersten Profilmillimetern nachweisen. Die geringsten Wassergehalte, die im Oberboden erreicht werden, liegen bei ca. 35 Vol.-%, was einer Entwässerung der engen Grobporen entspricht. In tieferen Bereichen des Profils bleibt auch dieser Porenbereich wassergefüllt. Unter der Annahme, daß die Bodenwassergehalte v.a. in größeren Tiefen bis zum Einsetzen des Wiedergefrierens nicht wesentlich weiter abnehmen, wird das Porensystem im nahezu gesättigten Zustand gefrieren. Wie im einzelnen der Wiedergefrierprozeß abläuft, läßt sich ohne Feldbeobachtungen und Kenntnissen der Isolationseigenschaften der organischen Auflage, Aufbau thermischer Gradienten etc. nicht eindeutig vorhersagen. Für den Transfer der Feldergebnisse auf die Laborergebnisse ist in erster Linie der Wassergehalt beim Wiedergefrieren von Bedeutung. Die minimalen Temperaturen, die während der

Versuchsdurchführung in der Bodenprobe herrschten, lagen bei ca. -8°C . Diese Temperaturen reichen zwar für einen Phasenwechsel für den größten Anteil des Bodenwassers aus (vergl. Anhang: Berechnung des ungefrorenen Wasseranteils), erzeugen aber keine Kontraktionserscheinungen im Bodenmonolithen. Hier muß klar zwischen dem Gefrieren in einem offenen System, wie es im Freiland der Fall ist und dem Gefrieren in einem geschlossenen System, wie es unter Laborbedingungen der Fall ist, unterschieden werden.

Der Entstehung von *low-centre polygons* liegt die Thermokontraktion zu Grunde. Der Kontraktion eines gefrorenen Bodens liegt aber nicht eine bestimmte minimale Temperatur zu Grunde. Denn neben der minimalen Temperatur, spielen sekundäre Temperaturschwankungen (vergl. Kapitel: Mechanik gefrorener Böden) sowie die Substratzusammensetzung für die Rißbildung entscheidende Rollen. Die Ausdehnungskoeffizienten gefrorener Böden zeigen große Anomalien, so beträgt er für Ton $2 \times 10^{-3} \text{ K}^{-1}$ und für Sand 2 bis $5 \times 10^{-5} \text{ K}^{-1}$. Neben der Temperatur ist der Ausdehnungskoeffizient vom Wassergehalt abhängig. In Tonböden nimmt er mit zunehmenden Wassergehalten ab, wohingegen er in Sandböden mit steigenden Wassergehalten zunimmt (Grechishchev 1973). Die Substratzusammensetzung beeinflusst also den Ausdehnungskoeffizienten: Nimmt der Tonanteil ab und der Sandanteil zu, nimmt der Ausdehnungskoeffizient exponential ab.

Die Versuchsbedingungen schaffen nicht die Voraussetzungen für Thermokontraktionen. Zum einen ist der Temperaturrückgang nicht ausreichend und zum anderen fehlen sekundäre Temperaturschwankungen. Die im Labor ermittelten maximalen Eisdrücke werden hingegen im Freiland nicht in vergleichbarer Höhe entstehen, da ein lateraler Druckabbau durch Heterogenitäten im Substrat oder ein ungleichmäßiges Fortschreiten der Frostfront sowie Frosthübe nicht ausgeschlossen werden können. Je eisreicher das Bodensubstrat ist, desto relevanter wird eine Kontraktion bei anhaltender Abkühlung des Bodenkörpers. Die Apexbereiche der *low-centre polygon* zeigen nur eine schwache bis mäßige Schneebedeckung (vergl. Kapitel: Felduntersuchungen), die den gefrorenen Boden nicht gegen winterliche Wärmeverluste schützen kann. Die Folge ist eine anhaltende Bodenauskuhlung, die im März 1999 minimale Temperaturen von -30°C im Oberboden und -26°C in 55 cm Tiefe erreichen (Daten: Klimastation AWI-Potsdam). Daß diese Temperaturen für die Bildung von Frostrissen ausreichend sind, belegen Untersuchungen kanadischer Wissenschaftler in ähnlichen Bodensubstraten in Nord Québec (vergl. Allard und Kaspar 1998). Neben den absoluten Temperaturen spielt, wie auch bei den Laborversuchen, die Abkühlungsrate eine Rolle. Kommt es zu einem raschen Temperaturrückgang (in etwa um 10°C innerhalb von 20-40 Stunden), sind ideale Bedingungen für die Entstehung von Zugspannungen geschaffen, die die Bodenstabilität überschreiten können (M. Allard, pers. Mitteilung).

8.3 Die Versuchsergebnisse im Überblick

Abbildung 8-2 und Abbildung 8-3 zeigen noch einmal zusammenfassend die wesentlichen Prozesse, die am Gefrieren von grobkörnigen und feinkörnigen (lehmigen) Bodensubstraten beteiligt sind. Der einfachste Fall ist im ersten Beispiel (Abbildung 8-2) dargestellt: ein wassergesättigter Sandboden. Der Gefrierpunkt des Porenwassers wird in erster Linie von der Ionenkonzentration der Bodenlösung bestimmt. Ist diese, wie bei den beprobten Bodensubstraten vernachlässigbar, setzt der Phasenwechsel nahe 0°C ein, beginnend in den Grobporen. Der Druck steigt unmittelbar an, da keine luftgefüllten Poren als mögliche Ausweichräume zur Verfügung stehen, wobei die absolute Druckhöhe auch von der Gefrierrate abhängig ist. Zwischen den fortschreitenden Eisfronten befindet sich ungefrorener Boden, in dem der Porenwasserdruck kontinuierlich ansteigt. Der ansteigende Druck erniedrigt den Gefrierpunkt ($0,0073^{\circ}\text{C}$ / aufgebrauchten Druck [kg cm^{-2}]). Die TDR-Aufzeichnungen der Proben Plot 3-1 und Plot 3-2 (vergl. Kapitel: Laborergebnisse, Wassergehalte und Temperaturverläufe) zeigen, daß auf den Boden ausgeübter Druck nicht nur den Gefrierpunkt erniedrigt, sondern auch den Schmelzpunkt erniedrigen kann. Infolge der hohen Druckbelastung kann im mittleren Probenbereich als erstes freies Wasser nachgewiesen werden. Ein thermodynamisches Gleichgewicht kann nur dann bestehen, wenn der Energiezustand des Eises dem des Wassers entspricht. Wird nun auf den gefrorenen Boden ein Druck ausgeübt, verändert sich der Energiezustand des Eises. Zur Wiederherstellung des Gleichgewichtes muß auch der Energiezustand des Wassers verändert werden: Die Mengenanteile von Wasser und Eis verändern sich, was sich in einer Volumenänderung des Bodenkörpers bemerkbar macht.

Bevor die minimalen Bodentemperaturen erreicht sind, wird der maximale Kurzzeitdruck erreicht. In Abhängigkeit von dem Scherwiderstand des Bodens kommt es zu kleineren Partikelbewegungen, die von einem gewissen Druckabfall begleitet werden. Ist die Bodenmatrix vollständig mit Eis durchsetzt, endet der Druckabfall und die beiden wesentlichen Phasen (Mineralpartikel und Eis) befinden sich in einer Art Gleichgewichtszustand. Und zwar bis zu dem Zeitpunkt in dem der Tauprozeß einsetzt. Die Tauphase beginnt an den Probenenden (Wärmequellen). Im oberen Probenbereich freiwerdendes Wasser kann gravitativ nach unten verlagert werden. Hier trifft es auf den noch gefrorenen Bodenbereich und kann, in Abhängigkeit von der Wärmezufuhr wieder gefrieren oder aber den Schmelzprozeß verstärken. Im aufgetauten Zustand läßt sich keine Bodenstruktur erkennen und die Wassergehaltsverteilung in der Bodenprobe wird vorrangig von der Gravitationskraft bestimmt. Abbildung 8-3 zeigt schematisch das Gefrieren eines ungesättigten, feinkörnigen Bodensubstrates. Je feiner die Mineralpartikel sind, desto höher wird der Feinporenanteil und desto größer wird die spezifische Oberfläche und damit auch der Anteil an gebundenem Wasser. Mit abnehmendem Porendurchmesser sinkt auch der Gefrierpunkt des Porenwassers, d.h. ungefrorenes Porenwasser existiert auch bei Temperaturen $< 0^{\circ}\text{C}$ (Williams und Smith 1989, Yershov 1998 u.v.m.). Die hohe ungesättigte Wasserleitfähigkeit ermöglicht einen Wassertransport, der durch Temperaturgradienten

und durch Gradienten im Matrixpotential hervorgerufen wird (in einigen Böden spielt auch das osmotische Potential eine Rolle). Die Wasserbewegung kann in flüssiger oder dampfförmiger Form erfolgen.

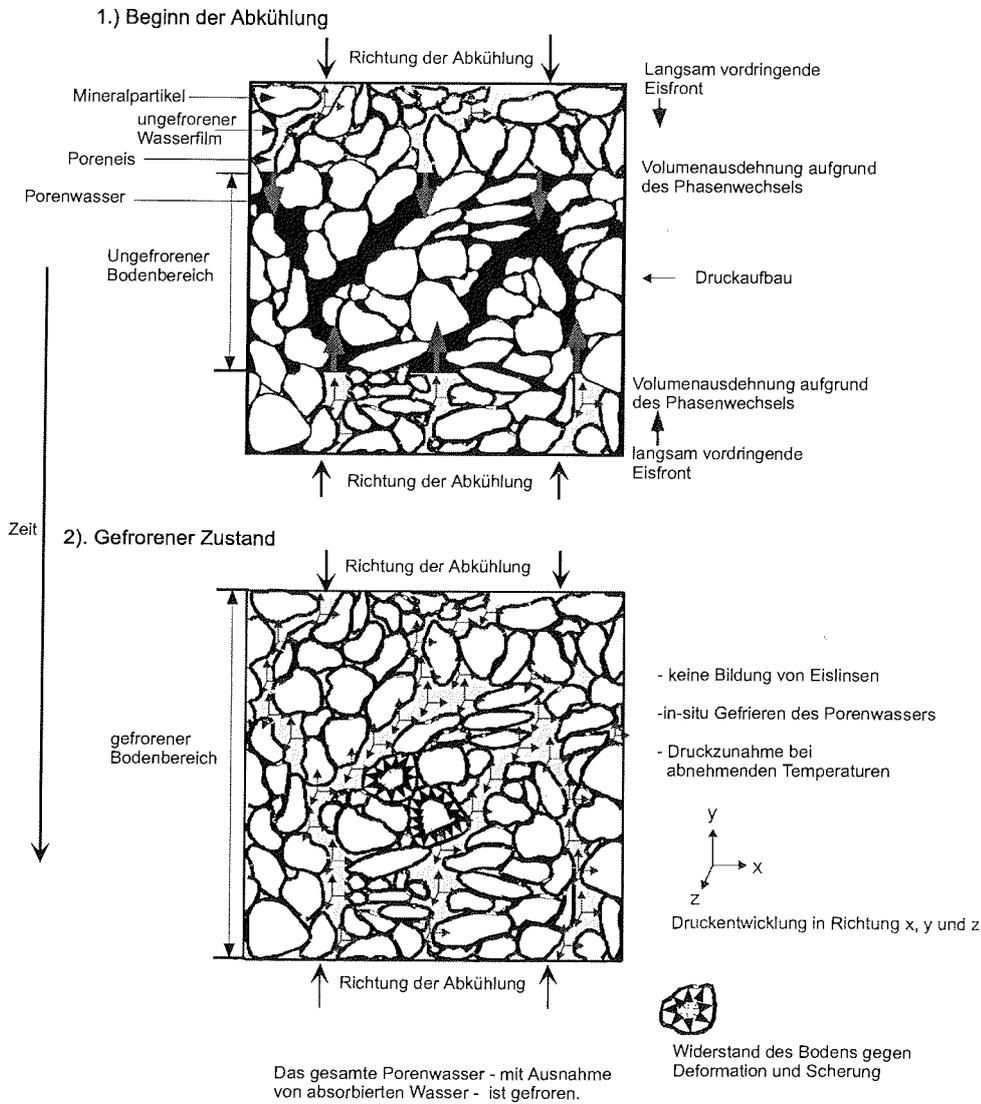


Abbildung 8-2: Darstellung des Gefrierprozesses in einem grobkörnigen Substrat. Das erste Szenario zeigt die Ausbildung zweier Eisfronten zu Beginn der Abkühlung. Das zweite Szenario zeigt die gefrorene Bodenmatrix und die, durch den Phasenwechsel und die Volumenkonstanz hervorgerufene Druckbelastung.

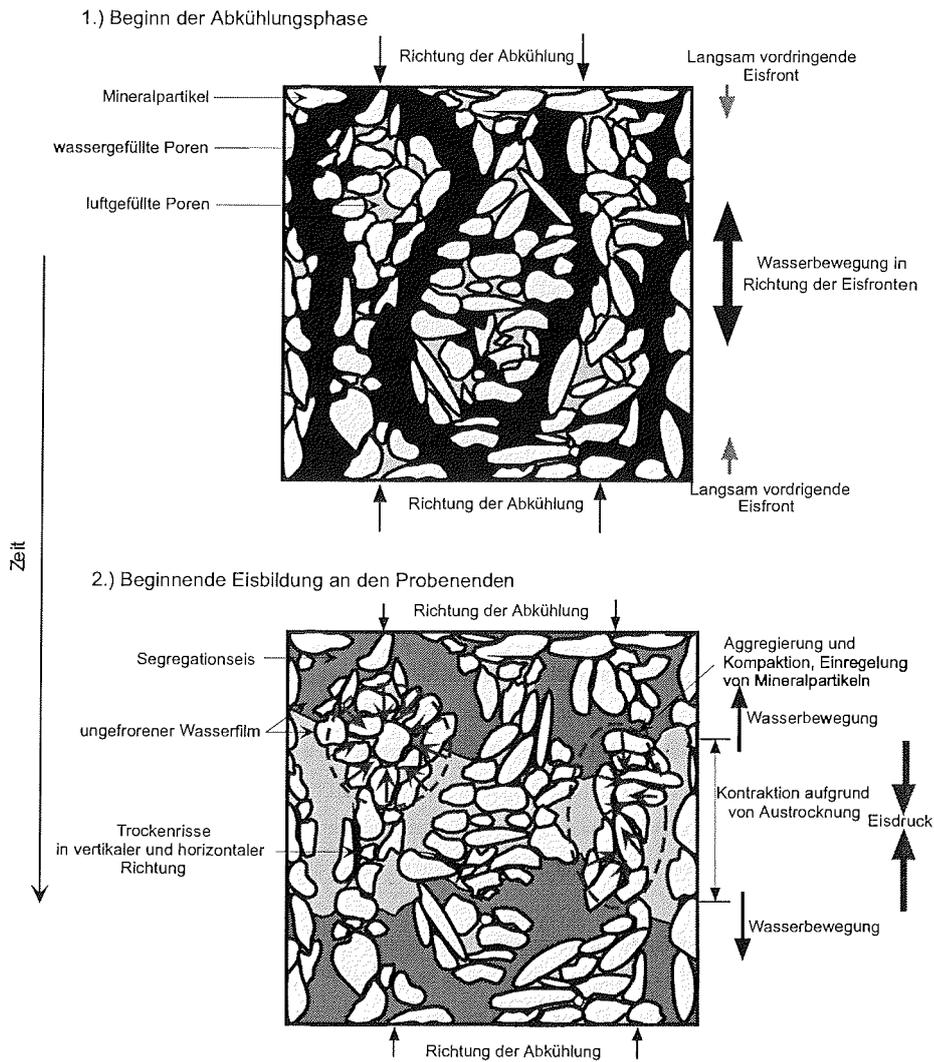


Abbildung 8-3: Darstellung des Gefrierprozesses in einem feinkörnigen Substrat. Das erste Szenario zeigt das feinkörnige Substrat im ungefrorenen Zustand. Das zweite Szenario zeigt die gefrorene Bodenmatrix und eine Eisakkumulation an den Probenenden (Kältezonen). Hohe Porenwasserdrücke induzieren Aggregationen und lokale Kompaktionen und Risse entstehen durch den Wasserverlust im mittleren Probenbereich.

Die beidseitige Abkühlung führt zum Aufbau thermischer Gradienten, die eine Wasserbewegung in Richtung der Kältefronten induzieren. Je geringer die Gefrierate ist, desto mehr Wasser kann aus dem noch ungefrorenen Bereich von den Eisfronten angesogen werden (der Prozeß kann nur so lange aufrechterhalten werden, bis der Wasserfilm unterbrochen wird). Mit zunehmenden Bodenwassergehalten steigt der Druck kurzzeitig beim Phasenwechsel an. Anders als bei den sandigen Proben fällt der Druck anschließend auf Werte unterhalb des Anfangswertes ab. Dieses läßt sich dadurch erklären, daß die Mineralpartikel dem Druck, der durch die Bildung von Segregationseis entsteht, ausweichen und es zu einer Partikelumorientierung kommen kann.

Der Wasserverlust führt zu einer Austrocknung des ungefrorenen Bodens, vergleichbar mit dem Hummock-Kern bei den Untersuchungen von (Mackay und MacKay 1976). Die erhöhte Matrixspannung induziert eine Aggregation, die im mittleren Probenbereich am stärksten ausgebildet ist. Im Bereich von Schwächezonen kann die Zugspannung des Bodens überschritten werden und in einer Rißbildung resultieren. Die Deformation des Bodens ist plastisch, d.h. sie bleibt auch im aufgetauten Zustand erhalten.

8.4 Gefrierversuche und ihre ökologische Bedeutung

Gefrier- und Tauprozesse beeinflussen auch die mikrobiellen Populationen im Boden. Wobei es in der Literatur durchaus zu widersprüchlichen Aussagen kommt. So fanden z.B. Soulides und Allison (1961) eine Abnahme der bakteriellen Population, nachdem ein nasser Boden für 24 Stunden bei -11°C gefroren wurde. Untersuchungen von Logsdail und Webber (1959) zeigten sogar ein Absterben der Bakterien in exponierten Böden nach strengen Frostereignissen. Mit einsetzenden Tauprozessen erfaßten Soulides und Allison (1961) und Wynn-Williams (1982) eine erhöhte CO_2 -Freisetzung aus dem Boden.

Je höher der Feinanteil eines Bodensubstrates ist, desto größer sind bei ausreichendem Wassergehalt die Frostauswirkungen auf die Bodenstruktur und damit auf den Lebensraum Boden. Viele Forschungsarbeiten beschäftigen sich mit der Kälteadaptation von Mikroorganismen (vergl. Gounot 1991, Clein 1995, Brooks 1997, Rivkina et al. 2000 etc.). Rivkina et al. (2000) halten eine mikrobielle Aktivität in einem ungestörten System bis zu einer Temperatur von -20°C für möglich. Begründet dadurch, daß die Bodenpartikel und die Bakterienzellen von einem ungefrorenen Wasserfilm umgeben sind, der einen Transport von Nährstoffen und einen Abtransport von Abfallprodukten durch Diffusion ermöglicht.

Zum einen bestimmt die Temperatur die Dicke des ungefrorenen Wasserfilms und zum anderen wird die Quantität des ungefrorenen Wasseranteils durch die Substratzusammensetzung bestimmt. Der Gefrierprozeß bedeutet in erster Linie, daß die flüssige Phase des Bodens durch den Phasenwechsel von Wasser auf Eis reduziert wird. Ohne flüssiges Wasser können die Mikroorganismen ihren

Stoffwechsel nicht aufrecht erhalten. Stellt der winterliche ungefrorene Wasserfilm die letzte Nische für die Bakterien dar, stellt sich die Frage, welche Dimension der Wasserfilm haben muß, damit Mikroorganismen in ihm weiter aktiv sein können. Bölder (1998) wies in sibirischen Böden Bakterien (Kokken) mit einer kleinsten Größe von 0,15 - 0,2 µm nach. Für die erste monomolekulare Schicht wird eine Bindungskraft von ca. 600 MPa angegeben, ihre Dicke beträgt etwa 1 nm (Scheffer et al. 1998). Bei einer Temperatur von 0°C besitzt der ungefrorene Wasserfilm eine Mächtigkeit von > 5 nm. Bei einer Temperatur von -5°C reduziert sich die Dicke auf 0,9 nm (Anderson 1970, in: Edwards and Cresser 1992). Der ungefrorene Wasserfilm eines feinen Partikels weist nach Yershov (1998) bei -100°C noch eine Dicke von 0,3 nm auf. Laut Wynn-Williams (1990) können Hefen ihren Stoffwechsel bis zu einem Matrixpotential von -1,75 MPa (-17,5 bar) uneingeschränkt und bis zu einem Matrixpotential von -3,5 MPa (-35 bar) mit Einschränkungen aufrechterhalten. Wasser, das Bindungskräften von 600 MPa unterliegt liegt demnach außerhalb der mikrobiellen Erreichbarkeit, d.h. diese Wasseranteile können von den Organismen nicht mehr genutzt werden. Wo liegen die Lebensraumgrenzen für die Mikroorganismen? Darf der Wasserfilm die Größe des Mikroorganismus um das 1000-fache unterschreiten oder stellt die Organismengröße die Untergrenze für Stoffwechselfvorgänge dar?

Es ist also mehr der Mangel an verfügbarem flüssigen Wasser, der die mikrobiellen Aktivitäten einschränkt und weniger die niedrigen Temperaturen. Auf Stresssituationen wie Wassermangel können die Mikroorganismen mit einer Art Dauerstadium, in dem sie ihren Metabolismus auf Null fahren reagieren. Wieviel von dem Bodenwasser bei entsprechenden Minustemperaturen noch ungefroren ist, ist im Anhang für die in der vorliegenden Arbeit behandelten Substrate dargestellt. Es ist erkennbar, daß je größer der Feinanteil des Bodens ist und je größer der Anteil an organischer Substanz ist, über desto weitere Temperaturspannen weist der Boden flüssiges Wasser auf.

Die Grenzen des mikrobiellen Lebensraumes Bodens sind bis heute noch nicht vollständig definiert. Wir wissen, daß Mikroorganismen sich an Kälte anpassen können. Lebensräume wie die Tiefsee, Gletscher und Eisfelder, Schnee und polare Böden etc. können von ihnen besiedelt werden. Neben der Kälte müssen Mikroorganismen in Permafrostböden für die Aufrechterhaltung ihres Stoffwechsels auch eine Adaptation an Wassermangel aufweisen. Mikroorganismen können Stresssituationen in einer Art Dauerstadium überdauern. Doch gerade vor dem Hintergrund winterlicher CO₂ Emissionen (vergl. Larkin und Stokes 1968, Klein und Schimel 1995, Zimov et al. 1996, Brooks et al. 1997, Oechel et al. 1997) ist es von Bedeutung die Grenzbedingungen zu kennen. Während des beidseitigen Wiedergefrierens kann die Bodenrespiration im Profil bis zum vollständigen Gefrieren anhalten (vergl. Kapitel: Felduntersuchungen). Daß mikrobielle Aktivitäten in dem ungefrorenen Bereich zwischen den Eisfronten möglich sind, belegen zum einen die Felduntersuchungen der potentiellen Bodenrespiration und zum anderen das Vorhandensein ungefrorenen Wassers. Zu klären bleibt, ob es sich bei der CO₂ Freisetzung aus dem gefrorenen Boden um aktuell produzierte Gase handelt oder ob physikalische Prozesse (z.B. Kontraktionen und Rißbildungen) die Freisetzung ermöglichen.

Vor diesem Hintergrund sollen die frostinduzierten Strukturveränderungen und ihre mögliche Auswirkungen auf Mikrohabitate in den einzelnen Bodensubstraten betrachtet werden.

Die sandigen Substrate des *soil wedge polygon* (Plot 2) und des *low-centre polygon* (Plot 3) reagieren auf das beidseitige Gefrieren mit einer wassergehaltsabhängigen Druckentwicklung, nicht aber mit einer Strukturentwicklung. In den Versuchen sind maximale Drücke von 1,2 MPa nachweisbar (vergl. Kapitel Laboruntersuchungen – Probe Plot 3-1). Drücke dieser Größenordnung erwarten keinerlei besondere Druckanpassung von den Mikroorganismen. Ob Mikroorganismen in Permafrostböden eine Drucktoleranz aufweisen, wurde bisher nicht untersucht.

In feinkörnigen Substraten hingegen sind die Auswirkungen der Gefrierprozesse vielseitiger. Wie die Photos im Kapitel Laboruntersuchungen (Probe SCL-1) belegen, weist eine unstrukturierte Bodenprobe bereits nach dreimaligen Gefrieren und Auftauen starke Veränderungen in der Bodenstruktur auf, die auch Auswirkungen auf das Porensystem des Bodens haben. Inwieweit diese Poren als Leitbahnen für Bodengase fungieren können, müssen weitere Untersuchungen zeigen.

In den Versuchen war das Ausgangsstadium eine unstrukturierte Bodenprobe. Dieser Fall trifft auf das Freiland nicht zu, da die Bodenstruktur im Sommer (im ungestörten Zustand) nicht vollkommen zerstört wird. Dennoch wird der, von der Bodenoberfläche voranschreitende Auftauprozess, zur Freisetzung von Wasser führen und eine Quellung im aufgetauten Boden ermöglichen. Dieses bedeutet zumindest eine teilweise Zerstörung der Aggregate. Des weiteren zeigen die Versuchsergebnisse, daß sowohl die Kontraktion bei geringen Bodenwassergehalten als auch die Partikelumorientierungen bei höheren Wassergehalten wesentlich von der Gefrierate bestimmt wird. Die Gefrierate ist maßgeblich von dem Wettergeschehen abhängig (z.B. Grad der Schneebedeckung) (Edwards und Cresser 1992) und kann starke Schwankungen aufweisen. Das winterliche Wiedergefrieren des Bodens bleibt nicht ohne Auswirkungen auf die Bodenstruktur. Kontraktionen tauchen in dem feinkörnigen Substrat schon unter den -relativ milden- Versuchsbedingungen auf. In dem sandigen Material konnten die minimalen Referenztemperaturen (-8°C) zwar keine Thermokontraktionen im Bodenkörper hervorrufen, aufgrund der Feldergebnisse können sie im durchgefrorenen Stadium unter Freilandbedingungen angenommen werden können (vergl. Kapitel: Felduntersuchungen).

Eine früh im Jahr akkumulierende Schneedecke dämpft die Gefrierate, d.h. der Boden gefriert mit zeitlicher Verzögerung und erreicht nicht die minimalen Temperaturen wie im Falle einer dünnen und spät akkumulierenden Schneedecke. Dieses bedeutet, daß die Mikroorganismen stoffwechselaktiv sind und mehr CO_2 produzieren können. Im Rahmen globaler Klimaveränderungen wird den arktischen Landmassen in erster Linie eine höhere Wintertemperatur in Aussicht gestellt (Maxwell 1996 u.v.m.). Eine Temperaturerhöhung kann höhere Niederschläge zur Folge haben, die zu einer Verschiebung der vitalen Phase der Mikroorganismen führen können. Denn mehr Schnee bedeutet eine höhere mittlere Bodentemperatur im Winter, dadurch eine längeranhaltende Bodenrespiration und eine höhere CO_2 Produktion. Auf der anderen Seite verzögert eine dickere Schneelaufgabe den Auftauprozess im

Frühjahr. Die Folge ist, daß der Boden sich langsamer erwärmt und erst später im Jahr seine maximalen Temperaturen erreicht.

Ausblick

Aus diesem Beispiel geht hervor, wie vielseitig die Verflechtungen zwischen bodenphysikalischen, biologischen und meteorologischen Parametern sind. Für eine hinreichende Klärung von Prozeßabläufen dürfen die einzelnen Parameter nicht einzeln betrachtet werden. Die besprochenen Versuchsergebnisse zeigen, daß jeder Boden anders auf einen Temperaturrückgang, der einen Phasenwechsel induziert, reagiert. Von besonderer Bedeutung erweisen sich Bodenart, Körnung und der Gehalt an organischer Substanz. Die Versuche im geschlossenen System begrenzen das zu erwartende Gefrierverhalten auf das Versuchssystem. Ein wichtiges Ziel weiterführender Arbeiten wäre, dieses Wissen durch Freilanduntersuchungen zu überprüfen. Kenntnisse des in situ Verhaltens bilden die Grundlage für Laborversuche, bei denen die Gasfreisetzung während des zyklischen Gefrierens und Auftauens erfaßt wird. Darüber hinaus sind Laborversuche zur Entschlüsselung einzelner Prozesse oder monokausaler Zusammenhänge von großer Bedeutung.

Ohne die gleichzeitige Erfassung klimatischer Randparameter im Untersuchungsgebiet fehlt jedoch die direkte Möglichkeit der vollständigen Übertragbarkeit der Ergebnisse, diese wird aber für eine Bilanzierung der bodenspezifischen Gasfreisetzung aus auftauenden, getauten, wiedergefrierenden und gefrorenen Böden ebenso benötigt, wie für das Verständnis der Rolle der Tundren und der Permafrostböden bei der Diskussion um globale Klimaveränderungen.

8.5 Schlußfolgerungen

Die Versuchsergebnisse zeigen, wie komplex sich der Gefriervorgang auf den Boden ausübt. Im folgenden werden die wesentlichsten Ergebnisse noch einmal zusammengefaßt:

- Unabhängig vom Wassergehalt weisen feinkörnige Bodensubstrate (die Proben SCL) ein völlig unterschiedliches Gefrierverhalten als grobkörnige Bodensubstrate (Plot 2 und 3) auf. Dieses läßt sich in erster Linie auf Aggregierungseffekte zurückführen. Die SCL-Proben verfügen über einen Tongehalt von 32% und liegen damit über der Grenze von >17% Tonanteil, die von Lehrsch et al. (1991) als untere Grenze für eine stabile Aggregierung angesehen wird. Die Aggregierungen konnten in Unabhängigkeit vom Ausgangswassergehalt nachgewiesen werden. Rückschlüsse über die Aggregatstabilität können bisher nicht gemacht werden. Signifikante Mengen des Bodenwassers verbleiben auch unterhalb 0°C im flüssigen

Zustand (Washburn 1979, Williams and Smith 1989, Yershov 1998 u.v.m.). Je größer die Temperaturspanne ist, in der Anteile des Bodenwassers in einem gefrierenden Boden in flüssiger Form vorliegen, desto länger kann in Abhängigkeit von der hydraulischen Leitfähigkeit und der Wasserspannung ein Wassertransport in Richtung der Eisfronten stattfinden. Feinkörnige Böden weisen v.a. im unstrukturierten Zustand durch die hohe spezifische Oberfläche der Mineralpartikel, ungefrorene Wasseranteile unterhalb von 0°C auf (Beispiel für SCL, 10 Vol-% bei -1,4°C, nach Anderson und Tice, 1972). Je stärker das Sekundärgefüge ausgebildet ist, desto mehr gröbere Poren können entstehen, was in einer Erhöhung des Gefrierpunktes resultiert.

Ob und inwieweit über welche Temperaturspannen an Mineralpartikel adsorbiertes Wasser in einem gefrierenden Boden von Mikroorganismen zur Aufrechterhaltung ihres Stoffwechsels genutzt werden kann, bedarf weiterer Klärung.

- Bei den sandigen Substraten des *soil wedge polygon* und des *low-centre polygon* treten Aggregierungseffekte in den Hintergrund. Bei diesen grobkörnigen Substraten hängt die Höhe des kurzzeitigen Maximaldruckes in erster Linie vom Wassergehalt ab. Die Substrate (86 % Sand) weisen nach drei Gefrier-Tau-Zyklen keine Strukturveränderungen auf. Start- und Endbodendruck entsprechen sich in etwa. Die Volumenkonstanz des Versuchsaufbaus resultiert in Eisdrücken, die direkt mit dem Wassergehalt gekoppelt sind. Je weniger luftgefüllte Poren in Böden vorhanden sind, in die Poreneis ausweichen kann, desto höher wird der Gesamtdruck. Auch ein Ausquetschen des Bodeneises wird durch den Versuchsaufbau (geschlossenes System) verhindert. Starke Eisdrücke infolge von hohen Wassergehalten erniedrigen den Schmelzpunkt des Bodeneises, daraus resultierend beginnt der Abtauprozess bei den Proben des *low-centre polygon* in der Probenmitte. Abnehmende volumetrische Wassergehalte kurz nach dem Abtauen des Bodeneises signalisieren Quellungseffekte. Aufgrund der geringen ungesättigten Wasserleitfähigkeit findet kein größerer Wassertransport in Richtung der Eisfronten statt. Die Bildung von Eislagen und Eislinsen wird so verhindert. Die Versuchsergebnisse zeigen keine Thermokontraktion im gefrorenen Sandboden. Der Fall der Ribbildung als Initialstadium der Polygonbildung tritt unter den bisherigen Laborbedingungen nicht ein, da die hierfür benötigten minimalen Bodentemperaturen bei dem Versuchsaufbau nicht erreicht wurden (vergl. Lachenbruch 1960, 1962 und 1966, Allard und Kaspar 1998).
- Die Messungen der potentiellen Bodenrespiration zeigen starke standortspezifische Unterschiede. Hauptgründe hierfür sind die aktuellen Bodentemperaturen und der Bodenwassergehalt. Mächtige organische Auflagenhorizonte reduzieren den sommerlichen

Wärmefluß bei den *low-centre polygons* von der Atmosphäre in den Boden. Die Folge ist eine geringe Auftauschicht mit relativ hohen Wassergehalten. Den Mikroorganismen steht ein Lebensraum zur Verfügung, der zwar ein gutes Nährstoffangebot aufweist, aber durch die Geringmächtigkeit, die Bodentemperatur und den Bodenwassergehalt limitiert wird. Höchste Produktionsraten werden daher in den ersten Bodenzentimetern erreicht.

Die beiden Profile des *soil wedge polygon* weisen insgesamt niedrigere potentielle Respirationdaten auf. Hier steht den Mikroorganismen zwar ein insgesamt größerer Bodenbereich zur Verfügung (Auftautiefe ca. 70 cm), der auch, aufgrund der fehlenden Isolationsschicht über höhere sommerliche Temperaturen verfügt, aber weniger Nährstoffe bereitstellt, die zu niedrigeren potentiellen Produktionsraten führen.

- Neben den lokalen Unterschieden sind saisonal bedingte Unterschiede ein weiterer wichtiger Aspekt bei der Betrachtung des CO₂-Flusses vom Boden in die Atmosphäre. Mit Hilfe von weiterführenden Laborarbeiten sollen Kenntnisse über frostinduzierte Struktureffekte im Boden vor dem Hintergrund der Gasemissionsdaten vom Boden an die Atmosphäre betrachtet werden. Mit Hilfe von kombinierten Gefrierversuchen soll geklärt werden a) findet in dem ungefrorenen Bereich zwischen den beidseitig vordringenden Eisfronten eine anhaltende Bodenrespiration statt und wenn ja, b) wie lange kann sie aufrechterhalten werden (Wasserfilme) und c) ermöglichen frostinduzierte Strukturentwicklungen eine Gasfreisetzung im Winter oder werden eingeschlossene Gase erst im Frühjahr freigesetzt?

Die Ergebnisse belegen wie vielseitig Gefrier-Tauzyklen physikalische und biologische Bodeneigenschaften beeinflussen können und verdeutlichen, daß die Betrachtung einzelner Prozesse nicht isoliert erfolgen darf. Die Interaktionen aus biotischen und abiotischen Faktoren charakterisieren den Standort Boden und entwickeln ihn zu einem komplexen System. So wird z.B. die Emission von Bodengasen durch Prozesse gesteuert, die von der Bodenzusammensetzung (z.B. Textur, Gehalt an organischer Substanz etc) abhängig sind, aber durch Auswirkungen des Bodenwassergehaltes und der Bodentemperatur auf den Gefrierprozeß starken Schwankungen unterworfen sind.

9 Literatur

- Akitaya, E. (1974)** Studies on depth hoar. Snow Mechanics Symposium, Proceedings of the Grindelwald Symposium, April 1974. IAHS-AISH Publication Nr. 114, S. 42-48
- Allard, M. und J.N. Kasper (1998)** Temperature conditions for ice-wedge cracking: Field measurements from Salluit, Northern Québec. Permafrost Seventh International Conference, Yellowknife, Canada, S. 5-12
- Andersland, O.B. (1989)** General report on mechanical properties of frozen soil. 5th International Symposium on Ground Freezing. (Eds.) Jones & Holden, Balkema, Rotterdam, S. 433-441
- Anderson, D.M. und A.R. Tice (1972)** Predicting unfrozen water contents in frozen soils from surface area measurements. Highway Research Record, 393, S. 12-18
- Anderson, D.M. und A.R. Tice (1973)** The unfrozen interfacial phase in frozen soil water systems. In: Physical Aspects of Soil Water and Salts in Ecosystems, (Eds.) A. Hadas, D. Schwartzendruber, P.E. Rijtema, M. Fuchs und B. Yaron, Springer-Verlag Berlin, S. 107-124
- Anould, M., L.W. de Baker und M. Declercq (1985)** Statistical relationship between apparent dielectric constant and water content in porous media. Soil Sci. Soc. Am. J., 49, S. 47-50
- Are, F. und E. Reimnitz (im Druck)** An overview of the Lena Delta setting: geology, tectonics, geomorphology, and hydrology. Coastal Research
- Atlas, R. und R. Bartha (1981)** Microbial Ecology. Addison-Wesley Publishing Company, Inc., 560 S.
- Ballantyne, C.K. und J.A. Matthews (1982)** The development of sorted circles on recently deglaciated terrain, Jotunheimen, Norway. Arctic and Alpine Research, 14, S. 341-354
- Ballantyne, C.K. und J.A. Matthews (1983)** Desiccation cracking and sorted polygon development, Jotunheimen, Norway. Arctic and Alpine Research, 15, Nr. 3, S. 339-349
- Baross, J.A. und R.Y. Morita (1978)** Microbial life at low temperatures: Ecological aspects. In: Microbial life in extreme environments. (Ed.) Kushner D.J., Academic Press, London
- Becker, H. (1997)** Untersuchungen zur Biomasse typischer Boden- Vegetationskomplexe von Permafroststandorten des Levinson-Lessing-See-Gebietes, Sibirien. Diplomarbeit im Studienfach Biologie, Institut für Bodenkunde, Universität Hamburg
- Bisal, F. und K.F. Nielsen (1976)** Effect of frost action on the size of soil aggregates. Soil Science, 104 (4), S. 268-272
- Bölter, M. (1989)** Structure of bacterial communities in Arctic permafrost soils (Tajmyr Peninsula, Siberia). Polish Polar Studies, 25th International Polar Symposium, Warszawa, Polen 1998, S. 61-66
- Bölter, M. (1990)** Vergleichende Untersuchungen zur mikrobiellen Aktivität in Böden und an Kryptogamen aus der kontinentalen und maritimen Antarktis (Casey, Wilkes Land und Arcowski, King George Island). Habilitationsschrift der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, 1990
- Brock, T.D. und M.T. Madigan (1991)** Biology of Microorganisms. 6. Auflage, Prentice-Hall International Editions, Englewood Cliffs, NJ, 874 Seiten
- Brooks, P.D., S.K. Schmidt, M.W. Williams (1997)** Winter production of CO₂ and NO₂ from alpine tundra: environmental controls and relationship to inter-system C and N fluxes. Oecologia, 110, S. 403-413
- Burt, T.P. (1981)** Factors influencing the growth of miniature Ice Lenses. Earth Surface Processes and Landforms, 6, S. 179-182
- Campbell, J.E. (1990)** Dielectric properties and influence of conductivity in soils at one to fifty megahertz. Soil Sci. Soc. Am. J., 54, S. 332-341
- Chamberlain, E.J. und A.J. Gow (1979)** Effect of freezing and thawing on the permeability and structure of soils. Engineering Geology, 13, S. 73-92
- Chapin, D.M. und C.S. Bledsoe (1992)** Nitrogen fixation in arctic plant communities. In: Arctic Ecosystems in a Changing Climate: An Ecophysiological Perspective. (Eds.) F.S. Chapin, R.L. Jefferies, J.F. Reynolds, G.R. Shaver und J. Svoboda, San Diego: Academic Press, S. 301-319

- Chapin, F.S., R.L. Jefferies, J.F. Reynolds, G.R. Shaver und J. Svoboda (Eds.) (1992)** Arctic ecosystems in a changing climate: An Ecophysiological Perspective. San Diego: Academic Press
- Clein, J.S. und J.P. Schimel (1995)** Microbial activity of tundra and taiga soils at sub-zero temperatures. *Soil Biol. Biochem.*, 27, (9), S. 1231-1234
- Colbeck, S.C. (1982)** Configuration of ice in frozen media. *Soil Science*, 133, (2), S. 116-123
- Coyne, P.I. und J.J. Kelley (1971)** Release of carbon dioxide from frozen soil to the Arctic atmosphere. *Nature* 234, S. 407-408
- Czurda, K.A. (1983)** Freezing effects on soils: Comprehensive summary of the ISGF 82. *Cold Regions and Technology*, 8, S. 93-107
- Dagasse, D.F., P.H. Groenevelt und B.D. Kay (1997)** The effect of freezing cycles on water stability of soil aggregates. In: I.K. Iskandar et al. (Eds.) *Proceedings Int. Symposium on Physics, Chemistry, and Ecology of Seasonally Frozen Soils*, Fairbanks. U.S. Army Cold Regions Res. and Eng. Lab. Spec. Rep. 97-10. NTIS, Springfield, VA, S. 177-181
- Dasberg, S. und J.W. Hopmans (1992)** Time domain reflectometry calibration for uniformly and nonuniformly wetted sandy and clayey loam soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56, S. 1341-1345
- Dillon, H.B. und O.B. Anderson (1966)** Predicting unfrozen water contents in frozen soils. *Canadian Geotechnical Journal*, 3,2, S. 53-60
- Dirksen, C. und R.D. Miller (1966)** Closed-system freezing of unsaturated soil. *Soil Sci. Amer. Proc.*, 30, S. 168-173
- Dirksen, C. und S. Dasberg (1993)** Improved calibration of Time Domain Reflectometry soil water content measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57, S. 660-667
- Dylik, J. (1966)** Problems of ice wedge structure and frost fissure polygons. *Biuletyn Peryglacjalny*, 15, S. 241-291
- Edwards, A.C. und M.S. Cresser (1992)** Freezing and its effect on chemical and biological properties of soil. *Advances of Soil Science*, Springer-Verlag, New York, S. 59-79
- Fedorov-Davydov, D.G. (1992)** Carbon dioxide behaviour in cryogenic soils of North-Eastern Asia. *Joint Russian-American Seminar on Cryopedology and Global Change 1992, Post Seminar Proc. Puschino 1993*, S. 341-349
- Flint, A.E. und J.D. Stout (1969)** Microbiology of some soils from Antarctic. *Nature*, 188, S. 767-768
- Freitag, D.R. und T.T. McFadden (1996)** *Introduction to cold region engineering*. American Society of Civil Engineers, ASCE Press
- French, H.M. (1976)** *The periglacial environment*. Longman Group, London, 308 S.
- French, H.M. (1996)** *The periglacial environment*. 2. Auflage, Addison Wesley Longman, London, 341 S.
- Froese, J.C., R.M. Cruse und M. Ghaffarzadeh (1999)** Erosion mechanics of soils with an impermeable subsurface layer. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 63, S. 1836-1841
- Gilg, O., R. Sané, D.V. Solovieva, V. Pozdnyakov, B. Sabard, D. Tsanos, Ch. Zöckler, E.G. Lappo, E.E. Syroechkovski, Jr. G. Eichhorn (2000)** Birds and mammals of the Lena Delta Reserve, Siberia. *Arctic*, 53, 2, S. 118-133
- Glotov, V. E (1992)** Gas-Geochemical Processes as a Result of Soil Seasonal Freezing and Thawing in the Cryolithozone. 1st International Conference on Cryopedology 1992, Puschino, S. 216-220
- Gounot, A.-M. (1991)** Bacterial life at low temperature: physiological aspects and biotechnological implications. *Journal of Applied Bacteriology*, 71, S. 386-397
- Grechishchev, S.Ye. (1973)** Basic laws of thermorheology and temperature cracking of frozen ground. In: *USSR Contribution, Permafrost, Second International Conference, National Academy of Sciences, Washington, D.C.*, S. 228-234
- Hartge, K.H. und R. Horn (1991)** *Einführung in die Bodenphysik*. Ferdinand Enke Verlag, 2. Auflage, Stuttgart, 303 S.
- Hering, E. R. Martin, M. Stohrer (1997)** *Physik für Ingenieure*, Springer Verlag, 744 S.
- Hinman, W.C. und F. Bisal (1968)** Alterations of soil structure upon freezing and thawing and subsequent drying. *Can. J. Soil Sci.*, 48, S. 193-197
- Hinman, W.C. (1970)** Effects of freezing and thawing on some chemical properties of three soils. *Can. J. Soil Sci.*, 50, S. 179-182

- Horn, R. (1988)** Compressibility of arable land. In: Impact of water and external forces on soil structure. Eds. Drescher, Horn und de Boodt. Catena Supplement 11, S. 53-71
- Hook, W.R. und N.J. Livingston (1995)** Propagation velocity errors in time domain reflectometry measurements of soil water. Soil Sci. Soc. Am. J., 59, S. 92-96
- Jahn, A. (1975)** Problems of the Periglacial Zone. PWN – Polish Scientific Publisher, Warszawa, 223 S.
- Jones, M.H., J.T. Fahnestock, D.A. Walker, M.D. Walker und J.M. Welker (1998)** Carbon dioxide fluxes in moist and dry Arctic Tundra during snow-free season: Responses to increases in summer temperature and winter snow accumulation. Arctic and Alpine Research, 30 (4), S. 373-380
- Jones, M.H., J.T. Fahnestock und J.M. Welker (1999)** Early and late winter CO₂ efflux from Arctic Tundra in the Kaparuk River Watershed, Alaska, U.S.A.. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 31, Nr. 2, S. 187-190
- Kassens, H. (1997)** Laptev Sea System: expeditions in 1995. Berichte zur Polarforschung 248, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, 210 S.
- Kelley, Jr., J.J., D.F. Weaver und B.P. Smith (1968)** The variation of carbon dioxide under the Snow in the Arctic. Ecology, 49, 2, S. 358-361
- Kerfoot, D.E. (1972)** Thermal contraction cracks in an Arctic tundra environment. Arctic 25, S. 142-150
- Khrustalev, L.N. und G.P. Pustovoi (1988)** Volume of Frozen Ground Strength Testing. Int. Conf. on Permafrost in Trondheim, Norway, August 1988, Permafrost Proc. 2, S. 1102-1105
- Kjelland, K. und F.S. Chapin III (1992)** Nutrient absorption and accumulation in arctic plants. In: Arctic Ecosystems in a Changing Climate: An Ecophysiological Perspective. (Ed. F.S. Chapin, R.L. Jefferies, J.F. Reynolds, G.R. Shaver und J. Svoboda), San Diego: Academic Press, S. 321-335
- Kuchling, H. (1989)** Taschenbuch der Physik. 12. Auflage, VEB Fachbuchverlag Leipzig 1989, 672 S.
- Kuntze, H., G. Roeschmann und G. Schwerdtfeger (1994)** Bodenkunde. 5. Auflage, UTB für Wissenschaft, Stuttgart, 424 S.
- Kuptsov, V.M. und A.P. Lisitsin (1996)** Radiocarbon of Quaternary along shore and bottom deposits of the Lena and the Laptev Sea sediments. Marine Chemistry, 53, S. 301-311
- Kushner, D.J. (1978)** Microbial life in extreme environments, Academic Press, London
- Lachenbruch, A.H. (1960)** Contraction-crack polygons. Geological Survey Research – Short Paper in the Geological Sciences, 187, B406-B409
- Lachenbruch, A.H. (1962)** Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost. Geological Society of America. Special Paper 70, 69 S.
- Lachenbruch, A.H. (1966)** Contraction theory of ice-wedge polygons: A qualitative discussion. In: Proceedings, First International Permafrost Conference, National Academy of Sciences, National Research Council, Washington, D.C. Nr. 1287, S. 63-70
- Larkin, J.M. und J.L. Stokes (1968)** Growth of psychrophilic microorganisms at subzero temperatures. Canadian Journal of Microbiology, 14, S. 97-101
- Lehrsch, G.A., R.E. Sojka, D.L. Carter und P.M. Jolley (1991)** Freezing effects on aggregate stability affected by texture, mineralogy and organic Matter. Soil Sci. Soc. Am. J., 55, S. 1404-1406
- Lehrsch, G.A. (1998)** Freeze-thaw cycles increase near-surface aggregate stability. Soil Science, 163 (1), S. 63-70
- Lengeler, J.W. G. Drews und H.G. Schlegel (1999)** Biology of the Prokaryotes. Georg Thieme Verlag, Stuttgart, 955 S.
- Lochte, K. und C.M. Turley (1988)** Bacteria and cyanobacteria associated with phytodetritus in the deep sea. Nature, 333, S. 67-69
- Logsdail, D.E. und L.R. Webber (1959)** Effect of frost action on structure of Haldinand clay. Can. J. Soil Sci., 39, S. 103-106
- Mack, A.R. (1963)** Biological activity and mineralization of nitrogen in three soils as induced by freezing and drying. Canadian Journal of Soil Science, 43, S. 316-324
- Mackay, R. und D.K. MacKay (1976)** Cryostatic pressure in nonsorted circles (mud hummocks), Inuvit, Northwest Territories. Can. J. Earth Sci., 13, S. 889-897

- Mackay, R. (1990)** Some observations on the growth and deformation of epigenetic, cyngenetic and anti-syngenetic ice wedges. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1, S. 15-29
- Madigan, M.T., J.M. Martinko und J. Parker (2001)** Mikrobiologie. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, Berlin, 1175 S.
- Marchand, P.J. (1987)** Life in the Cold – An Introduction to Winter Ecology. University Press of New England, 176 S.
- Marion, G.M. (1995)** Freeze-thaw processes and soil chemistry. Special Report 95-12, US Army Corps of Engineers, CRREL, 28 S.
- Mast, M.A., K.P. Wickland, R.T. Striegl und D.W. Clow (1998)** Winter fluxes of CO₂ from subalpine soils in Rocky Mountain National Park, Colorado. *Global Biogeochemical Cycles*, 12 (4), S. 607-620
- Maxwell, B. (1996)** Recent Climate Patterns in the Arctic. In: Global change and arctic terrestrial ecosystems, (Eds.) Oechel, W.C., T. Callaghan, T. Glimanov, Holten, J.L., B. Maxwell, U. Molau und B. Sveinbjörnsson. Springer Verlag, 493 S.
- Miller, E.D. (1983)** Thermally induced regulation, A qualitative discussion. In: Permafrost: Proceedings of the Fourth International Conference on Permafrost, July 17-22, 1983 University of Alaska; Fairbanks, S. 61-63, Nat. Acad. of Science, Washington, D.C.
- Mitchell, J.K. (1993)** Fundamentals of Soil Behavior. 2. Auflage, John Wiley & Sons. Inc. New York, 437 S.
- Müller-Lupp, T. (1998)** Untersuchungen zur Verbreitung und Ausbildung von Frostmusterböden in der nordsibirischen Arktis. Diplomarbeit im Studienfach Geographie, Institut für Bodenkunde, Universität Hamburg
- Nadelhoffer, K.J., A.E. Giblin, G.R. Shaver und A.E. Linkins (1992)** Microbial processes and plant nutrient availability in arctic soils. In: Arctic Ecosystems in a Changing Climate: An Ecophysiological Perspective. (F.S. Chapin, R.L. Jefferies, J.F. Reynolds, G.R. Shaver und J. Svoboda, Eds.) San Diego: Academic Press, S. 281-300
- Oberbauer, S.F., C.T. Gillespie, W. Cheng, R. Gebauer, A. Sala Serra und J.D. Tenhunen (1992)** Environmental effects on CO₂ efflux from Riparian tundra in the Northern Foothills of the Brooks Range, Alaska, USA. *Oecologia* 92, S. 568-577
- Oberbauer, S.F., C.T. Gillespie, W. Cheng, A. Sala Serra, R. Gebauer, und J.D. Tenhunen (1996)** Diurnal and seasonal patterns of ecosystem CO₂ efflux from upland tundra in Foothills of the Brooks Range, Alaska, U.S.A.. *Arctic and Alpine Research* 28 (3), 328-338
- Oechel, W.C., G. Vourlitis und S.J. Hastings (1997)** Cold season CO₂ emission from arctic soils. *Global Biogeochemical Cycles* 11, Nr. 2, S. 163-172
- Patterson, D.E. und M.W. Smith (1981)** The measurement of unfrozen water content by time domain reflectometry: results from laboratory tests. *Can. Geotech. J.*, 18, 131-144
- Péwé, T.L. (1966)** Ice-wedges in Alaska: Classification, distribution and climatic significance. In: Proceedings, First International Permafrost Conference, National Academy of Sciences, National Research Council, Washington, D.C., Nr. 1287, S. 76-81
- Pepin, S., N.J. Livingston und W.R. Hook (1995)** Temperature-Dependent Measurements Errors in Time Domain Reflectometry Determinations of Soil Water. *Soil Sci. Am. J.* 59, S. 38-43
- Perfect, E., W.K.P. van Loon, B.D. Kay und P.H. Groenevelt (1990)** Influence of Ice Segregation and Solutes on Soil Structural Stability. *Can. J. Soil Sci.*, 70, S. 571-581
- Pikul, J.L., L. Boersma, R.W. Rickman (1989)** Temperature and Water Profiles During Diurnal Soil Freezing and Thawing: Field Measurements and Simulation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53, S. 3-10
- Pissart, A. (1973)** Résultats d'expériences sur l'action du gel dans le sol. *Biuletyn Periglacialny* 23, S.101-113
- Plagge, R., R. Christian und M. Renger (1994)** Kontinuierliche Messung des Bodenwassergehaltes im Feld und Labor mittels der Time Domain Reflectometry (TDR). Abschlußbericht des DFG-Forschungsvorhabens Nr. RE 422/14-1 Berlin, 133 S.
- Ponomarjov, V.D. (1982)** Temperature deformations of frozen soils. Proc. 3rd. Int. Symposium on Ground Freezing, Hanover, N.H., S. 125-129
- Poremba, K. (1994)** Mikrobiologie der kalten Tiefsee. In: Extremophile – Mikroorganismen in ausgefallenen Lebensräumen, Eds. Hausmann K. und B.P. Kremer, VCH Verlagsgesellschaft, 419 S.

- Quaß, W. (1998)** Untersuchungen zum Einfluß der Eismatrix auf die Bodenstabilität. Diplomarbeit im Fach Geographie der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel,
- Rachold, V. (1999)** Russian-German Cooperation System Laptev Sea 2000, The Lena Delta 1998, Berichte zur Polarforschung, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, Bd. 315, 268 S.
- Rachold, V. (2000)** Russian-German Cooperation System Laptev Sea 2000, The Expedition LENA 1999, Berichte zur Polarforschung, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, Bd. 354, 303 S.
- Rivkina, E.M., E.I. Friedmann, C.P. McKay und D.A. Gilichinsky (2000)** Metabolic activity of permafrost bacteria below the freezing point. Applied And Environmental Microbiology, Aug. 2000, S. 3230-3233
- Romanovskij N.N. (1973)** Regularities in formation of frost-fissures and development of frost-fissures polygons. Biuletyn Periglacjalny 23, S. 237-277
- Rowell, D.L. (1994)** Bodenkunde, Untersuchungen und ihre Anwendungen. Springer-Verlag, Berlin, 614 S.
- Scheffer, F., P. Schachtschabel, H.-P. Blume, G. Brümmer, K.-H. Hartge und U. Schwertmann (1998)** Lehrbuch der Bodenkunde, 14. Auflage, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 494 S.
- Scherer, S. (1994)** Anpassungen von Cyanobakterien in Wüsten. In: Extremophile – Mikroorganismen in ausgefallenen Lebensräumen, (Ed. Hausmann K. und B.P. Kremer), VCH Verlagsgesellschaft, 419 S.
- Schmidt, N. (1999)** Microbial properties and habitats of permafrost soils on Taimyr Peninsula, central Siberia. Dissertation, Berichte zur Polarforschung, Nr. 340, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, 183 S.
- Sepälä, M., J.Gray und J. Ricard (1991)** Development of low-centred ice-wedge polygons in the northernmost Ungava Peninsula, Québec, Canada. Boreas, 20, S. 259-282
- Seyfried, M.S. und M.D. Murdock (1996)** Calibration of Time Domain Reflectometry for measurement of liquid water in frozen soils. Soil Science, 161 (2), S. 87-98
- Skogland, T., S. Lomeland und J. Goksoyr (1988)** Respiratory burst after freezing and thawing of soil: Experiments with Soil Bacteria. Soil Biol. Biochem., 20 (6), S. 851-856
- Smith, M.W. und A.R. Tice (1988)** Measurement of the Unfrozen Water Content of Soils: A Comparison of NMR and TDR Methods. CRREL Report, 88-18, S. 1-11
- Sommerfeld, R.A., A.R. Mosier und R.C. Musselman (1993)** CO₂, CH₄ and N₂O flux through a Wyoming snowpack and implications for global budgets. Nature, 361, S. 140-142
- Sommerkorn, M. (1998)** Patterns and Controls of CO₂ Fluxes in Wet Tundra Types of the Taimyr Peninsula, Siberia – the Contribution of Soils and Mosses. Berichte zur Polarforschung 298, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, S. 219
- Soulides, D.A. und F.E. Allison (1961)** Effect of drying and freezing soils on carbon dioxide production, available mineral nutrients, aggregation, and bacterial Population. Soil Science, 91 (5), S. 291-298
- Stähli, M. und D. Stadler (1997)** Measurement of water and solute dynamics in freezing soil columns with time domain reflectometry. Journal of Hydrology 195, S. 352-369
- Stein, J. und D.L. Kane (1983)** Monitoring the unfrozen water content of soil and snow using Time Domain Reflectometry. Water Resources Research, 19 (6), S. 1573-1584
- Topp, G.C., J.L. Davis und A.P. Annan (1980)** Electromagnetic determination of soil water content; measurement in coaxial transmission lines. Water Resources Research, 16, S. 574-582
- Tricart J. (1970)** Geomorphology of Cold Environments, Macmillan, St. Martin's Press, New York, S. 320
- Van Vliet-Lanoe, J.-P. Coutard und A. Pissart (1984)** Structures caused by repeated freezing and thawing in various loamy sediments. A comparison of active, fossil and experimental data. Earth Surface Processes and Landforms, 9, S. 553-566

- Vyalov, S.S., R.V. Maximyak, V.N. Razbegin, M.E. Slepak und A.A. Chapeyev (1988)** Stress-Strain Behaviour of Frozen Soils. Int. Conf. on Permafrost in Trondheim, Norway, August 1988, Permafrost Proc. 2, S. 1186-1191
- Washburn, A.L., D.D. Smith und R.H. Goodard (1963)** Frost-Cracking in a Middle Latitude Climate. *Biuletyn Periglacialny* 12, S. 175-189
- Washburn, A.L. (1979)** Geocryology, A survey of periglacial processes and environments. Edward Arnolds, London, 406 S.
- Weger, N. (1954)** Die Wasserbewegung und die Wassergehaltsbestimmung in gefrorenen Böden. *Meteorologische Rundschau*, 7, 3-4, S. 45-47
- Wiermann, C. (1998)** Auswirkungen differenzierter Bodenbearbeitung auf die Bodenstabilität und das Regenerationsvermögen lößbürtiger Ackerstandorte. Dissertation, Schriftenreihe Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde Universität Kiel, Nr. 45, 213 S.
- Williams, P.J. (1967)** Properties and Behaviour of Freezing Soils. Norges Geotekniske Institute, Oslo Nr.72, 119 S.
- Williams, P.J. (1976)** Volume change in frozen soils, Laurits Bjerrum memorial volume: contributions to soil mechanics. Norwegian Geotechnical Institute, Oslo, S. 233-246
- Williams, P.J. (1983)** Thermally induced regulation - A qualitative discussion. Permafrost: Proceedings of the Fourth International Conference on Permafrost, July 17-22, 1983 University of Alaska; Fairbanks, Nat. Acad. of Science, Washington, D.C., S. 64-66
- Williams, P.J. und M.W. Smith (1989)** The Frozen Earth. Studies in Polar Research. Cambridge University Press, S.306
- Wynn-Williams, D.D. (1982)** Simulation of seasonal changes in microbial activity of maritime Antarctic peat. *Soil Biol. Biochem.*, 14, S. 1-12
- Wynn-Williams, D.D. (1990)** Microbial Aspects of Antarctic microbiology. *Advances in Microbial Ecology*, Vol. 11, (Ed. K.C. Marshall), Plenum Publ. Co., 146 S.
- Yershov, E.D. (1998)** General Geocryology. Studies in Polar Research, University Press, Cambridge, 580 S.
- Yong, R.N., P. Boonsinsuk und C.W. Yin (1985)** Alteration of soil behaviour after cyclic freezing and thawing. Fourth International Symposium on Ground Freezing, August 5-7, 1985 Sapporo, Japan. S. 187-195
- Zhang, T., R.G. Barry, K. Knowles, J.A. Heginbottom und J. Brown (1999)** Statistics and characteristics of permafrost and ground-ice distribution in the Northern Hemisphere. *Polar Geography*, 23 (2), S. 132-154
- Zimov, S.A., I.P. Semiletov, S.P. Daviodov, Yu. V. Voropaev, S.F. Prosyannikov, C.S. Wong und Y.H. Chan (1993a)** Wintertime CO₂ emission from soils of Northern Siberia. *Arctic*, 46 (3), S. 197-204
- Zimov, S.A., G.M. Zimova, S.P. Daviodov, A.I. Davidova, Y.V. Voropaev, Z.FV. Voropaeva S.F. Prosyannikov und O.V. Prosiannikova (1993b)** Winter biotic and production of CO₂ in Siberian soils: A Factor in the Greenhouse Effect. *Journal of Geophysical Res.*, 98 (D3), S. 5017-5023
- Zimov, S.A., S.P. Daviodov, Y.V. Voropaev und S.F. Prosyannikov (1996)** Siberian CO₂ efflux in winter as a CO₂ source and cause of seasonality in atmospheric CO₂. *Climatic Change*, 33, S. 111-120

10 Anhang

10.1 Die Thermoisoplethen während der Auftauphasen:

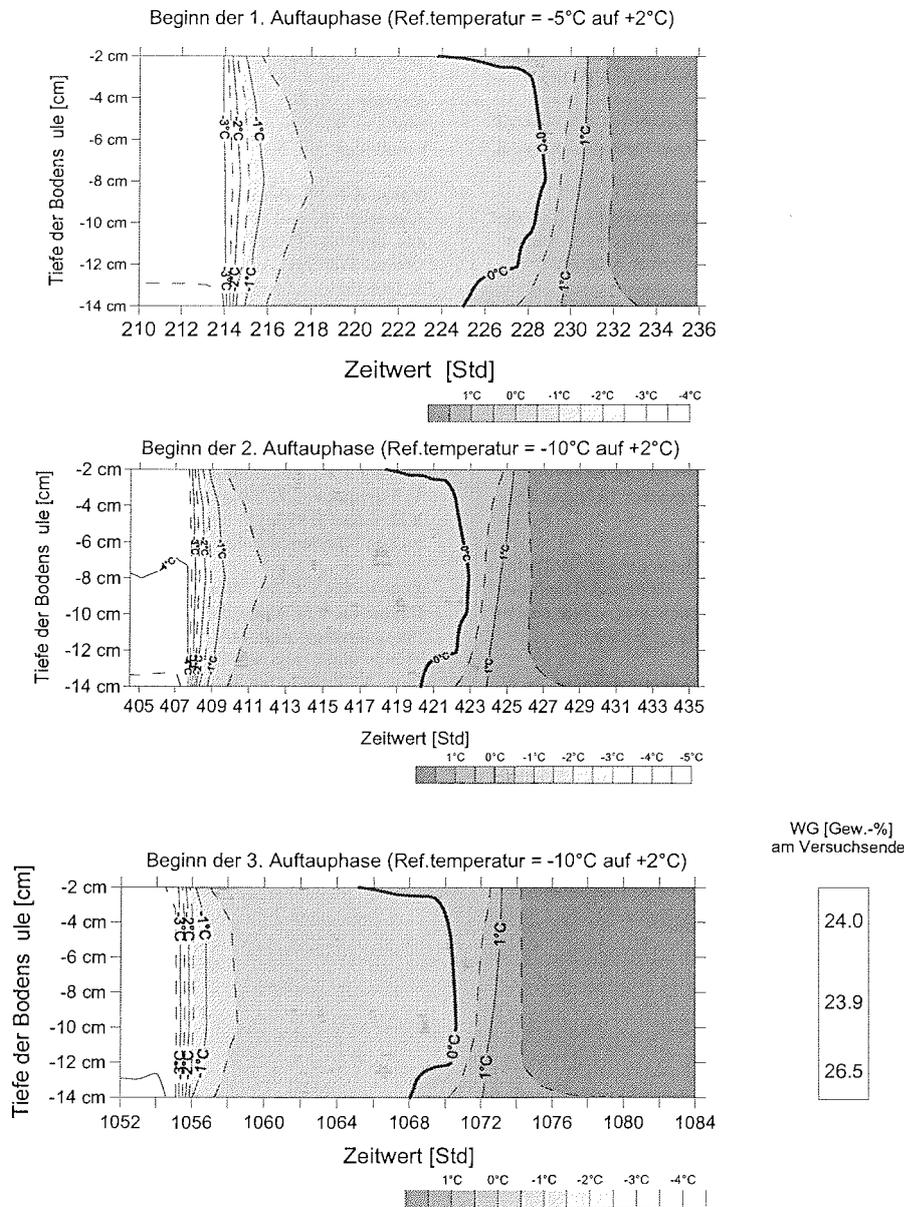


Abbildung 1: Das Bodentemperaturfeld der Probe SCL-1 während der Auftauphasen

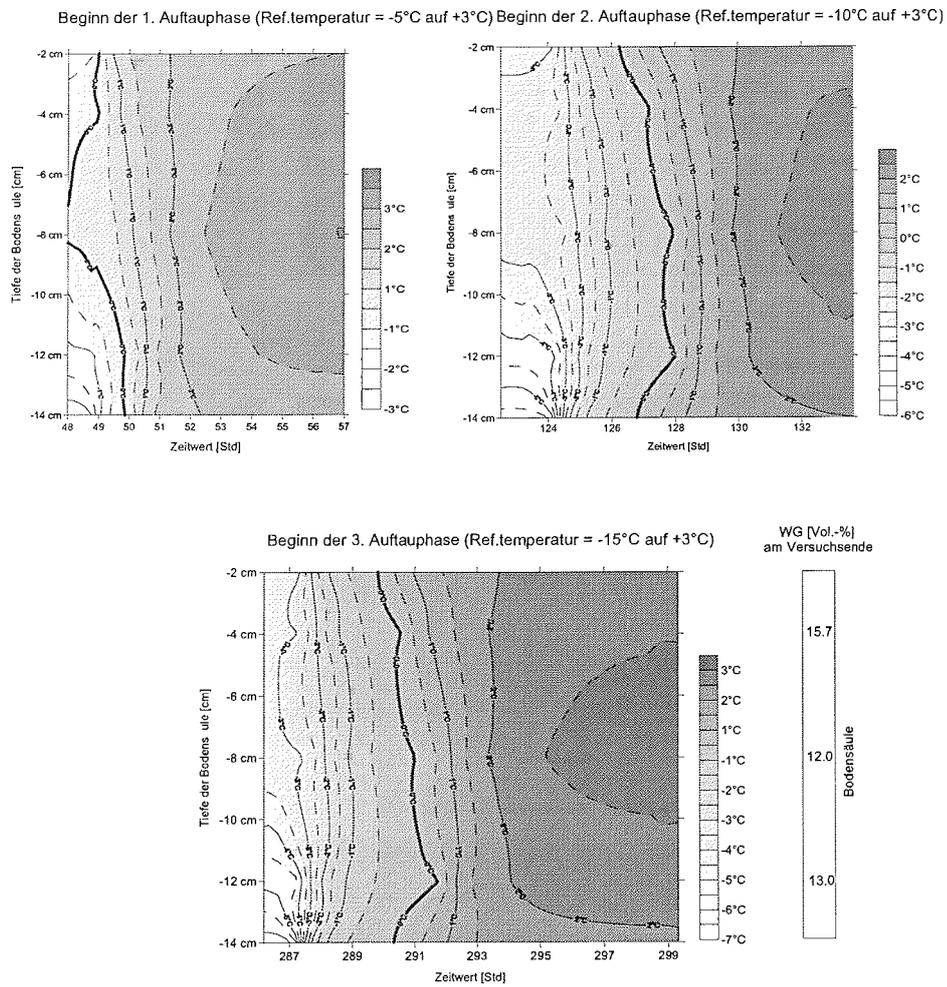


Abbildung 2: Das Bodentemperaturfeld der Probe SCL-2 während der Auftauphasen

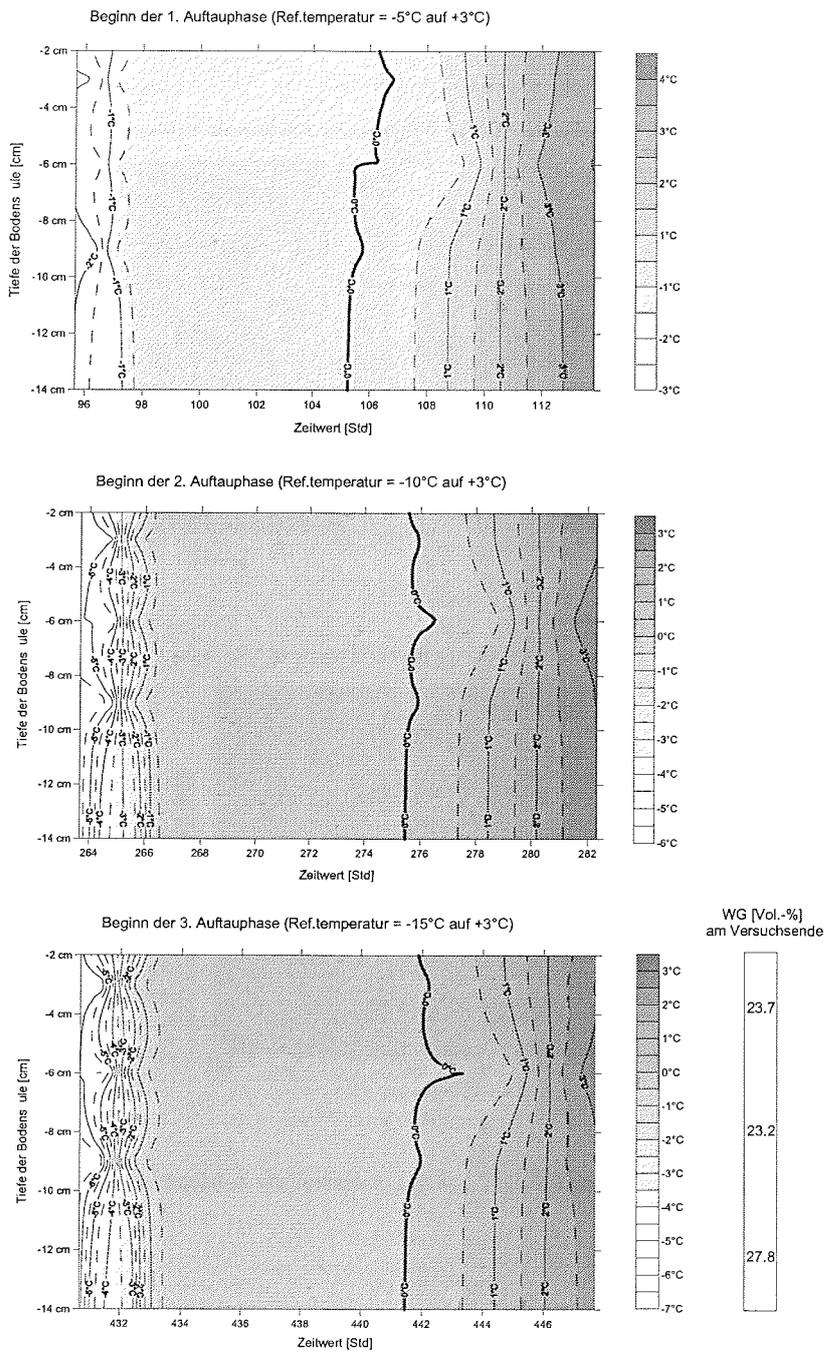


Abbildung 3: Das Bodentemperaturfeld der Probe Plot 2-1 während der Auftauphasen

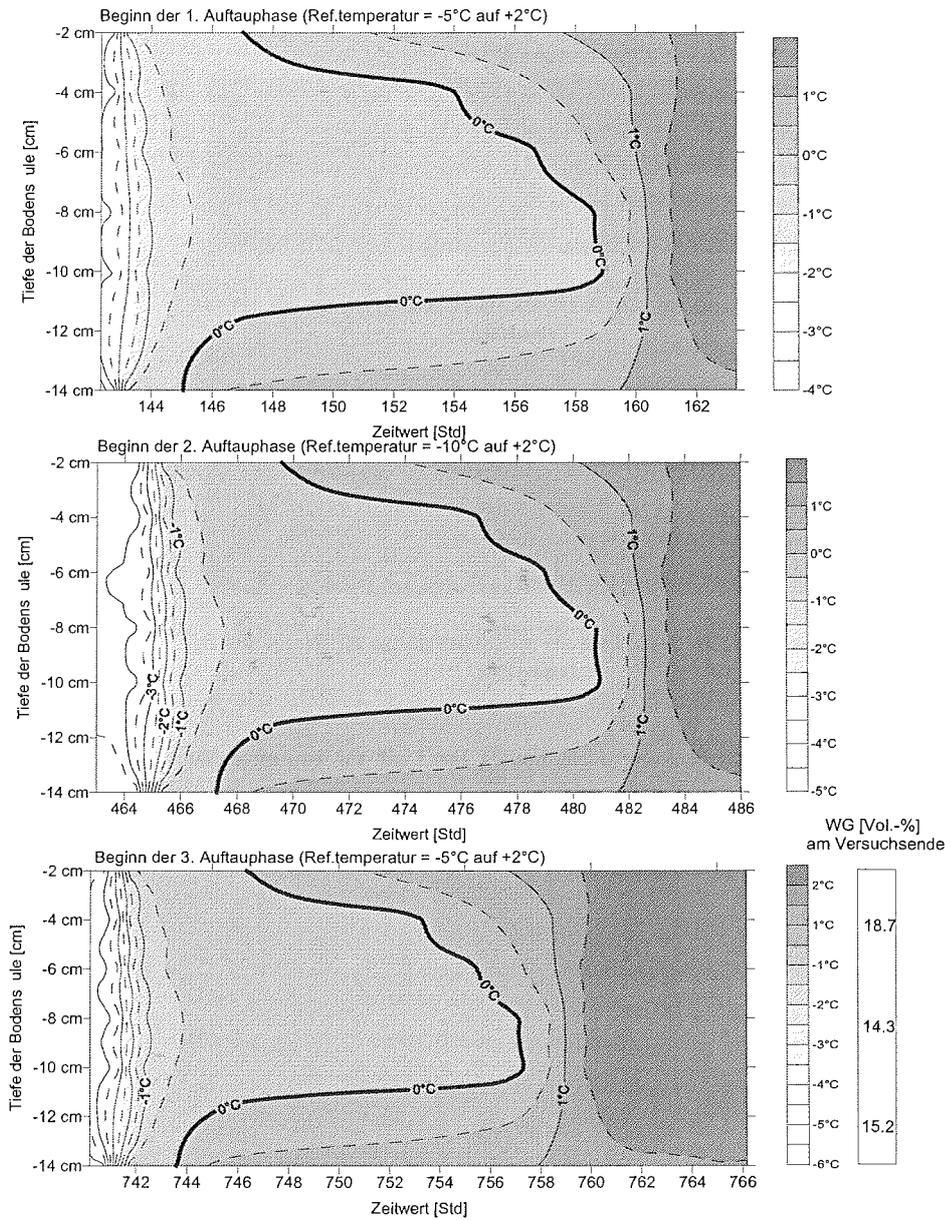


Abbildung 4: Das Bodentemperaturfeld der Probe Plot 2-2 während der Auftauphasen

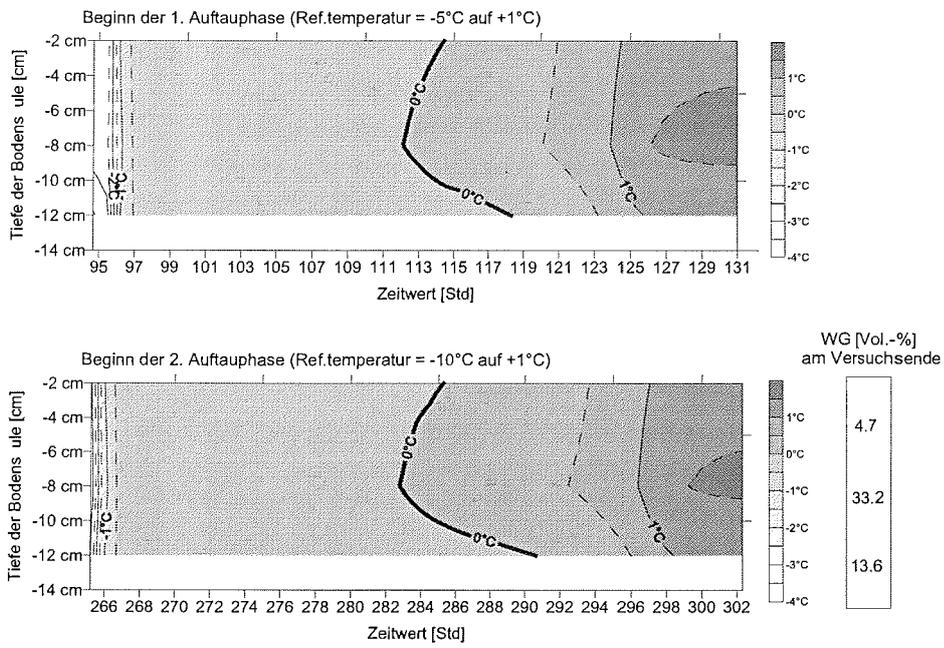


Abbildung 5: Das Bodentemperaturfeld der Probe P 2-str 1 während der Auftauphasen

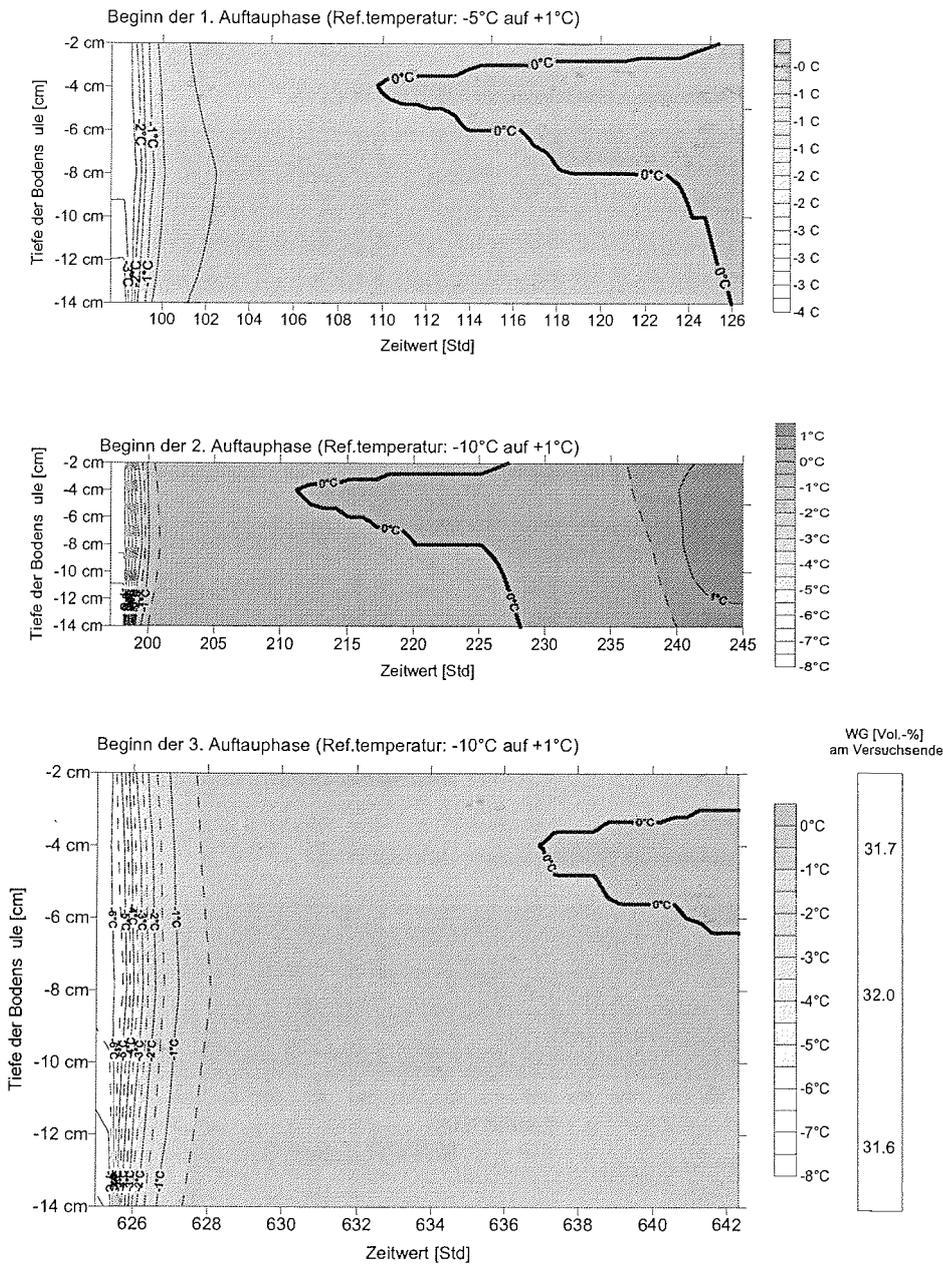


Abbildung 6: Das Bodentemperaturfeld der Probe P 3-1 während der Auftauphasen

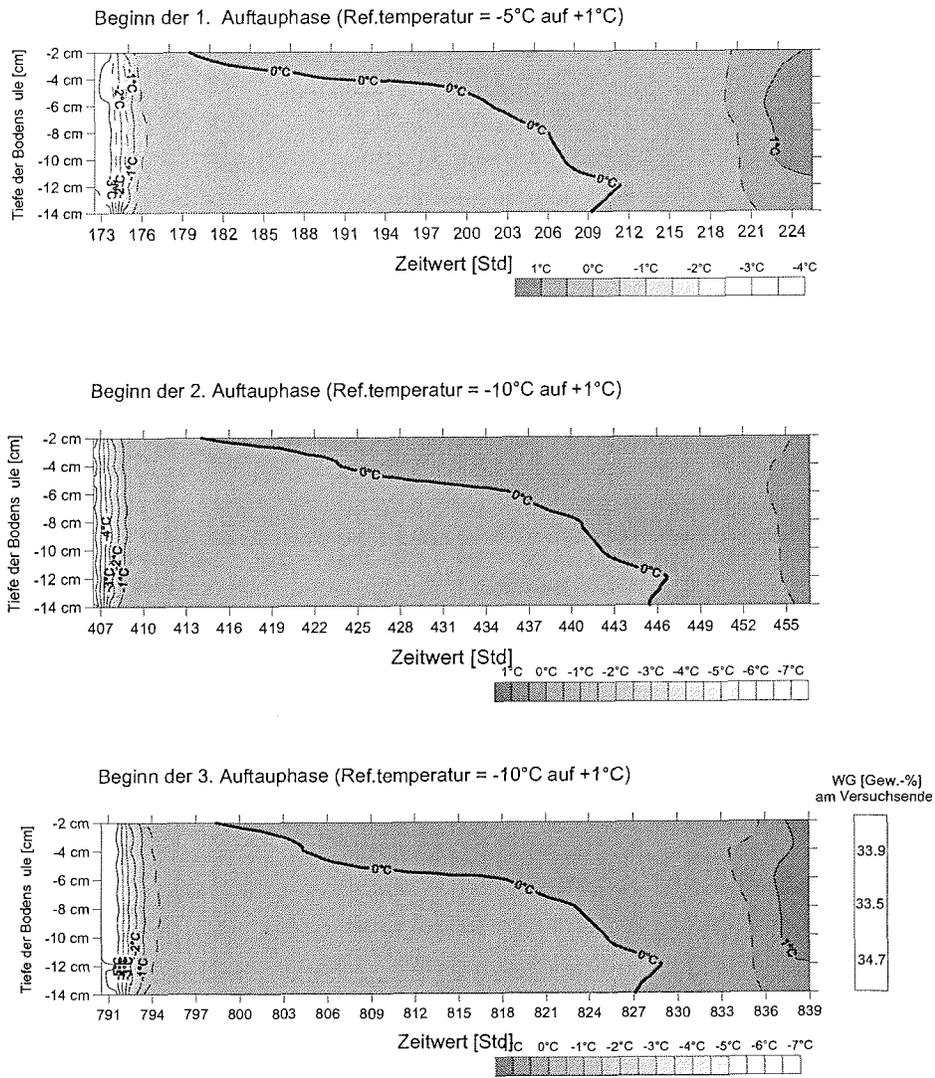
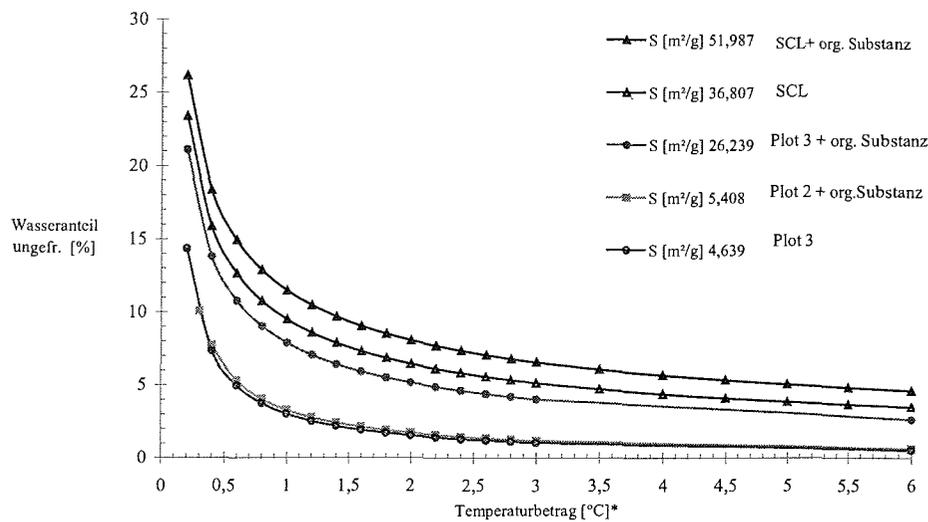


Abbildung 7: Das Bodentemperaturfeld der Probe P 3-2 während der Auftauphasen

10.2 Berechnung des ungefrorenen Wasseranteils

Auf den nächsten Seiten wird der ungefrorene Wasseranteil bei verschiedenen Minustemperaturen mit Hilfe der spezifischen Oberfläche berechnet. Grundlage ist die empirische Formel von Anderson und Tice (1972). Für die Ermittlung der spezifischen Oberfläche wird die Korngrößenverteilung der Mischsubstrate des SCL (silty clay loam, der Schwarzerde über Keuperton), des *soil wedge polygon* (Plot 2) und des *low-centre polygon* (Plot 3) herangezogen. Als Körnungsdurchmesser wurde jeweils der Äquivalentdurchmesser der unteren Körnungsgröße benutzt.

Die Oberfläche des Tonanteils wird, um den Anteil der Seitenflächen zu berücksichtigen, mit 5 multipliziert. Für die organische Substanz wird eine spezifische Oberfläche von $800 \text{ m}^2/\text{g}$ angenommen. Zur Errechnung des Humusgehaltes wird der Gesamtkohlenstoff mit 2 multipliziert (Scheffer und Schachtschabel 1998).



* Temperaturbetrag steht für eine negative Bodentemperatur.

Abbildung 8: Berechnung des ungefrorenen Wasseranteils für Temperaturen unterhalb von 0°C , am Beispiel von Plot 2, Plot 3 und SCL, jeweils mit und ohne den Anteil an organischer Substanz.

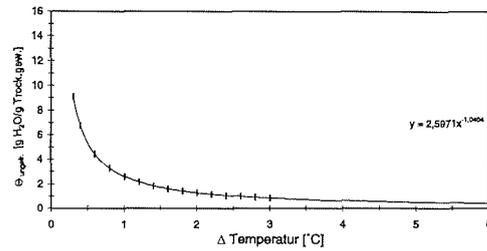
Berechnungsgrundlage für Plot 2

Plot 2 - Daten										
Plot 2	Durchmesser [µm]	Radius [cm]	Oberfl. [cm²] (4*π*r²)	Volumen [cm³] (4/3*π*r³)	Körnergewicht [g]	Körner/g	S [m²/g]	Anteil in [%]	Dichte [g/cm³]	Ges. s [m²/g]
gS	630	0,0315	1,247E-02	1,309E-04	1,964E-04	5092	0,00635	0,15	1,50	0,000010
mS	200	0,01	1,257E-03	4,189E-06	6,283E-06	159155	0,02000	54,65	1,50	0,010930
IS	63	0,00315	1,247E-04	1,309E-07	1,833E-07	5455715	0,06803	31,34	1,40	0,021320
gU	20	0,001	1,257E-05	4,189E-09	5,864E-09	170523151	0,21429	8,07	1,40	0,01729
mU	6,3	0,000315	1,247E-06	1,309E-10	1,833E-10	5455715151	0,68027	2,01	1,40	0,01367
IU	2	0,0001	1,257E-07	4,189E-12	5,864E-12	170523150794	2,14286	0,81	1,40	0,0174
T	0,2	0,00001	1,257E-09	4,189E-15	5,445E-15	183640316239300	23,07692	2,97	1,30	3,427
										3,508

S der org.Sub. = 600 m²/g
Gesamt C = 0.42% = 0.84% o.S.

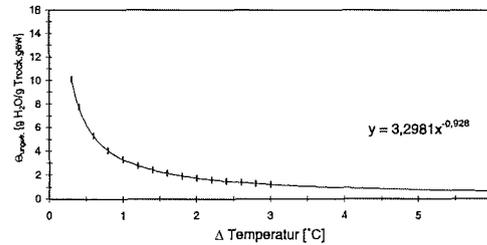
Ges. spez. Oberfläche x 5

$\ln Q_{\text{ungefr}} = 0.2618 + 0.5519 \ln S - 1.449 S^{-0.284} \ln T$



Δ T	S [m²/g]		GPV 43%
	Formel	ungefr. θ [g/g]	
0,3	2,207	9,088	31,70
0,4	1,908	8,737	23,50
0,6	1,486	4,419	15,41
0,8	1,187	3,276	11,43
1	0,954	2,597	9,06
1,2	0,785	2,148	7,49
1,4	0,604	1,830	6,38
1,6	0,485	1,593	5,56
1,8	0,343	1,409	4,92
2	0,233	1,253	4,40
2,2	0,134	1,143	3,99
2,4	0,044	1,045	3,64
2,6	-0,040	0,961	3,35
2,8	-0,117	0,890	3,10
3	-0,189	0,828	2,89
6	-0,910	0,403	1,40

unter Einbeziehung der o.S. = Ges. S von 5.04 m²/g
(S zuzüglich 0.84% von 600 m²/g)



Δ T	S [m²/g]		GPV 43%
	Formel	ungefr. θ [g/g]	
0,3	2,311	10,081	35,17
0,4	2,044	7,719	26,83
0,6	1,667	5,298	18,48
0,8	1,400	4,057	14,15
1	1,193	3,298	11,50
1,2	1,024	2,785	9,71
1,4	0,881	2,414	8,42
1,6	0,757	2,132	7,44
1,8	0,648	1,911	6,67
2	0,550	1,733	6,05
2,2	0,462	1,587	5,53
2,4	0,381	1,464	5,11
2,6	0,307	1,359	4,74
2,8	0,238	1,269	4,43
3	0,174	1,190	4,15
6	-0,469	0,625	2,18

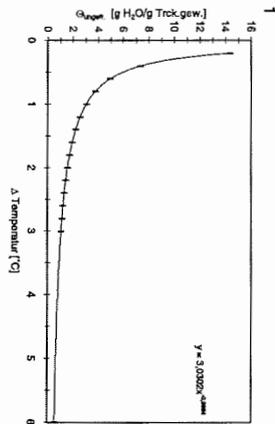
Berechnungsgrundlage für Plot 3

Plot 3	Durchm. [µm]	Radius [cm]	Oberfl. (4πr²) [cm²]	Volumen (4/3πr³) [cm³]	Korngewicht [g]	Kornverf.	spez. Oberfl. [m²/g]	Anteil in [%]	Dichte [g/cm³]	Ges. spez. Oberfl. [m²/g]
gS	630	0,0315	1,25E-02	1,31E-04	1,98E-04	8092	0,06635	0,07	1,50	4,4444E-06
MS	200	0,01	1,26E-03	4,19E-06	6,28E-06	159155	0,02000	39,73	1,50	0,0078
NS	63	0,00315	1,26E-04	1,31E-07	1,88E-07	545719	0,08803	37,31	1,40	0,0254
µU	20	0,001	1,26E-05	4,19E-09	5,88E-09	1,52E+01	0,21429	14,05	1,40	0,0591
U	2	0,0001	1,26E-07	4,19E-12	5,88E-12	545719	2,14286	1,78	1,40	0,0391
T	0,2	0,00001	1,26E-09	4,19E-15	5,45E-15	18940316233900	115,98462	3,91	1,30	4,512

Plot 3 - Daten

spez. Oberfläche der G.S. = 630 m²/g
 Gesamt C = 1,0% = 0,8 % G.S.
 Ges. spez. Oberfläche x 5
 4,639

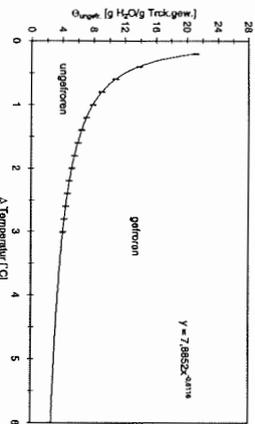
$\ln Q_{\text{Luft}} = 0,2618 + 0,5519 \ln S - 1,449 S^{-0,24} \ln T$



1

ΔT	S [m³/g]	ln(S)	GPV 58%
0,2	2,8639	1,05344	32,17
0,4	1,9941	7,3457	16,46
0,6	1,6023	4,9844	11,13
0,8	1,3243	3,7595	8,43
1	1,1086	3,0302	6,79
1,2	0,9324	2,5407	5,69
1,4	0,7935	2,1891	4,91
1,6	0,6944	1,9241	4,31
1,8	0,6206	1,7171	3,85
2	0,5688	1,5309	3,48
2,2	0,5267	1,4144	3,17
2,4	0,4909	1,3505	2,91
2,6	0,4605	1,3052	2,70
2,8	0,4356	1,2704	2,51
3	0,4170	1,2481	2,36
6	-0,6229	0,5984	1,20

unter Erhoizzeit unter Erhoizzeit der org. S. ergibt sich =
 (S zusätzlich 3,6% von 600 m²/g)



2

ΔT	S [m³/g]	ln(S)	GPV 58%
0,2	3,0493	21,1011	47,30
0,4	2,6224	13,8100	30,55
0,6	2,3774	10,7720	24,18
0,8	2,2271	8,0168	19,25
1	2,0650	7,8852	15,81
1,2	1,9535	7,0532	14,39
1,4	1,8692	6,4186	14,89
1,6	1,7775	5,9133	13,26
1,8	1,7055	5,5042	12,94
2	1,6411	5,1807	11,57
2,2	1,5828	4,8884	10,81
2,4	1,5296	4,6181	10,35
2,6	1,4805	4,3956	9,85
2,8	1,4353	4,2008	9,42
3	1,3911	4,0273	9,03
6	0,9982	2,6357	5,91

Berechnungsgrundlage für die Proben SCL

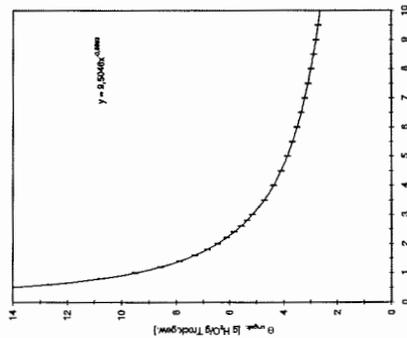
SCL	Durchmesser [µm]	Radius [cm]	Oberfl. [cm²] (4πr²)	Volumen [cm³] (4/3πr³)	Korngewicht [g]	Körnertg	SCL-Daten			
							spez. Oberfl. [m²/g]	Anteil in [%]	Dichte [g/cm³]	
mS	2000	0,0315	1,25E-02	1,31E-04	1,98E-04	5092	0,0032	0,30	1,50	0,0000
mS	800	0,01	1,28E-03	4,19E-06	6,29E-06	159195	0,0003	1,50	1,50	0,0003
IS	200	0,00315	1,25E-04	1,31E-07	1,83E-07	545715	0,0003	11,30	1,40	0,0003
gU	63	0,001	1,28E-05	4,19E-09	5,88E-09	170529151	0,21429	28,30	1,40	0,0584
mU	20	0,000315	1,25E-06	1,31E-10	1,83E-10	545715151	0,6927	23,00	1,40	0,1565
lU	6,3	0,0001	1,28E-07	4,19E-12	5,88E-12	170529150794	2,14286	5,80	1,40	0,1243
T	2	0,00001	1,28E-09	4,19E-15	5,45E-15	183640316239300	23,0782	31,60	1,30	36,462
										36,8077

GPV = 41%, d_p = 1,5 g/cm³
 c_s 1,27%, Humusgehalt = 2,53%

Ges. spez. Oberfläche des Tons x 5

36,8077 Wert geht in die Formel ein:

$\ln \text{ungefr} = 0,2618 + 0,5519 \ln S - 1,449 S^{-0,234} \ln T$



dichta T	S [m²/g]		ln(S)		GPV 41 Vol.-%	
	Formel	ungefr. Wsg. [g/g]	Formel	ungefr. Wsg. [g/g]	Formel	ungefr. Wsg. [g/g]
0,2	3,152	36,8077	1,147	3,6057	23,382	85,54
0,4	2,764	15,868	1,026	12,648	15,868	58,05
0,6	2,537	12,648	0,952	10,769	12,648	46,27
0,8	2,377	10,769	0,906	9,565	10,769	39,40
1	2,252	9,565	0,872	8,281	9,565	34,77
1,2	2,160	8,281	0,845	7,874	8,281	31,40
1,4	2,084	7,874	0,823	7,583	7,874	28,81
1,6	1,995	7,583	0,804	7,281	7,583	26,30
1,8	1,925	7,281	0,787	6,962	7,281	23,80
2	1,864	6,962	0,772	6,650	6,962	21,31
2,2	1,811	6,650	0,759	6,344	6,650	18,81
2,4	1,762	6,344	0,748	6,044	6,344	16,31
2,6	1,717	6,044	0,738	5,750	6,044	13,81
2,8	1,676	5,750	0,729	5,464	5,750	11,31
3	1,637	5,464	0,721	5,184	5,464	8,81
3,5	1,551	4,717	0,687	4,717	4,717	17,20
4	1,476	4,377	0,651	4,377	4,377	16,01
4,5	1,414	4,064	0,622	4,064	4,064	14,81
5	1,352	3,784	0,599	3,784	3,784	14,13
5,5	1,298	3,538	0,580	3,538	3,538	13,40
6	1,250	3,318	0,564	3,318	3,318	12,76
6,5	1,205	3,118	0,550	3,118	3,118	12,21
7	1,163	2,934	0,538	2,934	2,934	11,71
7,5	1,125	2,770	0,528	2,770	2,770	11,27
8	1,089	2,621	0,519	2,621	2,621	10,87
8,5	1,055	2,484	0,511	2,484	2,484	10,50
9	1,023	2,358	0,504	2,358	2,358	10,17
9,5	0,994	2,238	0,497	2,238	2,238	9,87
10	0,964	2,122	0,491	2,122	2,122	9,59

Danksagung

Mein herzlichster Dank geht zuerst an Herrn Prof. Manfred Bölter, Herrn Prof. Horst Sterr und Herrn Prof. Rainer Horn für die Betreuung dieser Arbeit. Vielen Dank für das mir entgegengebrachte Vertrauen und die vielseitigen Erfahrungen und Diskussionen während der letzten drei Jahre.

Ebenfalls möchte ich mich bei den Inselnuitreitern während der Sommerexpedition 1998, Holger Becker, Karsten Friedrich, Eckard Zöllner und unseren russischen Kollegen Irina Akhmadeeva. und Mikhail Zhurbenko bedanken. Für die gelungene, klimatisch eisige Expedition im Frühjahr 1999 danke ich Julia Boike und Martin Anotonow. Für den Arbeitstag an der Polynya möchte ich mich bei Heidi Kassens bedanken. Für die weiterführenden Feldarbeiten im Sommer und Herbst 1999 danke ich Björn Schulz und dem „informierten“ Klossi. Für das kulinarische Wohlergehen auf O. Samoylov möchte ich Grischa und Sergej danken – und danke für den Fisch. Dem Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in Potsdam sei für die logistische Abwicklung der Expeditionen gedankt.

Für das nette Arbeitsklima danke ich dem gesamten IPÖ-Team samt ihrer Freude und Bereitschaft den Ball auf dem Institutsflur hin und her zu werfen und besonders dem Sysop Michael Schmid (MKS) und dem Techniker Frank-Peter Rapp. Rolf Möller danke ich für die Vermittlung der physikalischen Gegebenheiten. Mein Dank geht auch an die Mitarbeiter der Bodenphysik-Container, v.a. Jens Rosteck und Petra Köster und ihrer Gelassenheit gegenüber dem lärmenden Klimaschrank.

Des weiteren möchte ich Marius Naaktgeboren vom Niederländischen Verkehrsministerium für seine Diskussionsbereitschaft und die Zusendung einiger übersetzter russischer Artikel danken. Ebenso wie Michel Allard für die Information über das Kontraktionsverhalten gefrorener Böden in Nord Québec samt der Bereitstellung der dazugehörigen Literatur.

Herzlichen Dank an meine Eltern für die Unterstützung während des gesamten Studiums und der Promotionszeit.

Mein besonderer Dank gilt meinem Ehemann Tommes, der nicht nur mich, sondern auch den Laufbetrieb meines Rechners immer tatkräftig unterstützt hat. Aber mit dem ich genauso erleben kann, daß es ein Leben außerhalb der Polarregionen gibt. Vielen Dank.

Die Arbeit ist Teil des interdisziplinären Verbundvorhabens „Laptev Sea 2000“. Für die Finanzierung danke ich dem BMBF.

„Berichte zur Polarforschung“

Eine Titelübersicht der Hefte 1 bis 376 (1981 - 2000) erschien zuletzt im Heft 413 der nachfolgenden Reihe „Berichte zur Polar- und Meeresforschung“. Ein Verzeichnis aller Hefte beider Reihen sowie eine Zusammenstellung der Abstracts in englischer Sprache finden sich im Internet unter der Adresse:

<http://www.awi-bremerhaven.de/Resources/publications.html>

Ab dem Heft Nr. 377 erscheint die Reihe unter dem Namen:

„Berichte zur Polar- und Meeresforschung“

Heft Nr. 377/2000 – „Rekrutierungsmuster ausgewählter Wattfauna nach unterschiedlich strengen Wintern“, von Matthias Strasser

Heft Nr. 378/2001 – „Der Transport von Wärme, Wasser und Salz in den Arktischen Ozean“, von Boris Cisewski

Heft Nr. 379/2001 – „Analyse hydrographischer Schnitte mit Satellitenaltimetrie“, von Martin Losch

Heft Nr. 380/2001 – „Die Expeditionen ANTARKTIS XVI/1-2 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1998/1999“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach und Saad El Nagggar

Heft Nr. 381/2001 – „UV-Schutz- und Reparaturmechanismen bei antarktischen Diatomeen und *Phaeocystis antarctica*“, von Lieselotte Rieger

Heft Nr. 382/2001 – „Age determination in polar Crustacea using the autofluorescent pigment lipofuscin“, by Bodil Bluhm

Heft Nr. 383/2001 – „Zeitliche und räumliche Verteilung, Habitatspräferenzen und Populationsdynamik benthischer Copepoda Harpacticoida in der Potter Cove (King George Island, Antarktis)“, von Gritta Veit-Köhler

Heft Nr. 384/2001 – „Beiträge aus geophysikalischen Messungen in Dronning Maud Land, Antarktis, zur Auffindung eines optimalen Bohrpunktes für eine Eiskerntiefbohrung“, von Daniel Steinhage

Heft Nr. 385/2001 – „Actinium-227 als Tracer für Advektion und Mischung in der Tiefsee“, von Walter Geibert

Heft Nr. 386/2001 – „Messung von optischen Eigenschaften troposphärischer Aerosole in der Arktis“, von Rolf Schumacher

Heft Nr. 387/2001 – „Bestimmung des Ozonabbaus in der arktischen und subarktischen Stratosphäre“, von Astrid Schulz

Heft Nr. 388/2001 – „Russian-German Cooperation SYSTEM LAPTEV SEA 2000: The Expedition LENA 2000“, edited by Volker Rachold and Mikhail N. Grigoriev

Heft Nr. 389/2001 – „The Expeditions ARKTIS XVI/1 and ARKTIS XVI/2 of the Research Vessel ‚Polarstern‘ in 2000“, edited by Gunther Krause and Ursula Schauer

Heft Nr. 390/2001 – „Late Quaternary climate variations recorded in North Atlantic deep-sea benthic ostracodes“, by Claudia Didié

Heft Nr. 391/2001 – „The polar and subpolar North Atlantic during the last five glacial-interglacial cycles“, by Jan P. Helmke

Heft Nr. 392/2001 – „Geochemische Untersuchungen an hydrothermal beeinflussten Sedimenten der Bransfield Straße (Antarktis)“, von Anke Dählmann

Heft Nr. 393/2001 – „The German-Russian Project on Siberian River Run-off (SIRRO): Scientific Cruise Report of the Kara Sea Expedition ‚SIRRO 2000‘ of RV ‚Boris Petrov‘ and first results“, edited by Ruediger Stein and Oleg Stepanets

Heft Nr. 394/2001 – „Untersuchungen der Photooxidantien Wasserstoffperoxid, Methylhydroperoxid und Formaldehyd in der Troposphäre der Antarktis“, von Katja Riedel

Heft Nr. 395/2001 – „Role of benthic cnidarians in the energy transfer processes in the Southern Ocean marine ecosystem (Antarctica)“, by Covadonga Orejas Saco del Valle

Heft Nr. 396/2001 – „Biogeochemistry of Dissolved Carbohydrates in the Arctic“, by Ralph Engbrodt

Heft Nr. 397/2001 – „Seasonality of marine algae and grazers of an Antarctic rocky intertidal, with emphasis on the role of the limpet *Nacilla concinna* Strebel (Gastropoda: Patellidae)“, by Dohong Kim

Heft Nr. 398/2001 – „Polare Stratosphärenwolken und mesoskalige Dynamik am Polarwirbelrand“, von Marion Müller

Heft Nr. 399/2001 – „North Atlantic Deep Water and Antarctic Bottom Water: Their Interaction and Influence on Modes of the Global Ocean Circulation“, by Holger Brix

Heft Nr. 400/2001 – „The Expeditions ANTARKTIS XVIII/1-2 of the Research Vessel ‚Polarstern‘ in 2000“, edited by Victor Smetacek, Ulrich Bathmann, Saad El Nagggar

Heft Nr. 401/2001 – „Variabilität von CH₂O (Formaldehyd) - untersucht mit Hilfe der solaren Absorptionsspektroskopie und Modellen“, von Torsten Albrecht

Heft Nr. 402/2001 – „The Expedition ANTARKTIS XVII/3 (EASIZ III) of RV ‚Polarstern‘ in 2000“, edited by Wolf E. Arntz and Thomas Brey

Heft Nr. 403/2001 – „Mikrohabitatansprüche benthischer Foraminiferen in Sedimenten des Südatlantiks“, von Stefanie Schumacher

Heft Nr. 404/2002 – „Die Expedition ANTARKTIS XVII/2 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 2000“, herausgegeben von Jörn Thiede und Hans Oerter

Heft Nr. 405/2002 – „Feeding Ecology of the Arctic Ice-Amphipod *Gammarus wilkitzkii*. Physiological, Morphological and Ecological Studies“, by Carolin E. Arndt

Heft Nr. 406/2002 – „Radiolarienfauna im Ochotskischen Meer - eine aktuopaläontologische Charakterisierung der Biozönose und Taphozönose“, von Anja Nimmergut

Heft Nr. 407/2002 - „The Expedition ANTARKTIS XVIII/5b of the Research Vessel ‚Polarstern‘ in 2001“, edited by Ulrich Bathmann

- Heft Nr. 408/2002** – „Siedlungsmuster und Wechselbeziehungen von Seepocken (Cirripedia) auf Muschelbänken (*Mytilus edulis* L.) im Wattenmeer“, von Christian Buschbaum
- Heft Nr. 409/2002** – „Zur Ökologie von Schmelzwassertümpeln auf arktischem Meereis - Charakteristika, saisonale Dynamik und Vergleich mit anderen aquatischen Lebensräumen polarer Regionen“, von Marina Carstens
- Heft Nr. 410/2002** – „Impuls- und Wärmeaustausch zwischen der Atmosphäre und dem eisbedeckten Ozean“, von Thomas Garbrecht
- Heft Nr. 411/2002** – „Messung und Charakterisierung laminarer Ozonstrukturen in der polaren Stratosphäre“, von Petra Wahl
- Heft Nr. 412/2002** – „Open Ocean Aquaculture und Offshore Windparks. Eine Machbarkeitsstudie über die multifunktionale Nutzung von Offshore-Windparks und Offshore-Marikultur im Raum Nordsee“, von Bela Hieronymus Buck.
- Heft Nr. 413/2002** – „Arctic Coastal Dynamics. Report of an International Workshop, Potsdam (Germany) 26.-30. November 2001“, edited by Volker Rachold, Jerry Brown and Steve Solomon
- Heft Nr. 414/2002** – „Entwicklung und Anwendung eines Laserablations-ICP-MS-Verfahrens zur Multielementanalyse von atmosphärischen Einträgen in Eisbohrkernen“, von Heiko Reinhardt
- Heft Nr. 415/2002** – „Gefrier- und Tauprozesse im sibirischen Permafrost - Untersuchungsmethoden und ökologische Bedeutung“, von Wiebke Müller-Lupp

