

**Kohlenstoff-Vorräte und -Alter im Mineralboden des Borealen
Nadelwalds auf einem longitudinalen Transekt in Zentralsibirien**

Bachelorarbeit

zur Erlangung des akademischen Grades

„Bachelor of Science “

im Studiengang Ökosystemmanagement (B.Sc.)

vorgelegt von

Jan Philipp Kreibich

aus Malsch

Göttingen, November 2014

Georg-August-Universität Göttingen

Fakultät für Forstwissenschaften und Waldökologie

Max-Planck-Institut für Biogeochemie

Gutachter: Prof. Dr. Yakov Kuzyakov
Prof. Dr. Ernst-Detlef Schulze

Eidesstattliche Versicherung

Hiermit versichere ich an Eides statt, dass ich die vorliegende Bachelorarbeit selbstständig und ohne unzulässige fremde Hilfe verfasst und keine anderen Hilfsmittel als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe.

Göttingen, den 28. November 2014

(Jan Philipp Kreibich)

Danksagung

Auf dem Weg zur Fertigstellung der vorliegenden Bachelorarbeit habe ich unheimlich viel Hilfe und Unterstützung von den Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern des Max-Planck-Instituts für Biogeochemie in Jena erfahren. Ihnen gebührt mein Dank. Besonders hervorheben und danken möchte ich:

Prof. Dr. Ernst-Detlef Schulze für die Bereitstellung des Themas und die Möglichkeit der Durchführung am MPI-BGC. Für die intensive Betreuung, die wertvollen Ratschläge und die Geduld bis zur Abgabe möchte ich mich ebenfalls ganz herzlich bedanken.

Iris Kuhlmann für die geduldige Einweisung in alle Laborarbeiten, die tatkräftige Unterstützung bei den Durchführungen, die angenehme Arbeitsatmosphäre und die konstruktiven inhaltlichen Anmerkungen zum „Material und Methoden“-Kapitel der vorliegenden Arbeit.

Dr. Marion Schrupf für die Einführungen in die Bodenchemie und ^{14}C -Analyse sowie die wertvollen Anregungen.

Dr. Jana Wäldchen für die Einweisung in die Probenaufbereitung, die Unterstützung bei der Durchführung sowie die Bereitstellung der Felddaten.

Ines Hilke und Birgit Fröhlich für die Einweisungen sowie die Durchführungen der C, N-Analysen.

Dr. Axel Steinhof und Heike Machts für die Laboreinführungen sowie die Durchführungen der ^{14}C -Analysen.

Inessa Ortmann für die Unterstützung bei der Probenaufbereitung.

Frank Voigt für die Idee sowie Bereitstellung der Hydraulikpresse, die mir die Probenaufbereitung um ein Vielfaches erleichtert hat.

Linda Maack für die Einweisung und Unterstützung bei der Literaturrecherche.

Yvonne Kirmse für die Schaffung perfekter Rahmenbedingungen während meines Aufenthalts am MPI-BGC.

Prof. Dr. Yakov Kuzyakov danke ich herzlich für seine Bereitschaft, die Betreuung von Seiten der Georg-August-Universität Göttingen übernommen zu haben.

Zusammenfassung/Abstract

Die sibirischen Böden stellen eine großflächige, seit Jahrtausenden stabile terrestrische Kohlenstoffsенke dar. Infolge der globalen Erwärmung droht eine Destabilisierung dieses Systems, z.B. durch das Auftauen der Permafrostböden, die rund 85 % der Landfläche Sibiriens bedecken. Besonders anfällig für eine Mobilisierung zeigt sich dabei älterer Boden-Kohlenstoff. Eine C-Freisetzung könnte die Erwärmung aufgrund positiver Rückkopplungsmechanismen weiter antreiben. Um die potenziellen Folgen abschätzen und etwaige Gegenmaßnahmen ergreifen zu können, ist ein umfassendes Verständnis und eine Inventarisierung der sibirischen Ökosysteme vonnöten. Für die vorliegende Arbeit wurden daher die Kohlenstoff-Vorräte sowie –Alter entlang eines Süd-Nord-Transekts in Zentralsibirien erfasst. Die C_{org} -Vorräte im Mineralboden bis in 0,3 m Tiefe liegen dabei im Mittel bei $8,37 \pm 3,09 \text{ kg m}^{-2}$ und sind höher als z.B. in Westsibirien oder im Hainich (Thüringen). Im Durchschnitt sind die Böden Zentralsibiriens rund 3-4 Mal älter als die Böden des Hainichs, der älteste gemessene Boden-Kohlenstoff wird auf 12.730 BP datiert. Diese Befunde unterstreichen die bisherige Bedeutung Zentralsibiriens als langfristige Kohlenstoffsенke.

Siberian soils have functioned as an extensive carbon sink that has been stable for millennia. As a result of global warming, the system may get destabilized in future. Studies have shown that particularly old carbon is highly prone to mobilization. The release of soil organic carbon (SOC) to the atmosphere could result in a positive feedback loop. For an estimation of potential consequences, a comprehensive understanding as well as an inventory of Siberian ecosystems is necessary. For this report, carbon stocks and ^{14}C ages along a longitudinal transect in central Siberia have been studied. Carbon stocks in mineral soils over 0-30 cm depth amount to $8,37 \pm 3,09 \text{ kg m}^{-2}$ on average. Compared to soils from western Siberia or from Hainich Forest in Germany, carbon stocks from central Siberia were the largest. Furthermore, central Siberian soils are 3 – 4 times older on average than the soils from Hainich Forest. The oldest SOC found on the central Siberian transect has been dated to 12.730 BP. These findings emphasize the important role of central Siberian soils as long-term carbon sink.

Inhaltsverzeichnis

Eidesstattliche Versicherung.....	2
Danksagung.....	3
Zusammenfassung/Abstract	4
Abbildungs- und Tabellenverzeichnis	7
1 Einleitung	8
2 Material und Methoden.....	10
2.1 Darstellung des Untersuchungsgebiets	10
2.1.1 Probennahme 2012.....	10
2.1.2 Betrachtete Standorte	11
2.2 Probenaufbereitung.....	13
2.2.1 Trocknen bei 40°C	13
2.2.2 Mörsern, Sieben und Auswiegen	13
2.2.3 Mahlen des Feinbodens	13
2.2.4 Berechnung der Lagerungsdichte und Vorräte der Bodenkomponenten	13
2.3 Dichtefraktionierung.....	14
2.3.1 Grundlagen.....	14
2.3.2 Bestimmung der geeigneten Ultraschallenergie.....	14
2.3.3 Dichtefraktionierung mit Natriumpolywolframat.....	15
2.4 Elementaranalyse.....	16
2.4.1 C, N-Analyse	16
2.4.2 Trockensubstanzbestimmung	16
2.4.3 Berechnungen und Korrekturen	17
2.5 Radiokarbon-Datierung.....	17
2.5.1 Grundlegendes Prinzip der Radiokarbon-Datierung.....	17
2.5.2 ¹⁴ C-Analyse der Bodenproben.....	18
2.5.3 Wasserstoffperoxid-Aufschluss.....	18
2.6 Statistik.....	20
3 Ergebnisse	21
3.1 Mengen	21
3.1.1 Grobes organisches Material	21
3.1.2 Bodenskelett	21
3.1.3 Feinboden	22
3.1.4 Light Fraction.....	26

3.1.5 Heavy Fraction	27
3.2 Kohlenstoff-Alter	29
3.2.1 Unbehandelte Heavy Fraction	29
3.2.2 Oxidierte Heavy Fraction.....	32
4 Diskussion.....	34
4.1 Material und Methoden.....	34
4.2 Ergebnisse	34
4.2.1 C-Vorräte	34
4.2.2 ¹⁴ C-Alter.....	35
4.3 Fazit und Ausblick.....	36
I Abkürzungsverzeichnis.....	38
II Quellenverzeichnis	39
III Anhang	44

Abbildungs- und Tabellenverzeichnis

ABB. 2-1: SCHEMA ZUR ANLEGUNG DER PROBEKREISE (SCHULZE ET AL. 2012).	10
TAB. 2-1: CHARAKTERISIERUNG DER UNTERSUCHTEN STANDORTE (VERÄNDERT UND ERGÄNZT NACH KOZULINA 2012).	11
TAB. 2-2: ÜBERSICHT ÜBER DIE IM RAHMEN DIESER ARBEIT UNTERSUCHTEN PROBEKREISE UND HORIZONTE.	11
ABB. 2-2: DARSTELLUNG DES UNTERSUCHUNGSGEBIETS (ERGÄNZT NACH SCHULZE ET AL. 2012).	12
TAB. 3-1: VORRÄTE AN ORGANISCHEM MATERIAL [G M ⁻² HOR ⁻¹].	21
TAB. 3-2: VORRÄTE AN BODENSKELETT [G M ⁻² HOR ⁻¹].	22
TAB. 3-3: VORRÄTE AN FEINBODEN [G M ⁻² HOR ⁻¹].	22
TAB. 3-4: C _{ORG} -KONZENTRATIONEN DES FEINBODENS [MG G ⁻¹].	23
TAB. 3-5: C _{ORG} -VORRÄTE DES FEINBODENS [G M ⁻² HOR ⁻¹].	23
TAB. 3-6: C _{ANORG} -KONZENTRATIONEN DES FEINBODENS [MG G ⁻¹].	24
TAB. 3-7: C _{ANORG} -VORRÄTE DES FEINBODENS [G M ⁻² HOR ⁻¹].	24
TAB. 3-8: N _{TOT} -KONZENTRATIONEN DES FEINBODENS [MG G ⁻¹].	25
TAB. 3-9: N _{TOT} -VORRÄTE DES FEINBODENS [G M ⁻² HOR ⁻¹].	25
TAB. 3-10: LF-VORRÄTE DES FEINBODENS [G M ⁻² HOR ⁻¹].	26
TAB. 3-11: C-KONZENTRATIONEN DER LF [MG G ⁻¹].	26
TAB. 3-12: C-VORRÄTE DER LF [G M ⁻² HOR ⁻¹].	27
TAB. 3-13: HF-VORRÄTE DES FEINBODENS [G M ⁻² HOR ⁻¹].	27
TAB. 3-14: C-KONZENTRATIONEN DER HF [MG G ⁻¹].	28
TAB. 3-15: C-VORRÄTE DER HF [G M ⁻² HOR ⁻¹].	28
TAB. 3-16: ¹⁴ C-ALTER [B2K] DER UNBEHANDELTEN HF (99,7 %-KONFIDENZINTERVALL).	29
ABB. 3-1: KORRELATIONEN ZWISCHEN ¹⁴ C-ALTERN UND C-VORRÄTEN IM 0-10CM (OBEN), 10-20CM (MITTIG) UND 20-30CM (UNTEN) HORIZONT.	30
ABB. 3-2: KORRELATIONEN ZWISCHEN BREITENGRADEN UND ¹⁴ C-ALTERN IM 0-10CM (OBEN), 10-20CM (MITTIG) UND 20-30CM (UNTEN) BODENHORIZONT.	31
TAB. 3-17: ¹⁴ C-ALTER [B2K] DER OXIDIERTEN HF (99,7 %-KONFIDENZINTERVALL).	32
ABB. 3-3: KORRELATION ZW. BREITENGRADEN UND MAX. ¹⁴ C-ALTERN.	32
ABB. 3-4: KORRELATION ZW. MAX. ¹⁴ C-ALTERN UND C-VORRÄTEN IM 10-20CM HORIZONT.	32
ABB. 3-6: KORRELATION ZW. ¹⁴ C-ALTERN UND MAX. ¹⁴ C-ALTERN IM 10-20CM HORIZONT.	33
ABB. 3-5A/B: ÜBERBLICK ALLER ¹⁴ C-ERGEBNISSE, BEZOGEN AUF (A) DEN BREITENGRAD (LINKS) SOWIE (B) DIE BODENTIEFE (RECHTS) (DARSTELLUNG: SCHULZE 2014).	33
TAB. A-1: LAGERUNGSDICHTE DES GESAMTBODENS [G CM ⁻³].	44
TAB. A-2: C _{ORG} /N _{TOT} -VERHÄLTNISSE IM FEINBODEN.	44
ABB. A-1: KORRELATION ZW. BREITENGRADEN UND DEN ÜBER DIE OBERSTEN 30 CM SUMMIERTEN C _{ORG} -VORRÄTEN.	45

1 Einleitung

Sibirien erstreckt sich über eine Fläche von rund 10 Mio. km² und repräsentiert damit etwa 6,5 % der globalen Landoberfläche (Groisman et al. 2013b). Die borealen Nadelwälder Sibiriens sind dabei noch zu großen Teilen vom Menschen unberührt, im Gegensatz zu den seit Jahrhunderten vom Menschen geprägten Wäldern Europas (vgl. Wäldchen et al. 2012). Die Wälder sind jedoch nicht ungestört: Wind und Feuer beeinflussen großflächig die Vegetation und Sukzession (Mollicone et al. 2002, Schulze et al. 2005). Verändern sich die sibirischen Ökosysteme infolge von Klimawandel oder menschlichen Eingriffen, kann dies Auswirkungen globaler Dimension nach sich ziehen. Im Zuge der globalen Erwärmung werden für Sibirien zunehmende Oberflächentemperaturen, ein Auftauen des Permafrosts, einen Rückzug der Schnee- und Eisfläche, eine Verlagerung der Vegetationszonen sowie eine Verlängerung der Vegetationsperiode vorausgesagt (Groisman et al. 2013b, ACIA 2005).

Derzeit ist Sibirien eine geringfügige Kohlenstoffsенke (Dolmann et al. 2012). Dies könnte sich aber in Zukunft ändern. In der vorliegenden Arbeit wird die Rolle der Böden näher betrachtet. 85 % der Fläche Sibiriens sind von unterschiedlichen Arten an Permafrost bedeckt (Shvidenko et al. 2013). Das Auftauen der Permafrostböden hätte eine Freisetzung des gespeicherten Kohlenstoffs zur Folge. So haben Studien gezeigt, dass insbesondere bisher im Permafrost fest eingeschlossener, älterer Boden-Kohlenstoff durch das Auftauen höchst anfällig für eine Mobilisierung ist (Schoor et al. 2009, Nowinski 2010, Schmidt 2011). Wie Boden-Kohlenstoff auf die Erwärmung reagiert und infolgedessen das Klima beeinflusst, stellt in heutigen Prognosen noch eine große Unsicherheit dar (Prentice et al. 2001).

Um die Bedeutung der Böden Zentralsibiriens als Kohlenstoffsенke zu erfassen, fokussiert sich die folgende Arbeit auf eine Quantifizierung der Kohlenstoff-Vorräte sowie der ¹⁴C-Alter, anhand derer auf die Verweilzeiten des Kohlenstoffs im Boden geschlossen wird (vgl. Schrumph & Trumbore 2012).

Der Arbeit liegen folgende Hypothesen zugrunde:

1. Im Norden befinden sich die höheren Kohlenstoffvorräte, da der Abbau mit abnehmender Temperatur verringert wird.
2. Alternativ: Im Süden befinden sich die höheren C-Vorräte, weil diese Standorte nicht mit Eis bedeckt waren und eine bedeutend längere Zeit zur Anreicherung von Boden-Kohlenstoff hatten.
3. Alternativ: In den mittleren Breiten befinden sich die höheren C-Vorräte, weil alle oben genannten Faktoren wirken und somit mittig zwischen dem südlichsten und nördlichsten Punkt die besten Bedingungen für eine Akkumulation von Kohlenstoff herrschen.
4. Bei allen drei Hypothesen ist die Rolle des Feuers unbekannt, denn alle sibirischen Wälder unterliegen einem Feuerzyklus. Der pyrogene Kohlenstoff konnte im Zuge dieser Arbeit aber nicht untersucht werden (vgl. Czimczik et al. 2003).
5. Die höheren ¹⁴C-Alter liegen im Norden vor, da aufgrund der niedrigeren Temperaturen der Kohlenstoffumsatz niedriger und die Verweildauer im Boden entsprechend höher ist.

6. Der älteste Kohlenstoff ist in der südlichen borealen Zone zu finden, da dort die Vegetationsentwicklung über das gesamte Holozän reichte.

Im Folgenden werden diese Hypothesen anhand eines Süd-Nord-Transekts entlang des 96. Längengrads untersucht, der von menschlichen Besiedlungen und von den großen sibirischen Flüssen relativ gering beeinflusst ist.

2 Material und Methoden

2.1 Darstellung des Untersuchungsgebiets

2.1.1 Probennahme 2012

Im Juni/Juli 2012 führte das Max-Planck-Institut für Biogeochemie (Jena) in Zusammenarbeit mit der Sibirischen Föderalen Universität (Krasnojarsk, Russland) eine Expedition durch, um Teile der Landbedeckung Zentralsibiriens zu inventarisieren (vgl. Glatthorn 2012; Kozulina 2012). Die Leitung übernahm Prof. Schulze (MPI-BGC). Im Zuge der Expedition fand unter anderem eine umfangreiche Bodenbeprobung statt. Entlang von longitudinal-verlaufenden

Transekten wurde jeweils im Abstand von hundert Kilometern ein zentraler Probekreis gesetzt (Abb. 2.2, S.12, fettgedruckte Punkte) und der Boden bis in eine Tiefe von 100 Zentimetern (0-10, 10-20, 20-30, 30-50, 50-100 cm) beprobt. Zur Berücksichtigung lokaler Heterogenitäten wurde vom zentralen Probekreis (c) aus in jeweils 120 Meter Distanz nach

Norden (n), Süden (s), Westen (w) und Osten (e) ein weiterer Probekreis verortet und bis in eine Tiefe von 30 Zentimetern (0-10, 10-20, 20-30 cm) beprobt (Abb. 2-1). Pro Horizont wurden Bodenproben mit einem Volumen von 200 cm³ genommen (Schulze et al. 2012).

Nach der Probennahme wurde das Material luftgetrocknet. Eine Überführung des Probenmaterials nach Deutschland fand erst im Jahr 2014 statt.

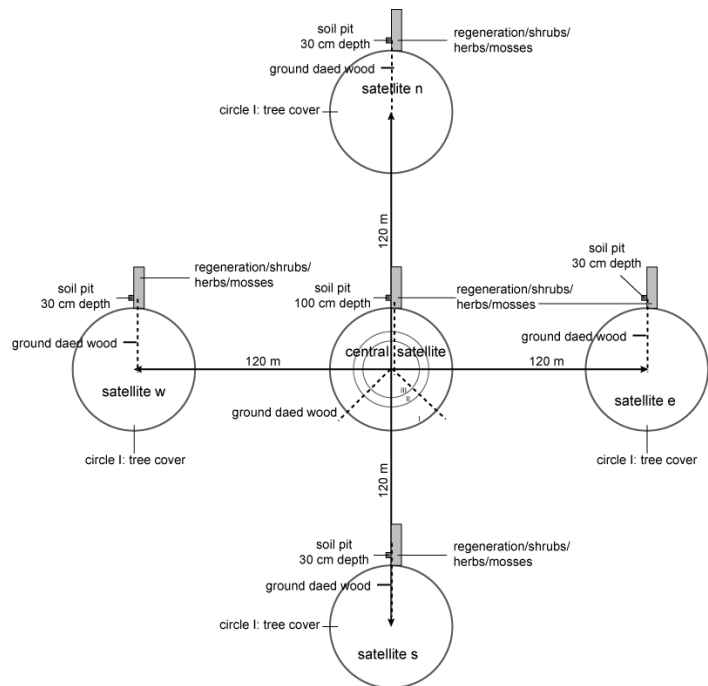


Abb. 2-1: Schema zur Anlegung der Probekreise (Schulze et al. 2012).

2.1.2 Betrachtete Standorte

Tab. 2-1: Charakterisierung der untersuchten Standorte (verändert und ergänzt nach Kozulina 2012).

Breiten-grad [°]	Höhenlage [m.ü.NN]	Landnutzungstyp	Haupt- bedeckung	Bewirtschaftung	Störungen	Mittl. Jahrestemp. [°C]
55	623	Wald	Bäume	unbewirtschaftet	Windwurf	N/A
58	328	Wald, Torfmoor	Bäume	unbewirtschaftet	nein	- 2,6
59	322	Wald, Torfmoor	Sträucher	unbewirtschaftet	nein	- 2,6
60	447	Wald	Bäume	unbewirtschaftet	Windwurf	N/A
61	536	Wald	Bäume	unbewirtschaftet	nein	- 6,8
62	580	Wald	Bäume	unbewirtschaftet	nein	- 6,8
63	460	Wald	Bäume	unbewirtschaftet	Windwurf	- 6,8
64	271	Wald	Bäume	unbewirtschaftet	nein	- 9,4
65	610	Wald	Bäume	unbewirtschaftet	Windwurf	- 9,4
66	N/A	Wald	Bäume	unbewirtschaftet	nein	N/A
67	269	Wald	Bäume	unbewirtschaftet	nein	- 9,7

Das im Rahmen dieser Arbeit betrachtete Transekt liegt in der borealen Zone Zentralsibiriens (vgl. Schulze et al., in Vorb.), verläuft entlang des 96. östlichen Längengrads und erstreckt sich vom 55. bis 67. nördlichen Breitengrad über eine Distanz von insgesamt 1200 Kilometern. Im Fokus dieser Arbeit standen ausschließlich unbewirtschaftete Gebiete des borealen Nadelwalds (Tab. 2-1; Abb. 2-2, S.12, gelb markierte Punkte). Dominiert sind diese Waldgebiete von *Picea obovata*, *Abies sibirica* und *Pinus sibirica* (Kozulina 2012). Aufgrund von Waldbewirtschaftung wurde der Standort 56° N nicht betrachtet (vgl. ebd.). Auch Messungen längs des 57° N wurden ausgeschlossen, da Moore den Standort prägen.

Tab. 2-2: Übersicht über die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Probekreise und Horizonte.

Breitengrad [°]	Probekreis	Beprobte Bodenhorizonte [cm]
55	s	0-10, 10-20, 20-30
58	c	0-10, 10-20, 20-30
59	s	0-10, 10-20, 20-30
60	c	0-10, 10-20, 20-30
61	c	0-10, 10-20, 20-30
62	w	0-10, 10-20, 20-30
63	c	0-10, 10-20, 20-30
64	c	0-10, 10-20, 20-30, 30-50, 50-100
65	c	0-10, 10-20, 20-30, 30-50
66	n	0-10, 10-20, 20-30
67	s	0-10, 10-20, 20-30

Für die vorliegende Arbeit wurde pro Standort jeweils nur ein Probekreis betrachtet, wobei dem zentralen Kreis Vorzug gegeben wurde, zugleich aber eine Beprobungstiefe von mindestens 30 Zentimetern zur Bedingung gemacht wurde. Wenn aufgrund örtlicher Gegebenheiten keine ausreichend tiefe Beprobung stattgefunden hatte (vgl. Glatthorn 2012), wurde ersatzweise auf einen der umliegenden Probekreise zurückgegriffen. Insgesamt wurden 36 Bodenproben für die vorliegende Arbeit analysiert (Tab. 2-2).

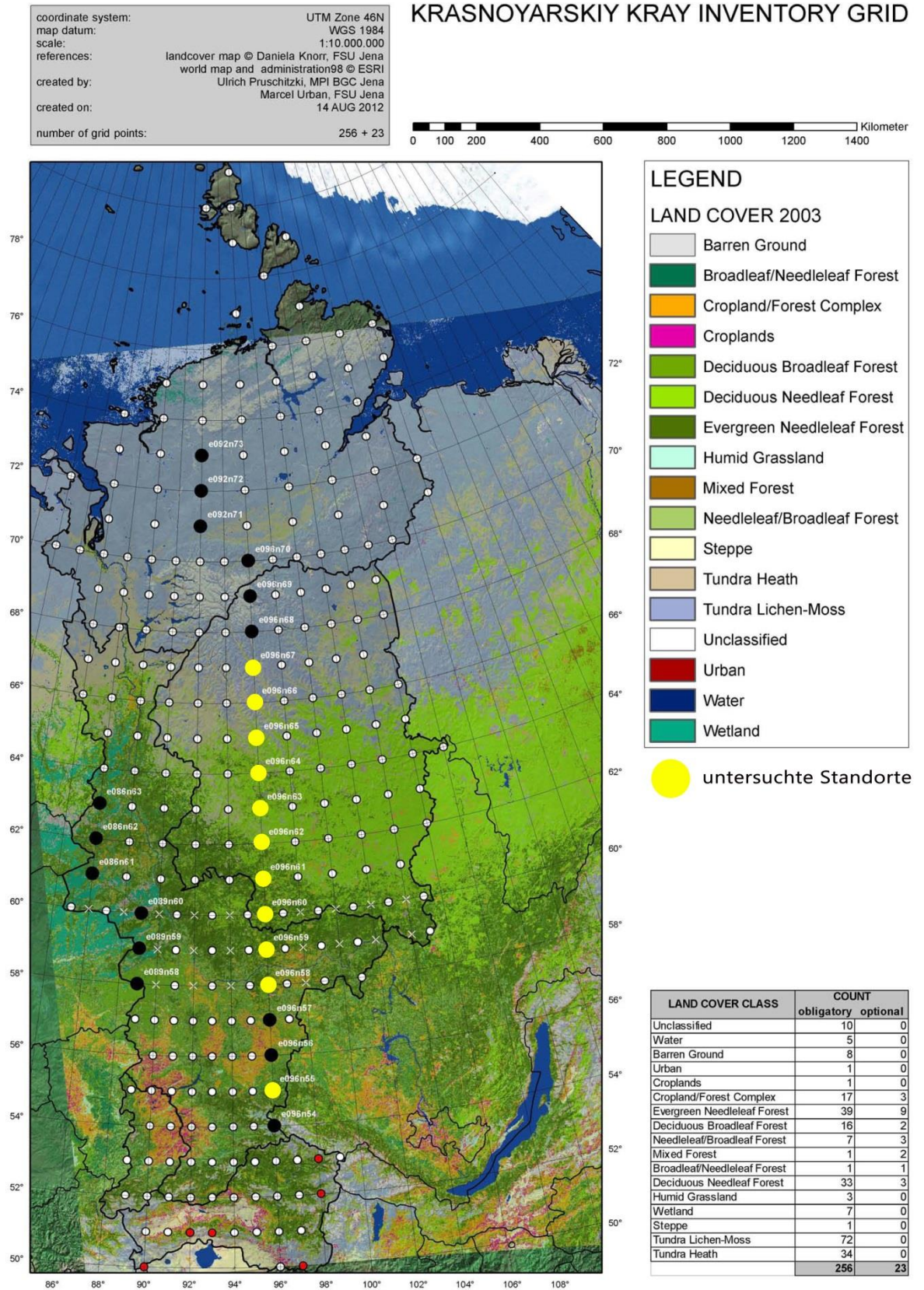


Abb. 2-2: Darstellung des Untersuchungsgebiets. Die fettgedruckten Punkte markieren alle Standorte, die während der Expedition 2012 beprobt worden sind. Darunter wurden die gelb markierten Standorte im Rahmen dieser Arbeit näher betrachtet (ergänzt nach Schulze et al. 2012).

2.2 Probenaufbereitung

2.2.1 Trocknen bei 40°C

Die Proben wurden im Trockenraum (*York Refrigeration 2300*) bei 40 °C für etwa 24 h auf luftgetrockenen Zustand (lutro) nachgetrocknet.

2.2.2 Mörsern, Sieben und Auswiegen

Die Bodenproben wurden gemörsert und auf zwei Millimeter gesiebt. Bei besonders tonreichen und harten Proben war eine manuelle Zerkleinerung mit dem Stößel nicht möglich. Diese Bodenaggregate mussten infolgedessen mit einem Hammer oder einer Hydraulikpresse zerkleinert werden.

Im Sieb blieb der Bodenskelettanteil mit Bestandteilen > 2 mm zurück. In einer Auffangschale wurde der Feinboden mit Partikeln ≤ 2 mm gesammelt. Mit Hilfe einer Pinzette wurde das grobe organische Material, vor allem Pflanzenwurzeln, aus dem Gesamtbodenmaterial herausortiert. Der Feinboden, das Bodenskelett sowie das organische Material wurden jeweils separat ausgewogen (*Sartorius CP3202 S*), beschriftet und verpackt.

2.2.3 Mahlen des Feinbodens

Pro Bodenprobe wurden jeweils sieben bis acht Gramm des Feinbodens repräsentativ entnommen und mit Hilfe einer Kugelmühle (*Retsch MM400*) bei einer Frequenz von 25 Hertz drei Minuten lang gemahlen. Das gemahlene und dadurch homogenisierte Material bildete die Grundlage weiterer Analysen, zum Beispiel der C, N-Analysen (siehe Kap. 2.4.1) sowie der Trockensubstanzbestimmungen (siehe Kap. 2.4.2).

2.2.4 Berechnung der Lagerungsdichte und Vorräte der Bodenkomponenten

Die Lagerungsdichte der jeweiligen Bodenkomponente (BK) wurde berechnet (Gleichung 2-1), indem das Gewicht (m) der Probe durch das Gesamtvolumen der zur Probennahme genutzten Stechzylinder ($V_{\text{Stz,ges}} = 2 \times 100 \text{ cm}^3$) geteilt wurde (vgl. Blume et al. 2011).

$$(2-1) \quad \text{Lagerungsdichte } D_{BK} = \frac{m_{BK,\text{lutro}} [\text{g}]}{V_{\text{Stz,ges}} [\text{cm}^3]}$$

Daran anschließend wurden anhand der Gleichung 2-2 mittels der Grundfläche der Stechzylinder ($A_{\text{Stz}} = 24,63 \text{ cm}^2$), der Gesamthöhe der Stechzylinder ($H_{\text{Stz,ges}} = 2 \times 4,06 \text{ cm}$) und der Höhe des

Bodenhorizonts (H_{Hor}) die jeweils vorliegenden Vorräte (Vrt_{BK}) berechnet (Schulze 2014, schriftl. Mitt.).

$$(2-2) \quad Vrt_{BK} = D_{BK} \times \frac{V_{Stz,ges}}{A_{Stz}} \times \frac{H_{Hor}}{H_{Stz,ges}} \times \frac{10.000 [cm^2]}{[m^2]}$$

2.3 Dichtefraktionierung

2.3.1 Grundlagen

Bei der Dichtefraktionierung werden die Bodenpartikel in Abhängigkeit von ihrer Dichte getrennt. In der vorliegenden Arbeit wurde Natriumpolywolframat $Na_6(H_2W_{12}O_{40}) \cdot H_2O$ (Sometu, Berlin) als Trennflüssigkeit verwendet und das Bodenmaterial in zwei Fraktionen aufgeteilt (Golchin et al. 1994; vgl. Blume et al. 2011): Die sogenannte „Light fraction“ (LF) mit $\rho < 1,6 \text{ g cm}^{-3}$, die hauptsächlich aus un- und teilzersetzten Pflanzenresten besteht, sowie die sogenannte „Heavy fraction“ (HF) mit $\rho > 1,6 \text{ g cm}^{-3}$, bestehend aus organisch-mineralischem Material (Strickland & Sollins 1987; Golchin et al. 1994; Blume et al. 2011).

2.3.2 Bestimmung der geeigneten Ultraschallenergie

Vor der eigentlichen Dichtefraktionierung ist eine Ultraschallbehandlung notwendig, um die mineralischen Aggregate zu zerstören und die leichten organischen Partikel freizusetzen (vgl. Blume et al. 2011). Zur Bestimmung der erforderlichen Ultraschallenergie wurde eine Versuchsreihe mit zwei Bodenproben durchgeführt: Probe 59° N 10-20cm (hoher Tongehalt) sowie Probe 64° N 10-20cm (mittlerer Tongehalt).

Die Proben wurden mit einer Ultraschallenergie von 288 J ml^{-1} (Gesamtbeschallungszeit, $t_{ges} = 9 \text{ min}$) behandelt (Ultraschallgerät *Branson Digital Sonifier 450-D*), anschließend fand eine schrittweise Erhöhung auf insgesamt 416 J ml^{-1} ($t_{ges} = 13 \text{ min}$) und dann auf insgesamt 544 J ml^{-1} ($t_{ges} = 17 \text{ min}$) statt. Zwischen den einzelnen Beschallungen wurden die Testproben mit einer relativen Zentrifugalbeschleunigung (rcf) von 2889 g (*Megafuge 3.0R*) zentrifugiert. Die an der Oberfläche abgesetzte Light Fraction wurde abpipettiert. Während sich nach der ersten Beschallung eine dichte Schicht LF absetzte, war diese im zweiten Schritt nur äußerst schwach ausgeprägt. Bei der weiteren Erhöhung auf insgesamt 544 J ml^{-1} blieb nur ein unscheinbarer schwarzer Schleier an der Oberfläche bestehen.

Fazit der Versuchsreihe war, dass 416 J ml^{-1} beziehungsweise 544 J ml^{-1} gegenüber 288 J ml^{-1} keine merkliche Erhöhung der LF-Ausbeute brachte und somit im weiteren Verlauf der Dichtefraktionierung eine Ultraschallenergie von 288 J ml^{-1} als ausreichend angesehen werden konnte.

2.3.3 Dichtefraktionierung mit Natriumpolywolframat

Die Dichtefraktionierung mit Natriumpolywolframat-Lösung wurde nach Anleitung von Don & Kuhlmann (2008), basierend auf Gaudinski (2000), durchgeführt. Aufgrund der anschließenden ^{14}C -Datierung wurde auf höchste Sauberkeit Wert gelegt (Handschuhe, Haarhaube) und das verwendete Laborglas zwischen den einzelnen Proben bei 500 °C ausgeglüht, um eine Kontamination mit Kohlenstoff fremder Quellen zu verhindern.

Zunächst wurde Natriumpolywolframat-Lösung (SPT-Lösung) mit einer Dichte von $1,6 \text{ g cm}^{-3}$ angesetzt (vgl. Cerli et al. 2012). Dazu wurde jeweils 74,1 g SPT-Pulver auf 85,9 ml entionisiertes Reinstwasser gegeben, um 100 ml ($\cong 160 \text{ g}$) der fertigen SPT-Lösung zu erhalten.

In einem Zentrifugenglas wurden auf 100 ml SPT-Lösung circa 10 g ungemahlener Feinboden eingewogen und 10 min mit Hilfe eines Horizontalschüttlers (*Gerhardt*) gemischt.

Zur Abtrennung der Light Fraction wurde die Suspension im Anschluss mit einer Ultraschallenergie von 288 J ml^{-1} (siehe Kap. 2.3.1) und einer Amplitude von 73 % beschallt. Um eine Erwärmung der Probe abzumildern, wurde das Zentrifugenglas in ein Kältebad gestellt.

Die ultraschallbehandelte Probe wurde 30 min mit 2889 rcf zentrifugiert. Dadurch trennte sich die LF von der HF, setzte sich an der Lösungsoberfläche ab und konnte abpipettiert (*Hirschmann Laborgeräte pipetus(-akku)*) werden. Dabei war es wichtig darauf zu achten, dass die am Boden abgesetzte Substanz nicht aufgewirbelt wurde. Die LF wurde auf einen Glasfilter einer Vakuumfiltrationseinheit gegeben. Anschließend wurde die im Zentrifugenglas zurückgebliebene Suspension mit SPT-Lösung aufgefüllt, der verfestigte Bodensatz mit Hilfe eines Glasstabs manuell aufgerührt und die Suspension anschließend 10 min horizontalgeschüttelt. Das beschriebene Verfahren des Zentrifugierens, Abpipettierens und Aufrührens wurde insgesamt drei Mal durchgeführt, um möglichst die gesamte Light Fraction herauszulösen.

Aus der abgetrennten Light Fraction wurde im Anschluss das Wolframat herausgewaschen, indem die Filterfraktion 5-10 Mal mit Reinstwasser durchgespült wurde. Die gewaschene LF wurde in einen Rundkolben überführt, am Kryostaten (*Lauda RK20 KS* bzw. *Piatkowski P25*) eingefroren (-40 °C) und anschließend mindestens 48 h gefriergetrocknet (*Christ Gamma 1-20* bzw. *Piatkowski P25*). Danach erfolgte die Auswägung (*Mettler Toledo PB3002-S*).

Aus der Heavy Fraction wurde das Wolframat herausgewaschen, indem das Zentrifugenglas mit Reinstwasser aufgefüllt, kräftig aufgerührt, 30 min bei 2889 rcf zentrifugiert und der Überstand abgeschüttelt wurde. Dieser Vorgang wurde vier Mal wiederholt. Anschließend wurde die gewaschene HF analog zur LF in einen Rundkolben überführt, am Kryostaten eingefroren, gefriergetrocknet und schließlich ausgewogen.

2.4 Elementaranalyse

2.4.1 C, N-Analyse

In der Abteilung Chemische Routinemessungen & Analysen (RoMA) des MPI-BGC wurde unter Leitung von Frau Ines Hilke die Elementaranalyse von Kohlenstoff und Stickstoff durchgeführt. Mit Hilfe des Makro-Elementaranalysators vario MAX CN (Elementar Analysesysteme GmbH, Hanau) wurden der Gesamtkohlenstoff (C_{tot}) und Gesamtstickstoff (N_{tot}) in der gemahlene Gesamtprobe sowie der Heavy Fraction gemessen und mit der indirekten Muffelmethode der Gehalt an anorganischem Kohlenstoff (C_{anorg}) ermittelt.

Der Elementaranalysator vario MAX CN arbeitet nach dem Messprinzip „der katalysatorischen Rohrverbrennung [Anm. des Autors: trockene Verbrennung] unter Sauerstoffzufuhr und hohen Temperaturen. Die Verbrennungsgase werden von störenden Fremdgasen (z.B. flüchtigen Halogenen) gereinigt. Die jeweils gewünschten Meßkomponenten werden mit Hilfe von spezifischen Adsorptionssäulen von einander getrennt und nacheinander mit einem Wärmeleitfähigkeitsdetektor (WLD) bestimmt. Als Spül- und Trägergas dient Helium (He).“ (Elementar Analysesysteme GmbH 2001).

2.4.2 Trockensubstanzbestimmung

Die Bestimmung des Trockensubstanzgehalts erfolgte nach VDLUFA (1991). Die Ergebnisse der C, N-Analyse (Kap. 2.4.1) basieren auf der Einwaage (EW) gemahlene Feinbodens im lufttrockenen Zustand ($\cong 40^\circ\text{C}$), da bei höheren Temperaturen leichtflüchtige Kohlenstoffverbindungen verloren gehen können, die dann nicht bei der Analyse erfasst werden würden. Jedoch weisen Bodenproben nach einer Trocknung bei 40°C noch einen Restwassergehalt auf, welcher abhängig von der mineralischen Zusammensetzung des jeweiligen Bodens stark variieren kann. Um diesen Restwassergehalt zu erfassen, ist eine Trocknung der Bodenprobe bei 105°C (\cong absolut trockener Zustand, atro) bis zur Gewichtskonstanz erforderlich. Nach der Trocknung wird der Gewichtsverlust der Probe bestimmt. Die C, N-Gehalte werden dann auf den absolut trockenen Boden umgerechnet.

Zur Durchführung wurden 3-5 g des gemahlene Bodens bis zur Gewichtskonstanz (circa 12 h) bei 105°C im Trockenschrank getrocknet und anschließend, um die Adsorption von Wasserdampf zu vermeiden, zur Abkühlung in einen Exsikkator gestellt. Dann erfolgte die Auswägung der Trockenmasse (TM).

Die Korrektur des gemessenen C-Gehalts (analog für N) erfolgte nach Gleichung 2-3 (vgl. Blume et al. 2011).

$$(2-3) \quad C [\%]_{(105^\circ\text{C})} = \frac{C [\%]_{(40^\circ\text{C})} \times EW [mg]_{(40^\circ\text{C})}}{TM [mg]_{(105^\circ\text{C})}}$$

2.4.3 Berechnungen und Korrekturen

Aus den gemessenen Werten für C_{tot} und C_{anorg} (Kap. 2.4.1) kann der Gehalt an organischem Kohlenstoff (C_{org}) im Feinboden mit Hilfe der Gleichung 2-4 berechnet werden (Neal & Younglove 1993).

$$(2-4) \quad C_{org} [\%] = C_{tot} [\%] - C_{inorg} [\%]$$

Zur Bestimmung der C-Konzentration der Heavy Fraction wurde zunächst die gemessene HF-Menge [g] auf Grundlage der Einwaage EW [g] sowie der Wiederfindung WF [g] der Gleichung 2-5 entsprechend korrigiert (Schulze 2014, schriftl. Mitt.).

$$(2-5) \quad HF_{korr} = HF \times \frac{EW}{WF}$$

Anhand der korrigierten HF-Mengen und der gemessenen Kohlenstoff-Konzentrationen C_{HF} [mg C g⁻¹ Boden] wurden die Kohlenstoff-Vorräte (CVrt) [g m⁻² Horizont⁻¹] ermittelt (Gl. 2-6) (ebd.).

$$(2-6) \quad CVrt_{HF} \left[\frac{g \ C}{m^2 \times Hor} \right] = D_{FB} \times \frac{HF_{korr}}{EW} \times \frac{V_{Stz,ges}}{A_{Stz}} \times \frac{H_{Hor}}{H_{Stz,ges}} \times \frac{10.000 [cm^2]}{[m^2]} \times C_{HF}$$

Da die C-Konzentration der Light Fraction nicht gemessen worden war, wurde basierend auf den C_{org} -Vorräten des Feinbodens sowie den C-Vorräten der Heavy Fraction mittels Gleichung 2-7 auf deren Wert geschlossen (ebd.).

$$(2-7) \quad CVrt_{LF} \left[\frac{g \ C}{m^2 \times Hor} \right] = CVrt_{FB} - CVrt_{HF}$$

Im Falle der Bodenproben bei Breitengrad 55° in den Horizonttiefen 0-30 cm, bei 64° 20-100 cm sowie bei 66° 0-30 cm waren die gemessenen C_{org} -Gehalte des Feinbodens geringer als die jeweiligen C-Gehalte der zugehörigen HF. Basierend auf Gl. 2-7 sowie der Annahme, dass der C_{HF} korrekt gemessen worden ist, wurde zunächst eine Korrektur nach Gl. 2-8 vorgenommen und daraus nach Gl. 2-9 eine korrigierter C-Konzentration in [mg C g⁻¹ Boden] für die Light Fraction hergeleitet (ebd.).

$$(2-8) \quad C_{HF,korr} = \left(C_{HF} \times \frac{LF}{WF} \right) + C_{HF}$$

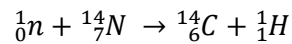
$$(2-9) \quad C_{LF,korr} = C_{HF,korr} - C_{HF}$$

Analog zur HF in Gleichung 2-6 wurden anhand der korrigierten C_{LF} -Gehalte deren Vorräte berechnet.

2.5 Radiokarbon-Datierung

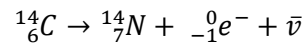
2.5.1 Grundlegendes Prinzip der Radiokarbon-Datierung

Kohlenstoff liegt in der Natur in Form der zwei stabilen Isotope ¹²C und ¹³C sowie des radioaktiven Isotops ¹⁴C vor. ¹⁴C entsteht in der oberen Atmosphäre, indem ein durch Auftreffen kosmischer Strahlung freigesetztes Neutron (n) mit einem Stickstoffatom reagiert (Zerbst 1998):



Das ${}^{14}C$ verbindet sich spontan mit Sauerstoff aus der Luft zu ${}^{14}CO_2$, verteilt sich über die Atmosphäre und gelangt schließlich über die Photosynthese und daraufhin über die Nahrungskette in die Biosphäre (ebd.). Die ${}^{14}C$ -Konzentration in der Atmosphäre ist nicht konstant, sondern unterliegt Schwankungen (vgl. Vasiliev & Dergachev 2002).

Mit einer Halbwertszeit von 5730 Jahren (vgl. Godwin 1962) zerfällt ${}^{14}C$ durch β^- -Zerfall zu stabilem ${}^{14}N$, unter Bildung eines Elektrons (e) sowie Anti-Neutrinos ($\bar{\nu}$) (verändert nach Zerbst 1998):



Aufgrund ihres Stoffwechsels tauschen lebende Organismen ständig Kohlenstoff mit der Atmosphäre aus, sodass sich ein konstantes ${}^{14}C/{}^{12}C$ -Gleichgewicht einstellt. Stirbt ein Lebewesen, wird damit auch dieser Austauschprozess unterbunden. Infolge des radioaktiven Zerfalls nimmt das ${}^{14}C/{}^{12}C$ -Verhältnis in der organischen Substanz nach dem Tode immer weiter ab und ist somit ein Maß für die Zeit, die seit dem Tod des Lebewesens vergangen ist (vgl. Zerbst 1998).

2.5.2 ${}^{14}C$ -Analyse der Bodenproben

Die Datierung sämtlicher HF wurde mittels Beschleuniger-Massenspektrometrie an einem 3-MV Tandetron-Ionenbeschleuniger (HVEE, Niederlande) durch die ${}^{14}C$ -Analytik-Gruppe des MPI-BGC unter Leitung von Herrn Dr. Axel Steinhof durchgeführt (Steinhof et al. 2004).

Die Proben 60° 10-20cm sowie 67°N 10-20cm wurden aufgrund ihres C_{anorg} -Gehalts (vgl. Tab. 3-6) zunächst entkarbonatisiert. Alle Proben wurden in Zinn-Schiffchen eingewogen und in einem Elementaranalysator verbrannt. Das bei der Verbrennung entstandene CO_2 wurde in einem Glasröhrchen aufgefangen, das einen Fe-Katalysator enthielt und mit Flüssigstickstoff gekühlt wurde. Im Anschluss wurde das CO_2 bei 600 °C zu Graphit reduziert (Schrumpf et al. 2013). Der Graphit wurde in einer Ionenquelle negativ geladen und im Beschleuniger mit einer Hochspannung von 2500 kV beschleunigt. Basierend auf der Accelerator Mass Spectrometry (AMS) wurden die einzelnen ${}^{14}C$ -Ionen identifiziert, gezählt und so die Konzentration bestimmt (MPI-BGC 2014). Der ${}^{14}C$ -Gehalt wird in pMC (% modern C) angegeben. Die ${}^{14}C$ -Alter wurden mittels der Software OxCal v4.2.3 (Ramsey 2013) und der Kalibrierungskurve IntCal13 (Reimer et al. 2013) geschätzt, im Format BC/AD-Format zur Verfügung gestellt und in das b2k-Format („bevor 2000 AD“) übertragen.

2.5.3 Wasserstoffperoxid-Aufschluss

2.5.3.1 Grundlagen

Der organische Kohlenstoff der HF bildet keine homogene Fraktion, sondern besteht aus einer Mischung jüngerer und älterer Komponenten (Schrumpf et al. 2013). Infolgedessen wird bei der

Altersbestimmung ein Mittelwert über unterschiedlich alte Schichten gebildet (Schulze 2014, schriftl. Mitt.). Es wird angenommen, dass sich organische Moleküle schalenartig an Tonminerale, Eisen und Mangan anlagern. Der älteste Kohlenstoff wird in den Tonpartikeln oder Fe-Molekülnahen Schalen vermutet. Ein Säureaufschluss mittels Wasserstoffperoxid (H_2O_2) entfernt die äußeren Schichten oxidativ und legt die älteren und ältesten Schichten des HF- C_{org} frei. Da die Dicke der äußeren Schalen unbekannt ist, handelt es sich um ein semi-quantitatives (empirisches) Verfahren (ebd.).

2.5.3.2 Durchführung

Der Aufschluss wurde nach Anleitung von Mayer (2014), basierend auf Helfrich et al. (2007) und Jagadamma et al. (2010), durchgeführt. Da bei den gegebenen Labor-Kapazitäten der zeitliche Aufwand für einen Aufschluss aller Bodenproben über den Rahmen dieser Arbeit hinausgegangen wäre, wurde pro Breitengrad repräsentativ der Horizont in 10-20 cm Tiefe ausgewählt.

Pro Probe wurden 2 g der HF in ein Zentrifugenglas eingewogen und 60 ml zehnpromzentiger H_2O_2 -Lösung hinzugefügt. Für eine initiale Reaktion wurden zunächst 2-3 min abgewartet. Anschließend wurde das Zentrifugenglas zur Beschleunigung der Reaktion in ein 50 °C warmes Wasserbad eingetaucht. Das Glas wurde mit einem Deckel lose abgedeckt, um Verdunstungsverluste zu vermeiden. Ebenso musste ein ausreichender Wasserstand des Wärmebads sichergestellt sein.

Nach 24 h wurde die Suspension 15 min bei 2889 rcf zentrifugiert und der H_2O_2 -Überstand abgekippt. Das Zentrifugenglas wurde mit 60 ml frischer H_2O_2 -Lösung aufgefüllt, der verfestigte Bodensatz aufgerührt und das Glas zurück in das Wärmebad gegeben. Dasselbe Vorgehen wurde ein zweites Mal nach weiteren 24 h und ein drittes Mal nach weiteren 72 h wiederholt. Währenddessen wurde die Suspension zur Homogenisierung mehrmals täglich mit Hilfe eines Glasstabs aufgerührt. Nach insgesamt 120 h wurde die Reaktion beendet. Die Dauer der Oxidation wurde empirisch an anderen Proben ermittelt (Mayer 2014).

Anschließend wurde das H_2O_2 herausgewaschen, indem die Probe zentrifugiert, der Überstand abgekippt, das Glas mit 80 ml Reinstwasser aufgefüllt und der verfestigte Bodensatz wieder aufgerührt wurde. Dieses Vorgehen wird insgesamt drei Mal wiederholt. Die gereinigte HF wurde mit Reinstwasser in einen Rundkolben überführt und 48 h gefriergetrocknet, bevor die Auswägung erfolgte.

Aufgrund der sehr geringen Kohlenstoffgehalte (etwa 0,1-0,2 % C_{org}) der oxidierten Bodenproben wurde das W. M. Keck Carbon Cycle AMS-Labor des Department of Earth System Science der University of California, Irvine (USA) mit der ^{14}C -Datierung beauftragt. Die Proben 60°N sowie 67°N wurden aufgrund ihres C_{anorg} -Gehalts (vgl. Tab. 3-6) vor der ^{14}C -Analyse entkarbonatisiert. Die Ergebnisse aus Irvine wurden von der ^{14}C -Analytik-Gruppe des MPI-BGC mit OxCal v4.2.3 (Ramsey 2013) und IntCal13 (Reimer et al. 2013) in kalibrierte Alter des Formats BC/AD übertragen und anschließend in das b2k-Format umgerechnet.

2.6 Statistik

Alle statistischen Auswertungen wurden mit R v3.1.1 (R Development Core Team 2014) durchgeführt. Als Signifikanzniveau wurde $\alpha = 0,05$ gewählt.

3 Ergebnisse

3.1 Mengen

3.1.1 Grobes organisches Material

Tabelle 3-1 zeigt, dass die Vorräte an grobem organischem Material (v.a. Pflanzenwurzeln) mit der Bodentiefe abnehmen. Die höchsten Mengen wurden bei 61°N mit 1055 g m⁻² im obersten Horizont vorgefunden. Bei 59°N sind auch in 20-30 Zentimeter Tiefe mit 240 g m⁻² noch hohe Mengen an organischem Material vorhanden. Im Gegensatz dazu sind die Vorräte an organischem Material bei 58°N am niedrigsten.

Tab. 3-1: Vorräte an organischem Material [g m⁻² Hor⁻¹].

Horizont	0-10 cm	10-20 cm	20-30 cm	30-50 cm	50-100 cm	Σ (0-30 cm)
Latitude						
55°	280	105	70			455
58°	60	15	15			90
59°	205	60	240			505
60°	240	80	40			360
61°	1.055	135	25			1.215
62°	295	110	30			435
63°	45	40	165			250
64°	815	115	5	10	25	935
65°	255	70	5	20		330
66°	560	25	55			640
67°	140	90	100			330
MW	359	77	68	15	25	504
SD (±)	306	37	71	5	0	307

3.1.2 Bodenskelett

Aus den in Tabelle 3-2 aufgeführten Vorräten des Bodenskeletts wird ersichtlich, dass dessen Menge mit der Bodentiefe deutlich zunimmt. Das Bodenskelett ist besonders mächtig am Standort bei 58°N, wobei der Tiefengradient stark ausgeprägt ist. Im Gegensatz dazu ist das Bodenskelett bei 66°N über alle Horizonte gleichmäßig verteilt. Bei 63°N wurden im gesamten Probenmaterial keine Korngrößen > 2 mm gefunden.

Tab. 3-2: Vorräte an Bodenskelett [g m⁻² Hor⁻¹].

Horizont	0-10 cm	10-20 cm	20-30 cm	30-50 cm	50-100 cm	Σ (0-30 cm)
Latitude						
55°	50	750	860			1.660
58°	7.240	56.571	85.842			149.653
59°	70	165	0			235
60°	50	40	2.865			2.955
61°	6.920	2.810	3.880			13.610
62°	0	4.490	13.110			17.600
63°	0	0	0			0
64°	815	1.530	10.595	57.191	196.604	12.940
65°	0	310	19.170	97.312		19.480
66°	36.671	34.301	29.831			100.802
67°	15.415	6.720	19.985			42.121
MW	6.112	9.790	16.922	77.252	196.604	32.823
SD (±)	10.755	17.578	23.710	20.060	0	46.254

3.1.3 Feinboden

3.1.3.1 Feinboden-Mengen

Betrachtet man die Vorräte des Feinbodens (Tab. 3-3), so liegen in den meisten Fällen im 0-10 cm Horizont geringere Vorräte vor als im 20-30 cm Horizont. In rund der Hälfte der Fälle befinden sich die höchsten Vorräte in dem dazwischen liegenden Horizont. Die Gesamtmengen unterscheiden sich zum Teil erheblich zwischen den einzelnen Standorten: Bei 59°N und 62°N werden Vorräte > 200 kg m⁻² in jeweils allen drei Horizonten erreicht, während an den meisten anderen Standorte nur die halbe Menge oder weniger vorhanden ist.

Tab. 3-3: Vorräte an Feinboden [g m⁻² Hor⁻¹].

Horizont	0-10 cm	10-20 cm	20-30 cm	30-50 cm	50-100 cm	Σ (0-30 cm)
Latitude						
55°	73.392	100.677	99.917			273.986
58°	109.997	84.907	67.236			262.141
59°	230.885	291.066	262.986			784.937
60°	62.031	93.322	111.027			266.381
61°	73.367	103.562	112.082			289.011
62°	205.460	221.065	248.095			674.620
63°	86.652	99.702	80.682			267.036
64°	59.526	85.942	63.196	148.213	434.885	208.665
65°	76.567	86.622	112.462	220.355		275.651
66°	68.377	98.342	89.787			256.506
67°	99.127	104.302	108.437			311.867
MW	104.125	124.501	123.265	184.284	434.885	351.891
SD (±)	55.914	64.133	64.627	36.071	0	181.233

Die Lagerungsdichte des gesamten Mineralbodens bewegt sich je nach Standort und Horizont zwischen 0,61 und 2,91 g cm⁻³ (Tab. A-1 im Anhang).

3.1.3.2 Kohlenstoff-Mengen des Feinbodens

Tab. 3-4: C_{org} -Konzentrationen des Feinbodens [$mg\ g^{-1}$].

Horizont	0-10 cm	10-20 cm	20-30 cm	30-50 cm	50-100 cm
Latitude					
55°	38,62	15,81	11,57		
58°	21,05	7,63	6,11		
59°	23,90	10,69	23,81		
60°	76,48	52,43	16,84		
61°	59,68	35,22	15,06		
62°	23,66	10,40	7,08		
63°	36,86	12,00	12,15		
64°	50,85	22,05	16,46	10,06	6,73
65°	66,93	19,81	9,59	5,97	
66°	46,34	29,36	31,74		
67°	38,22	35,15	23,21		
MW	43,87	22,78	15,78	8,02	6,73
SD (±)	17,42	13,26	7,48	2,05	0,00

Die höchsten C_{org} -Konzentrationen sind im obersten Horizont (21,05 – 76,48 $mg\ g^{-1}$; MW: 43,87 $mg\ g^{-1}$), und nahezu doppelt so hoch wie zehn Zentimeter tiefer (7,63 – 52,43 $mg\ g^{-1}$; MW: 22,78 $mg\ g^{-1}$) (Tab. 3-4). Die Werte nehmen mit der Bodentiefe ab. Ausnahmen bilden die Standorte bei 59°N, 66°N und 67°N, die auch im untersten Horizont noch vergleichsweise hohe Konzentrationen von > 20 $mg\ C_{org}\ g^{-1}$ aufweisen. Durchgehend niedrige Konzentrationen liegen bei 58°N und 62°N vor.

Tab. 3-5: C_{org} -Vorräte des Feinbodens [$g\ m^{-2}\ Hor^{-1}$].

Horizont	0-10 cm	10-20 cm	20-30 cm	30-50 cm	50-100 cm	Σ (0-30 cm)
Latitude						
55°	2.834	1.592	1.156			5.582
58°	2.315	648	411			3.374
59°	5.518	3.111	6.262			14.891
60°	4.744	4.893	1.870			11.507
61°	4.379	3.647	1.688			9.714
62°	4.861	2.299	1.757			8.917
63°	3.194	1.196	980			5.371
64°	3.027	1.895	1.040	1.491	2.927	5.962
65°	5.125	1.716	1.079	1.316		7.919
66°	3.169	2.887	2.850			8.906
67°	3.789	3.666	2.517			9.972
MW	3.905	2.505	1.964	1.403	2.927	8.374
SD (±)	1.020	1.202	1.518	88	0	3.090

Die C_{org} -Vorräte nehmen ebenfalls mit der Tiefe ab (Tab. 3-5). Die niedrigsten Vorräte wurden bei 58°N beobachtet. Durchgehend hohe C_{org} -Vorräte finden sich bei 59°N, mit einem Maximum von 6,26 $kg\ m^{-2}$ im untersten Horizont. Dieser Wert ist durchschnittlich über drei Mal höher als die Vorräte in den anderen 20-30 cm tiefen Bodenhorizonten. Summiert über die obersten 30 cm bewegen sich die Vorräte von 3,34 - 14,89 $kg\ m^{-2}$. Der Mittelwert beträgt $8,37 \pm 3,09\ kg\ m^{-2}$. Der Breitengrad und die über die obersten 30 cm summierten C_{org} -Vorräten korrelieren nur in sehr geringem Maße ($r = 0,11$; Abb. A-1 im Anhang).

Tab. 3-6: C_{anorg} -Konzentrationen des Feinbodens [mg g^{-1}].

Horizont	0-10 cm	10-20 cm	20-30 cm	30-50 cm	50-100 cm
Latitude					
55°	0	0	0		
58°	0,89	0	0		
59°	0	0	0		
60°	0,69	0,84	0,58		
61°	0,36	0	0		
62°	0	0	0		
63°	0,32	0	0		
64°	0,36	0	0	0	0
65°	0,59	0	0	0	
66°	0	0	0		
67°	0,38	0,38	0		
MW	0,33	0,11	0,05	0,00	0,00
SD (\pm)	0,29	0,25	0,17	0,00	0,00

Der anorganische Kohlenstoff liegt fast ausschließlich im obersten Horizont vor (Tab. 3-6). Nur am Standort 60°N wurde in allen drei beprobten Horizonten C_{anorg} festgestellt, bei 67°N immerhin noch bis in 20 cm Tiefe. An den Standorten bei 55°N, 59°N, 62°N und 66°N wurden keine C_{anorg} -Konzentrationen im Boden gemessen.

Tab. 3-7: C_{anorg} -Vorräte des Feinbodens [$\text{g m}^{-2} \text{Hor}^{-1}$].

Horizont	0-10 cm	10-20 cm	20-30 cm	30-50 cm	50-100 cm	Σ (0-30 cm)
Latitude						
55°	0	0	0			0
58°	98	0	0			98
59°	0	0	0			0
60°	43	78	64			186
61°	26	0	0			26
62°	0	0	0			0
63°	28	0	0			28
64°	21	0	0	0	0	21
65°	45	0	0	0		45
66°	0	0	0			0
67°	38	40	0			77
MW	27	11	6	0	0	44
SD (\pm)	28	24	19	0	0	55

Die höchsten Vorräte an anorganischem Kohlenstoff liegen mit 98 g m^{-2} im obersten Horizont bei 58°N vor (Tab. 3-7).

3.1.3.3 Stickstoff-Mengen des Feinbodens

Tab. 3-8: N_{tot} -Konzentrationen des Feinbodens [mg g^{-1}].

Horizont	0-10 cm	10-20 cm	20-30 cm	30-50 cm	50-100 cm
Latitude					
55°	3,38	1,28	1,01		
58°	0,98	0,59	0,53		
59°	1,60	0,57	1,53		
60°	3,09	1,79	1,10		
61°	3,05	1,38	0,77		
62°	1,14	0,61	0,47		
63°	2,05	0,75	0,82		
64°	3,06	1,33	1,01	0,64	0,42
65°	4,07	1,46	0,75	0,46	
66°	2,30	1,91	2,15		
67°	1,93	1,58	1,14		
MW	2,42	1,20	1,03	0,55	0,42
SD (±)	0,94	0,47	0,45	0,09	0,00

Vergleichbar mit der Verteilung des Kohlenstoffs, nehmen auch die Stickstoff-Konzentrationen mit der Tiefe ab (Tab. 3-8). Die höchste Konzentration mit $4,07 \text{ mg g}^{-1}$ ist in den obersten zehn Zentimetern bei 65°N vorzufinden, relativ niedrige Werte liegen bei 58°N und 62°N vor. Das $C_{\text{org}}/N_{\text{tot}}$ -Verhältnis bewegt sich zwischen 11,42 und 29,28 (Tab. A-2 im Anhang). Niedrige C/N-Verhältnisse werden bei 55°N und 65°N erreicht, hohe bei 60°N und 61°N .

Tab. 3-9: N_{tot} -Vorräte des Feinbodens [$\text{g m}^{-2} \text{Hor}^{-1}$].

Horizont	0-10 cm	10-20 cm	20-30 cm	30-50 cm	50-100 cm	Σ (0-30 cm)
Latitude						
55°	248	129	101			478
58°	108	50	36			194
59°	370	166	401			938
60°	192	167	122			480
61°	224	143	87			454
62°	235	134	117			487
63°	178	75	66			318
64°	182	114	64	94	185	360
65°	312	127	84	102		523
66°	157	188	193			538
67°	191	165	124			481
MW	218	132	127	98	185	477
SD (±)	70	39	95	4	0	175

Bei den N_{tot} -Vorräten (Tab. 3-9) zeichnet sich ein ähnliches Bild bezüglich der Entwicklung mit der Bodentiefe ab. Die höchsten Vorräte liegen bei 59°N vor, wobei das Maximum von 401 g m^{-2} entgegen des Trends im untersten Horizont beobachtet wurde. Bei 58°N liegt im gleichen Horizont nicht einmal ein Zehntel dieser Menge vor, generell sind an diesem Standort die Vorräte am niedrigsten.

3.1.4 Light Fraction

3.1.4.1 LF-Mengen

Tab. 3-10: LF-Vorräte des Feinbodens [$\text{g m}^{-2} \text{Hor}^{-1}$].

Horizont	0-10 cm	10-20 cm	20-30 cm	30-50 cm	50-100 cm	Σ (0-30 cm)
Latitude						
55°	945	693	146			1.784
58°	1.798	441	227			2.467
59°	3.145	4.288	3.163			10.595
60°	5.930	6.030	1.194			13.154
61°	2.959	3.978	1.113			8.051
62°	4.483	1.582	1.031			7.096
63°	2.090	1.042	551			3.684
64°	1.563	2.132	254	1.074	3.306	3.950
65°	4.261	353	N/A	N/A		4.614
66°	2.200	548	662			3.410
67°	2.816	2.692	1.798			7.306
MW	2.926	2.162	1.014	1.074	3.306	6.010
SD (\pm)	1.400	1.800	869	0	0	3.409

Die Vorräte an Light Fraction (Tab. 3-10) nehmen im Allgemeinen mit der Tiefe ab. Besonders hohe Vorräte liegen bei 60°N vor, besonders niedrige am südlichsten Standort. Auffällig ist die teilweise sprunghafte Abnahme von einem Horizont zum darunterliegenden. So liegt im 10-20 cm tiefen Horizont bei 65°N oder in 20-30 cm Tiefe bei 64°N jeweils nur noch rund ein Zehntel der Menge des darüber liegenden Horizonts vor. Die LF-Mengen in den Tiefen zwischen 20 und 50 Zentimetern bei 65°N waren derart gering, dass sie nicht ausgewogen werden konnten.

3.1.4.2 Kohlenstoff-Mengen der LF

Tab. 3-11: C-Konzentrationen der LF [mg g^{-1}].

Horizont	0-10 cm	10-20 cm	20-30 cm	30-50 cm	50-100 cm
Latitude					
55°	0,60	0,16	0,02		
58°	10,73	0,29	0,26		
59°	4,06	1,31	3,31		
60°	32,08	23,22	3,13		
61°	16,36	11,91	3,37		
62°	8,32	2,89	2,25		
63°	9,04	2,57	1,23		
64°	6,66	0,57	0,07	0,08	0,06
65°	13,76	0,46	N/A	N/A	
66°	1,71	0,18	0,28		
67°	8,58	8,63	1,39		
MW	10,17	4,74	1,53	0,08	0,06
SD (\pm)	8,27	6,91	1,32	0,00	0,00

Die C-Konzentrationen der LF zeigen erhebliche Variationen zwischen den Standorten (Tab. 3-11): In 0-10 cm Tiefe bewegen sich die Werte von 0,60 - 32,08 mg C g^{-1} , in 10-20 cm Tiefe von 0,16 - 23,22 mg C g^{-1} und in 20-30 cm Tiefe von 0,02 - 3,37 mg C g^{-1} . Die niedrigsten Konzentrationen

liegen am südlichsten Standort vor, die höchsten bei 60°N. Erwartungsgemäß nimmt die C-Konzentration mit der Bodentiefe deutlich ab.

Tab. 3-12: C-Vorräte der LF [g m⁻² Hor⁻¹].

Horizont	0-10 cm	10-20 cm	20-30 cm	30-50 cm	50-100 cm	Σ (0-30 cm)
Latitude						
55°	44	16	2			63
58°	1.180	25	18			1.222
59°	937	382	871			2.190
60°	1.990	2.167	347			4.504
61°	1.200	1.233	377			2.810
62°	1.709	638	558			2.906
63°	784	256	99			1.139
64°	397	49	4	12	26	450
65°	1.053	40	N/A	N/A		1.093
66°	117	18	25			160
67°	850	900	150			1.901
MW	933	520	245	12	26	1.676
SD (±)	575	652	277	0	0	1.292

Auffällig ist bei 58°N sowie 65°N, dass der Kohlenstoffvorrat vom obersten zum darunter liegenden Horizont sprunghaft um das rund 50- bzw. 25-fache abnimmt (Tab. 3-12). Generell nehmen auch die LF-C-Vorräte mit der Bodentiefe ab. Summiert über die obersten 30 cm variieren die Vorräte zwischen 0,06 und 4,50 kg m⁻². Der Mittelwert beträgt 1,68 ± 1,29 kg m⁻².

3.1.5 Heavy Fraction

3.1.5.1 HF-Mengen

Tab. 3-13: HF-Vorräte des Feinbodens [g m⁻² Hor⁻¹].

Horizont	0-10 cm	10-20 cm	20-30 cm	30-50 cm	50-100 cm	Σ (0-30 cm)
Latitude						
55°	72.447	99.984	99.771			272.202
58°	108.199	84.466	67.009			259.674
59°	227.741	286.778	259.823			774.342
60°	56.102	87.292	109.833			253.227
61°	70.407	99.584	110.969			280.961
62°	200.976	219.483	247.064			667.524
63°	84.561	98.660	80.130			263.352
64°	57.963	83.810	62.942	147.140	431.579	204.714
65°	72.306	86.268	112.451	220.331		271.025
66°	66.176	97.794	89.125			253.096
67°	96.311	101.610	106.640			304.561
MW	101.199	122.339	122.342	183.735	431.579	345.880
SD (±)	55.643	63.630	64.011	36.596	0	179.735

Die HF folgt im Wesentlichen der Verteilung der Feinböden (Tab. 3-3) mit geringeren Vorräten im obersten Horizont als im untersten. Ein Maximum wurde aber häufig im mittleren Horizont beobachtet (Tab. 3-13). Die Vorratshöhe unterscheidet sich ebenfalls erheblich zwischen den

einzelnen Standorten. Die höchsten Vorräte mit jeweils $> 200 \text{ kg m}^{-2} \text{ Hor}^{-1}$ liegen bei 59°N sowie 62°N vor, die niedrigsten mit durchweg $< 84 \text{ kg m}^{-2} \text{ Hor}^{-1}$ bei 64°N .

3.1.5.2 Kohlenstoff-Mengen der HF

Tab. 3-14: C-Konzentrationen der HF [mg g^{-1}].

Horizont	0-10 cm	10-20 cm	20-30 cm	30-50 cm	50-100 cm
Latitude					
55°	46,97	23,82	16,80		
58°	10,49	7,38	5,87		
59°	20,11	9,52	20,74		
60°	48,65	31,10	13,86		
61°	45,07	24,21	11,81		
62°	15,68	7,57	4,85		
63°	28,49	9,53	10,99		
64°	45,35	22,02	17,17	11,20	7,86
65°	56,13	19,43	11,62	6,10	
66°	54,76	33,31	38,22		
67°	30,48	27,20	22,19		
MW	36,56	19,55	15,83	8,65	7,86
SD (\pm)	15,39	9,15	8,79	2,55	0,00

Die Konzentration an Kohlenstoff in der HF nimmt, wie Tabelle 3-14 zeigt, mit der Tiefe ab. Vergleichsweise niedrige Konzentrationen liegen an den Standorten 58°N und 62°N vor, hohe bei 60°N und 66°N .

Tab. 3-15: C-Vorräte der HF [$\text{g m}^{-2} \text{ Hor}^{-1}$].

Horizont	0-10 cm	10-20 cm	20-30 cm	30-50 cm	50-100 cm	Σ (0-30 cm)
Latitude						
55°	3.447	2.398	1.679			7.524
58°	1.154	626	395			2.175
59°	4.644	2.770	5.455			12.868
60°	3.018	2.902	1.539			7.459
61°	3.307	2.507	1.324			7.137
62°	3.221	1.672	1.203			6.097
63°	2.468	950	887			4.305
64°	2.699	1.892	1.085	1.660	3.420	5.676
65°	4.298	1.683	1.307	1.345		7.287
66°	3.744	3.275	3.432			10.451
67°	3.022	2.837	2.406			8.265
MW	3.184	2.138	1.883	1.502	3.420	7.204
SD (\pm)	889	806	1.367	158	0	2.717

Eine Betrachtung der HF-Kohlenstoffvorräte (Tab. 3-15) bestätigt die aus den Konzentrationen (Tab. 3-14) ersichtliche Tendenz zur Abnahme des Kohlenstoffs mit der Tiefe. Die höchsten Vorräte befinden sich bei 59°N , die niedrigsten bei 58°N . Die Summe der C-Vorräte über die obersten 30 cm bewegt sich von $2,17 - 12,87 \text{ kg m}^{-2}$, bei einem Mittelwert von $7,20 \text{ kg m}^{-2}$.

3.2 Kohlenstoff-Alter

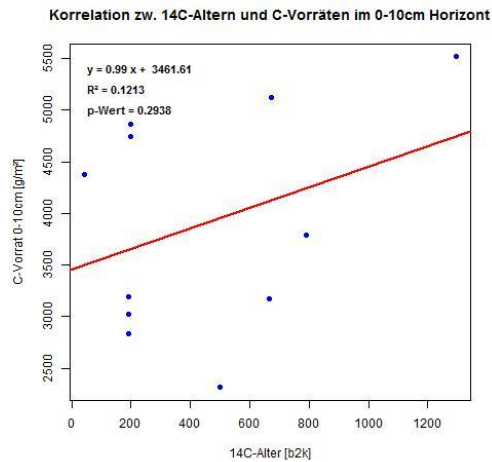
3.2.1 Unbehandelte Heavy Fraction

Tab. 3-16: ^{14}C -Alter [b2k] der unbehandelten HF (99,7 %-Konfidenzintervall).

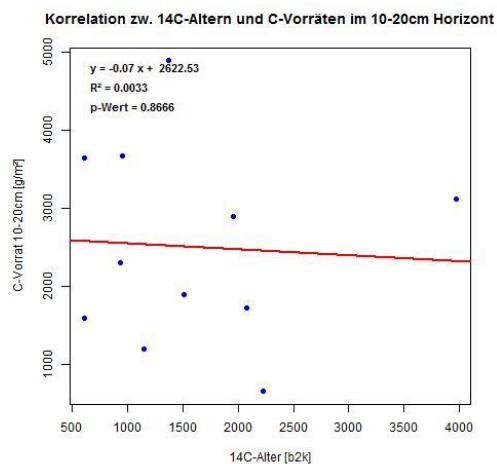
Hor	0-10 cm		10-20 cm		20-30 cm		30-50 cm		50-100 cm	
	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max
55°	60	323	516	710	718	961				
58°	484	514	2.092	2.359	3.009	3.220				
59°	1.230	1.360	3.826	4.113	1.618	1.858				
60°	45	349	1.331	1.416	2.232	2.406				
61°	41	45	552	667	831	978				
62°	45	353	848	1.018	1.765	1.931				
63°	46	335	1.033	1.271	1.350	1.464				
64°	82	302	1.433	1.585	3.510	3.736	5.097	5.370	6.374	6.518
65°	612	737	1.978	2.172	3.614	3.881	4.471	4.836		
66°	605	724	1.871	2.037	2.381	2.541				
67°	736	842	881	1.028	2.101	2.361				
MW	362	535	1.487	1.671	2.103	2.303	4.784	5.103	6.374	6.518
SD (±)	382	344	907	945	936	956	313	267	0	0

In Tabelle 3-16 sind die Ergebnisse der ^{14}C -Datierung aufgeführt. Die Alter sind im b2k-Format angegeben („bevor 2000 AD“). Analysiert wurde die HF. Pro Bodenhorizont ist jeweils ein Minimal- sowie Maximalalter angegeben. In dieser Spanne liegt mit 99,7-prozentiger Wahrscheinlichkeit das Alter des Bodens.

Der jeweils oberste Bodenhorizont bei 55°N sowie von 60°N bis 64°N weist ein relativ junges Alter von etwa 40 - 350 Jahren auf. Weiter nördlich von 65°N bis 67°N ist der gleiche Horizont schon über 600 Jahre alt. Einen Ausreißer bildet der Standort bei 59°N, dort hat der oberste Bodenhorizont ein Alter zwischen 1230 und 1360 Jahren. Dieser Standort fällt auch hinsichtlich der Bodentiefenentwicklung aus der Reihe: In 10-20 cm Tiefe beträgt das Alter 3.826 – 4.113 Jahre, in 20-30 cm 1.618 – 1.858 Jahre. An allen anderen Standorten steigt das Alter stets mit der Bodentiefe.



Ein positiver Trend ($r = 0,35$; $p = 0,29$) besteht zwischen den ^{14}C -Altern und den C-Vorräten im obersten Horizont (Abb. 3-1). Für den Bodenhorizont 10-20 cm wurde eine sehr geringe negative Korrelation ($r = -0,06$; $p = 0,87$) und für 20-30 cm ein negativer Trend ($r = -0,22$; $p = 0,51$) festgestellt.



Die linearen Zusammenhänge zwischen Breitengraden und den ^{14}C -Altern bis in eine Tiefe von 20 cm sind nur sehr gering ausgeprägt (Abb. 3-2, folgende Seite). Im 20-30 cm Bodenhorizont korrelieren sie in geringem Maße positiv ($r = 0,44$ bzw. $0,45$; $p = 0,16$ bzw. $0,17$).

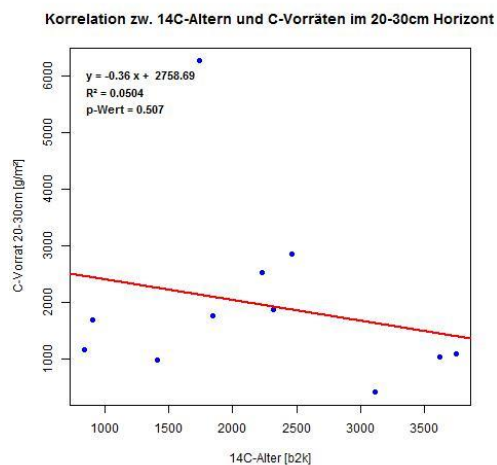


Abb. 3-1: Korrelationen zwischen ^{14}C -Altern und C-Vorräten im 0-10cm (oben), 10-20cm (mittig) und 20-30cm (unten) Horizont.

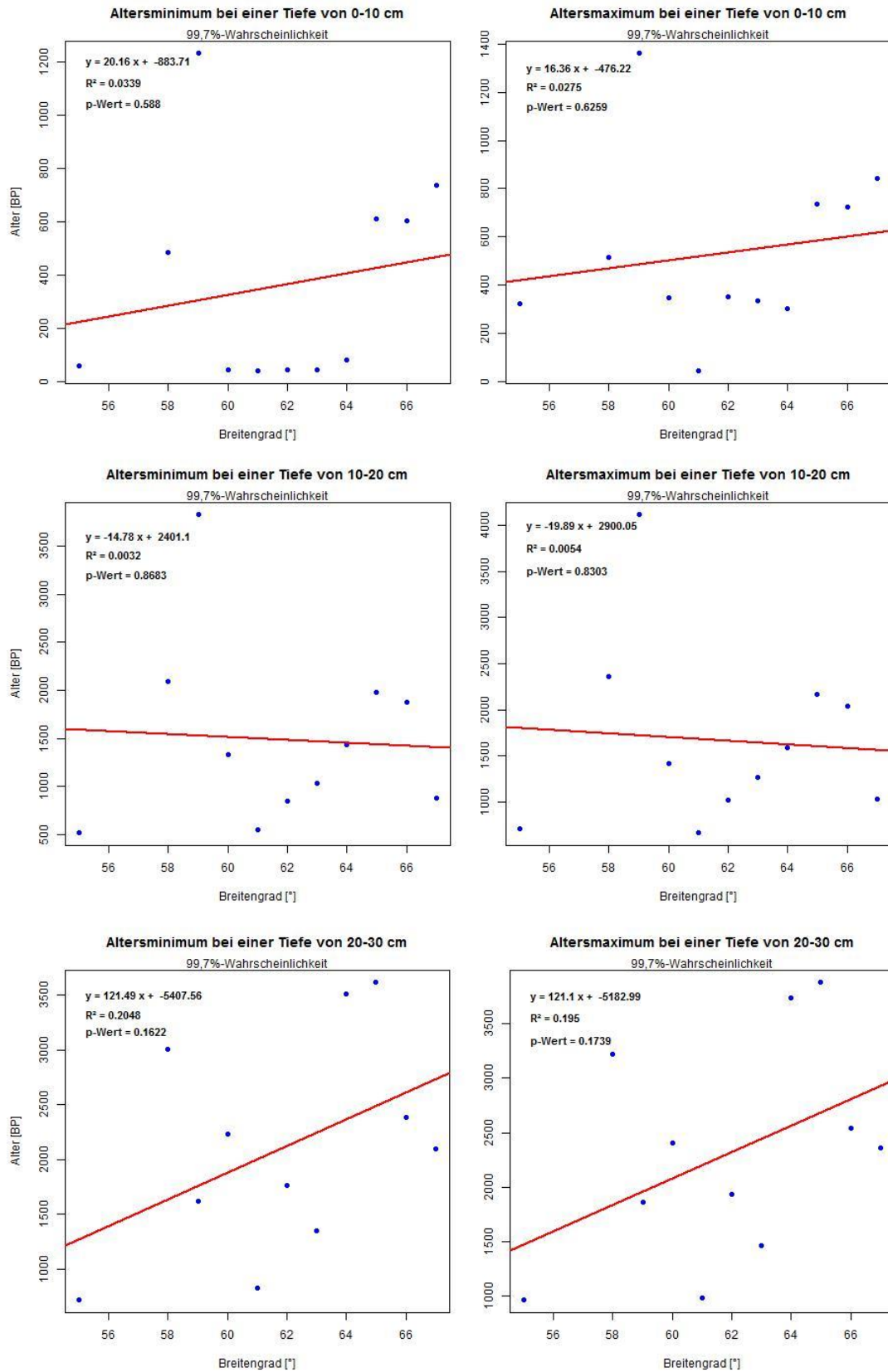


Abb. 3-2: Korrelationen zwischen Breitengraden und ¹⁴C-Altern im 0-10cm (oben), 10-20cm (mittig) und 20-30cm (unten) Bodenhorizont. Links ist jeweils das Minimum, rechts das Maximum der Altersspanne angegeben.

3.2.2 Oxidierte Heavy Fraction

Tab. 3-17: ^{14}C -Alter [b2k] der oxidierten HF (99,7 %-Konfidenzintervall).

Lat	Hor	10-20 cm	
	Min	Max	
55°	3.054	3.259	
58°	12.618	12.780	
59°	10.229	10.291	
60°	5.520	5.641	
61°	3.309	3.453	
62°	5.361	5.515	
63°	6.348	6.457	
64°	5.810	6.036	
65°	4.917	5.092	
66°	3.512	3.632	
67°	1.601	1.748	
MW	5.662	5.809	
SD (±)	3.073	3.061	

In Tabelle 3-17 sind die Alter [b2k] der oxidierten HF aufgeführt. Untersucht wurde nur der Bodenhorizont in 10 bis 20 Zentimeter Tiefe (vgl. Kap. 2.5.3.2). Wie auch in Tabelle 3-16 ist eine Altersspanne angegeben, in der das Kohlenstoff-Alter mit 99,7-prozentiger Wahrscheinlichkeit liegt.

Das Maximum von 12.618 bis 12.780 Jahren weist der Boden-Kohlenstoff bei 58°N auf, ähnlich hohe Alter zwischen 10.229 und 10.291 Jahren konnten hundert Kilometer weiter nördlich bei 59°N gemessen werden. Der vergleichsweise jüngste Boden-Kohlenstoff mit einem maximalen Alter zwischen 1601 und 1748 Jahren befindet sich am nördlichsten Beprobungspunkt. An allen anderen Standorten bewegt sich das Alter zwischen etwa 3000 und 6500 Jahren. Insgesamt ist ein schwach ausgeprägter Trend erkennbar, dass die Alter gegen Norden abnehmen.

Eine geringe negative Korrelation ($r = -0,43$) wurde zwischen Breitengrad und den maximalen ^{14}C -Altern (Abb. 3-3) sowie zwischen den maximalen Altern und den C-Vorräten des 10-20 cm Horizonts ($r = -0,41$) festgestellt (Abb. 3-4).

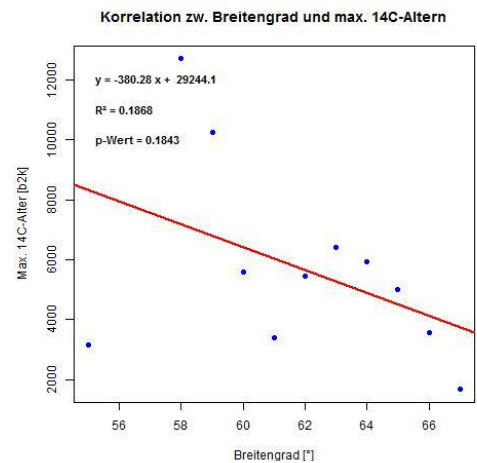


Abb. 3-3: Korrelation zw. Breitengraden und max. ^{14}C -Altern.

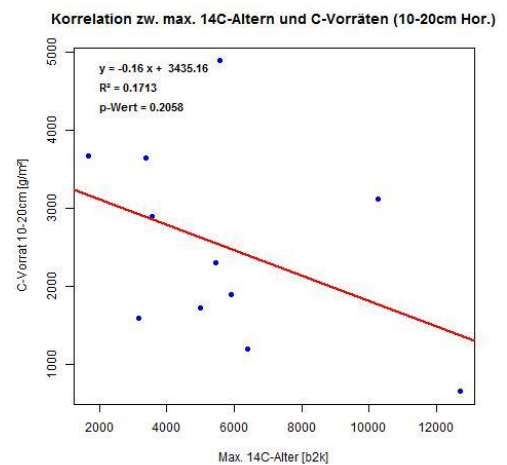


Abb. 3-4: Korrelation zw. max. ^{14}C -Altern und C-Vorräten im 10-20cm Horizont.

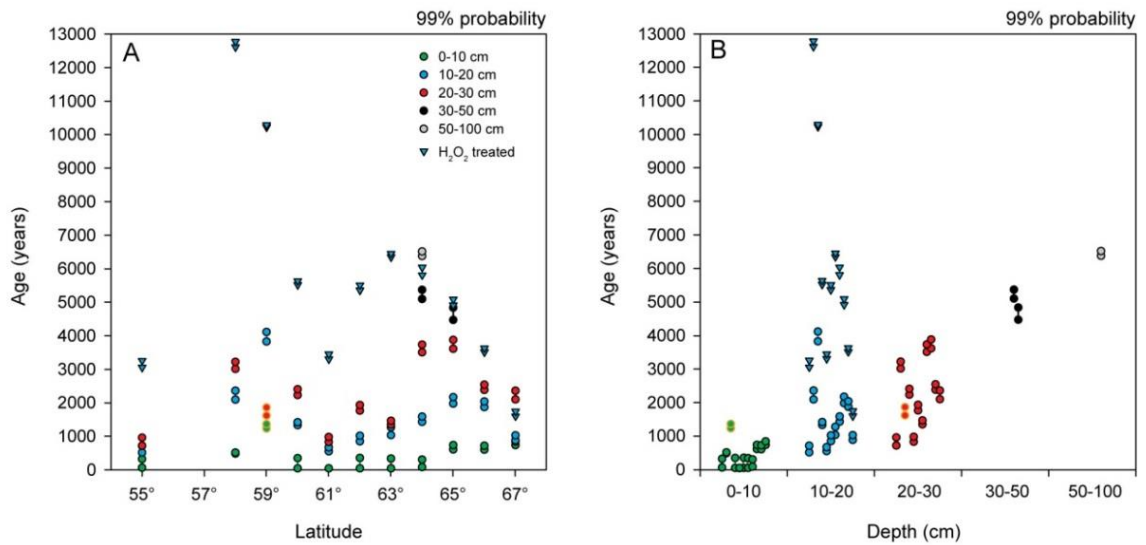


Abb. 3-5a/b: Überblick aller ^{14}C -Ergebnisse, bezogen auf (a) den Breitengrad (links) sowie (b) die Bodentiefe (rechts) (Darstellung: Schulze 2014).

In den Abbildungen 3-5a/b sind alle ^{14}C -Alter einschließlich der maximalen Alter dargestellt. Aus der linken Abbildung wird die Tendenz ersichtlich, wonach die ^{14}C -Alter der nicht oxidierten Proben mit dem Breitengrad zunehmen, während die maximalen Alter mit dem Breitengrad abnehmen. Auffällig sind jeweils die Maxima bei 58°N und 59°N . Abb. 3-5b zeigt den starken Trend der zunehmenden Alter mit zunehmender Bodentiefe. Ein signifikanter positiver linearer Zusammenhang mittlerer Stärke ($r = 0,68$; $p = 0,02$) besteht zwischen den ^{14}C -Alter und den maximalen ^{14}C -Alter in 10-20 cm Tiefe (Abb. 3-6).

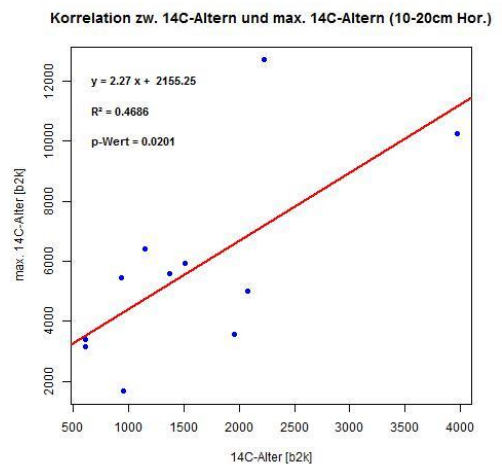


Abb. 3-6: Korrelation zw. ^{14}C -Alter und max. ^{14}C -Alter im 10-20cm Horizont.

4 Diskussion

4.1 Material und Methoden

Die Entnahme von Bodenproben erfolgte nach definierten Tiefenstufen (vgl. Tab. 2-2) und nicht in Anlehnung an merkmalsbezogene Bodenhorizonte (z.B. O, A, B, C). Das könnte die teilweise sprunghaften Veränderungen untersuchter Parameter zwischen angrenzenden Bodenhorizonten desselben Standorts erklären (vgl. z.B. Tab. 3-10). Aus Bodentiefen $> 0,30$ cm liegen nur für die Standorte 64°N und 65°N Proben vor, da der Unterboden bei Probennahme häufig noch gefroren war (Schulze 2014, mdl. Mitt.). Die Datenlage ermöglicht somit keine Aussagen über Trendverläufe in diesen Schichten. Die ermittelte Ultraschallenergiedichte von 288 J ml^{-1} (vgl. Kap. 2.3.2) weicht von den Standardangaben in der Literatur ab, die im Mittel bei 450 J ml^{-1} liegen (vgl. Schmidt et al. 1999; Wäldchen et al. 2012; Schrupf et al. 2013). Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass die Dispergierung unvollständig erfolgte und infolgedessen die LF-Menge unterschätzt wird. Im Falle der Proben 55°N 0-10cm, 64°N 20-100cm sowie 66°N 0-30cm überstiegen die C-Vorräte der HF die C_{org} -Vorräte des Feinbodens. Darum ist von Messfehlern auszugehen und die betroffenen Werte mussten korrigiert werden (Kap. 2.4.3). Diese Korrektur ist unbefriedigend, d.h. eine Wiederholung der Messung wäre abschließend erforderlich. Die Proben 58°N 0-10cm, 60°N 0-10cm & 20-30cm, 61°N 0-10cm, 63°N 0-10cm, 64°N 0-10cm, 65°N 0-10cm sowie 67°N 0-10cm (vgl. Tab. 3-6) waren trotz gemessener C_{anorg} -Gehalte vor der ^{14}C -Datierung nicht entkarbonatisiert worden. Die ^{14}C -Ergebnisse dieser Proben könnten durch Karbonat beeinflusst sein. Die gemessenen Alter dieser Proben fügen sich dennoch in das Gesamtbild, sodass eine eventuelle Verzerrung nicht sehr groß sein dürfte. Diese Einschätzung wird auch durch die Klassifizierung nach AG Boden (2005) gestützt, wonach die Böden durchweg als „sehr carbonatarm“ einzustufen sind. Die außergewöhnlich hohen ^{14}C -Alter bei 59°N (Tab. 3-16) sind nicht auf Karbonat zurückzuführen.

4.2 Ergebnisse

4.2.1 C-Vorräte

Die C_{org} -Vorräte in den obersten 30 cm des Mineralbodens reichen von $3,34 - 14,89 \text{ kg m}^{-2}$ (MW: $8,37 \pm 3,09 \text{ kg m}^{-2}$). Bird et al. (2002) untersuchten einen Transekt entlang des Yenisey-Flusses ($86 - 93^{\circ}\text{E}$, $56 - 67^{\circ}\text{N}$) auf Sandböden mit Kiefern-Bestockung. In den Bodenhorizonten 0 – 30 cm lagen dort $1,71 - 7,05 \text{ kg C m}^{-2}$ vor und somit deutlich geringere Vorräte. Ein Vergleich mit dem Hainich ($51^{\circ}12'\text{N}$ $10^{\circ}18'\text{E}$) zeigt, dass dort im Mittel (ca. $7,18 \pm 1,70 \text{ kg m}^{-2}$ im 0-30 cm Horizont) etwas niedrigere C-Vorräte wie auf dem untersuchten Transekt vorliegen (Wäldchen et al. 2012). Bird et al. (2012) stellten darüber hinaus fest, dass die C_{org} -Vorräte in der südlichen Hälfte des Transekts geringer sind als in der nördlichen Hälfte (ca. $3,20$ ggü. $5,40 \text{ kg m}^{-2}$). Auf dem untersuchten Transekt zeigt sich der umgekehrte Trend: $9,68$ ggü. $7,63 \text{ kg m}^{-2}$. Die statistische Auswertung hingegen ergibt einen positiven, wenn auch sehr schwach ausgeprägten linearen Zusammenhang zwischen Breitengrad und den Gesamt-C-Vorräten ($r = 0,11$, vgl. Abb. A-1). Die formulierten Hypothesen 1-3 (siehe Kap. 1) bezüglich der Entwicklung der C-Vorräte mit dem

Transekt können anhand der Datenlage weder bestätigt noch verworfen werden, vielmehr müssen für eine Beantwortung umfangreichere Analysen durchgeführt werden.

Allgemein nehmen die C_{org} -Vorräte mit der Tiefe ab (Tab. 3-5). Eine Ausnahme bildet 59°N: Dort liegen die höchsten Vorräte in 20-30 cm Tiefe ($6,26 \text{ kg m}^{-2}$). Diese Unregelmäßigkeit könnte damit erklärt werden, dass bei 59°N hauptsächlich Sträucher die Landschaft bedecken, während an allen anderen Standorten Bäume dominieren (Tab. 2-1). So weisen Jobbagy & Jackson (2000) darauf hin, dass unterschiedliche Wurzelsysteme die Tiefenverteilung von C_{org} beeinflussen können. Hohe C-Vorräte von $5,13 \text{ kg m}^{-2}$ finden sich ebenfalls im 0-10 cm Bodenhorizont bei 65°N. Bereits zehn Zentimeter tiefer beträgt der Vorrat nur noch $1,72 \text{ kg m}^{-2}$. Am selben Standort wurde ebenfalls eine sprunghafte Abnahme der LF-Vorräte von $4,26 \text{ kg m}^{-2}$ im 0-10 cm Horizont auf $0,35 \text{ kg m}^{-2}$ im 10-20 cm Horizont festgestellt (vgl. Tab. 3-10). Einen Hinweis auf die Ursache der hohen Kohlenstoff- und LF-Mengen bis 10 cm Tiefe liefert Kozulina (2012): Infolge lokaler Störungen durch Windwurf (vgl. Tab. 2-1) akkumulierten sich hohe Mengen an Totholz, die vor Ort zersetzt wurden, und eine Besiedelung durch frühe Sukzessionsarten fand statt.

Die C-Konzentration der HF reichen von $10,49 - 56,13 \text{ g C kg}^{-1}$ in 0-10 cm, $7,38 - 33,31 \text{ g C kg}^{-1}$ in 10-20 cm und $4,85 - 38,22 \text{ g C kg}^{-1}$ gemessen. Im Mittel liegen diese Werte deutlich über denen des Hainich (Wäldchen et al. 2012), wobei die Werte auch erheblich stärker schwanken. Dies kann mit der Größe und Heterogenität des Untersuchungsgebiets erklärt werden.

4.2.2 ^{14}C -Alter

Die ^{14}C -Alter bewegen sich bei 0-10 cm von 41 – 1.360 Jahren (MW: 362 – 535 Jahre), bei 10-20 cm von 516 – 4.113 Jahren (MW: 1.487 – 1.671 Jahre) und bei 20-30 cm von 718 – 3.881 Jahren (MW: 2.103 – 2.303 Jahre). Demzufolge nimmt das Alter mit der Bodentiefe zu (vgl. Schrumpf et al. 2013). Kögel-Knabner et al. (2008, zit. in Schrumpf et al. 2013) erklärt diesen Befund mit einer höheren Stabilität von HF- C_{org} in tieferen Bodenhorizonten aufgrund von physikochemischen Schutzbarrieren zwischen Ober- und Unterboden. Kaiser & Kalbitz (2012, zit. in Schrumpf et al. 2013) hingegen vermuten, dass dieser Trend auf eine Durchmischung und Anreicherung von DOC höheren Alters in tieferen Bodenschichten zurückzuführen ist. Die ^{14}C -Alter geben Aufschluss über die mittlere Verweildauer von Kohlenstoff im Boden. Campbell et al. (1967) und Guillet (1982) stützen die vorliegenden Ergebnisse, wonach die Umsatzzeit mehrere Tausend Jahre betragen kann. Eine mögliche Erklärung für den vorliegenden Trend liefern die generell niedrigeren Temperaturen (vgl. Tab. 2-1) sowie Schulzes Beobachtung (2014, schriftl. Mitt.), wonach der Unterboden häufig gefroren war, und infolge derer der Umsatz im Boden gehemmt ist (vgl. Knorr et al. 2005).

Einen Ausreißer hinsichtlich der Altersentwicklung mit der Bodentiefe stellt 59°N dar: Die ^{14}C -Alter für 0-10 cm Tiefe liegen bei 1.230 - 1.360 Jahren, für 10-20 cm bei 3.826 - 4.113 Jahren und für 20-30 cm bei 1.618 - 1.858 Jahren. Das Maximum liegt demnach entgegen des Trends im mittleren Horizont. Generell ähneln sich bei 59°N für alle ermittelten Größen die Werte des obersten und untersten Horizonts, während der mittlere davon abweicht. Das lässt auf eine mögliche Störung schließen.

Die ^{14}C -Alter lassen eine schwache Tendenz ($r = 0,45$) erkennen, wonach zumindest in 20-30 cm Tiefe die Kohlenstoff-Alter Richtung Norden hin zunehmen. Trumbore et al. (1996) sowie Bird et al. (1996) haben festgestellt, dass jüngere ^{14}C -Alter von Böden mit wärmeren Klimaten korrelieren und stützen damit diese Beobachtung.

Für den Hainich geben Wäldchen et al. (2012) Durchschnittsalter von ca. 100 Jahren in 0-10 cm und von ca. 550 Jahren in 10-30 cm an. Demnach sind die untersuchten Böden Zentralsibiriens rund 3 - 4 Mal älter als die Böden im Hainich.

Die maximalen ^{14}C -Alter bewegen sich zwischen 1.601 und 12.780 Jahren. Die ältesten Böden liegen im Süden bei 58°N und 59°N vor, der jüngste am nördlichsten Standort bei 67°N . Zwischen Breitengrad und den maximalen ^{14}C -Altern wurde ein schwacher negativer linearer Zusammenhang festgestellt ($r = -0,43$; vgl. Abb. 3-3), d.h. die maximalen Alter nehmen demnach gegen Norden hin ab. Eine Korrelationsanalyse zwischen maximalen ^{14}C -Altern und ^{14}C -Altern nicht oxidierten Proben aus demselben Bodenhorizont (10-20 cm; Abb. 3-6) ergab einen signifikanten positiven linearen Zusammenhang mittlerer Stärke ($r = 0,68$; $p = 0,02$). Im 10-20 cm Bodenhorizont befinden sich demnach tendenziell dort die maximalen Alter, wo auch generell hohe ^{14}C -Alter gemessen wurden. Dem gegenüber steht die Beobachtung, wonach mit dem Breitengrad die ^{14}C -Alter zu- und die maximalen Alter abnehmen, wenn auch mit schwacher Tendenz. Um einen klaren Trend zu erfassen, müssten demnach mehr Daten ausgewertet werden (zu: Hypothesen 5 und 6, Kap. 1).

Den Feldaufzeichnungen zufolge waren die Untersuchungsflächen bei 58°N und 59°N nicht nur von Wald, sondern auch von Torfmooren bedeckt (Tab. 2-1). Untersuchungen von Smith et al. (2004) deuten drauf hin, dass während des Präboreals (11.500 bis 9.500 BP) eine explosionsartige Entstehung und Ausbreitung von Torfmooren in Westsibirien ($70. - 80^\circ\text{E}$, $60 - 68^\circ\text{N}$) stattfand. Die maximalen ^{14}C -Alter für 58°N und 59°N könnten ein Hinweis darauf sein, dass dieses Ereignis Ausläufer bis nach 96°E gebildet hat. Borren et al. (2003) fanden in Torfmooren Westsibiriens in 11 m Tiefe bis zu 9890 Jahre alten Kohlenstoff, im obersten Meter betrug das Alter jedoch < 2000 Jahre.

4.3 Fazit und Ausblick

Die hohen Kohlenstoff-Vorräte unterstreichen die bedeutende Rolle, die Zentralsibirien als großflächige terrestrische Kohlenstoffsенке einnimmt (vgl. Groisman et al. 2013). Davon zeugen auch die sehr hohen Alter der sibirischen Böden (z.B. im Vergleich zum Hainich), die eine entsprechend hohe Verweildauer des Kohlenstoffs im Boden bedeuten. Diese Befunde deuten darauf hin, dass Sibirien seit Jahrtausenden eine ebenso stabile wie gewaltige Kohlenstoffsенке darstellt. Eine relativ schlagartige Destabilisierung dieses Systems innerhalb nur weniger Jahrzehnte als Konsequenz der globalen Erwärmung würde immense Mengen an Kohlenstoff(dioxid) in die Atmosphäre freisetzen. Der steigende CO_2 -Gehalt der Atmosphäre könnte die Erwärmung und damit das Auftauen der Permafrostböden weiter vorantreiben (positive Rückkopplung).

Um Gegenmaßnahmen ergreifen bzw. potenzielle Folgen abschätzen zu können, ist ein tiefergehendes Verständnis der Entstehung, Entwicklung und des Status quo der Ökosysteme Sibiriens vonnöten. Die maximalen ^{14}C -Alter können dabei helfen, Aufschluss über die Landschaftsentwicklung Sibiriens in den letzten 13.000 Jahren zu geben. Die im Rahmen dieser Arbeit höchsten vorgefundenen Alter ähneln oder gehen sogar noch über die Alter hinaus, die für Moorböden Westsibiriens festgestellt worden sind. Um etwaige Tendenzen feststellen zu können, müsste der Wasserstoffperoxid-Aufschluss mit anschließender ^{14}C -Analyse auch für die Proben der anderen Bodenhorizonte durchgeführt werden. Süd-Nord-Trends lassen sich basierend auf den aktuellen Daten nur schwer abschätzen. Dementsprechend wäre es ratsam, die nicht untersuchten Probekreise in die Analyse einzubeziehen und somit ein umfassenderes und homogeneres Gesamtbild des Untersuchungsgebiets zu erhalten.

I Abkürzungsverzeichnis

Folgende Abkürzungen wurden in der vorliegenden Arbeit verwendet:

A	Fläche
AD	Anno domini
AMS	Beschleuniger-Massenspektrometrie
atro	Absolut trocken
b2k	Before 2000 AD
BC	Before Christ
BK	Bodenkomponente
C _{anorg}	Anorganischer Kohlenstoff
C _{org}	Organischer Kohlenstoff
C _{tot}	Gesamt-Kohlenstoff
D	Lagerungsdichte
e	Elektron
EW	Einwaage
FB	Feinboden
ges	Gesamt
H	Höhe
HF	Heavy Fraction
Hor	Horizont
korr	Korrigiert
Lat	Breitengrad
LF	Light Fraction
lutro	Lufttrocken
MPI-BGC	Max-Planck-Institut für Biogeochemie
MW	Mittelwert
n	Neutron
N/A	Nicht verfügbar
N _{tot}	Gesamt-Stickstoff
rcf	Relative Zentrifugalbeschleunigung
SD	Standardabweichung
SPT	Natriumpolywolframat
Stz	Stechzylinder
t	Zeit
TM	Trockenmasse
V	Volumen
Vrt	Vorrat
WF	Wiederfindung
ρ	Dichte
$\bar{\nu}$	Anti-Neutrino

II Quellenverzeichnis

- AG Boden 2005. Bodenkundliche Kartieranleitung. 5.Aufl. Schweizerbart, Stuttgart.
- Arctic Climate Impact Assessment (ACIA). 2005. Arctic climate system and its global role. In: Arctic climate impact assessment: Impact of a warming arctic. Cambridge University Press, Cambridge.
- Bird M.I., Chivas A.R., Head J.A. 1996. A latitudinal gradient in carbon turnover times in forest soils. *Nature*, 381, 143-146.
- Bird M.I., Santruckova H., Arneeth A., Grigoriev S., Gleixner G., Kalaschnikov Y.N., Lloyd J., Schulze E.-D. 2002. Soil carbon inventories and carbon-13 on a latitude transect in Siberia. *Tellus*, 54, 631-641.
- Bisutti I., Hilke I., Raessler M. 2004. Determination of total organic carbon – an overview of current methods. *Trends in Analytical Chemistry*, 23, 716-726.
- Blume H.-P., Stahr K., Leinweber P. 2011. *Bodenkundliches Praktikum*. 3.Aufl. Spektrum, Heidelberg.
- Borren W., Bleuten W., Lapshina E.D. 2003. Holocene peat and carbon accumulation rates in the southern taiga of western Siberia. *Quaternary Research*, 61, 42-51.
- Campbell C.A., Paul E.A., Rennie D.A., McCallum K.J. 1967. Applicability of the carbon dating method of analysis to soil humus studies. *Soil Science*, 104, 217-224.
- Cerli C., Celi L., Kalbitz K., Guggenberger G., Kaiser K. 2012. Separation of light and heavy organic matter fractions in soil – Testing for proper density cut-off and dispersion level. *Geoderma*, 170, 403-416.
- Czimczik C.I., Preston C.M., Schmidt M.W.I., Schulze E.-D. 2003. How surface fire in Siberian Scots pine forests affects organic carbon in the forest floor: Stocks, molecular structure, and conversion to black carbon (charcoal). *Global Biogeochem. Cycles*, 17, 1, 1020.
- Development Core Team R. 2014. *R: A language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing, Wien.
- Dolman A.J., Shvidenko A., Schepaschenko D., Ciais P., Tchepakova N., Chen T., van der Molen M.K., Marchesini B.L., Maximov T.C., Maksyutov S., Schulze E.-D. 2012. An estimate of the terrestrial carbon budget of Russia using inventory-based, eddy covariance and inversion methods. *Biogeosciences*, 9, 5323-5340.
- Don A., Kuhlmann I. 2008. Dichtefraktionierung mit Natrium-Poly-Wolframat (SPT). Max-Planck-Institut für Biogeochemie, Jena (unveröffentlicht).
- Elementar Analysysteme GmbH 2001. Vario MAX CN Makro-Elementaranalysator: Bedienungsanleitung (unveröffentlicht).

- Gaudinski J.B., Trumbore S.E., Davidson E.A., Zheng S. 2000. Soil carbon cycling in a temperate forest: radiocarbon-base estimates of residence times, sequestration rates and partitioning of fluxes. *Biogeochemistry*, 51, 33-69.
- Glatthorn J. 2012. Projectreport: Landcover Inventory Siberia. Projektbericht, Georg-August-Universität Göttingen (unveröffentlicht).
- Godwin H. 1962. Radiocarbon dating. *Nature*, 195, 984.
- Golchin A., Oades J.M., Skjemstad J.O., Clarke P. 1994. Study of free and occluded particulate organic matter in soils by solid state ^{13}C CP/MAS NMR spectroscopy and scanning electron microscopy. *Aust. J. Soil Res.*, 32, 285-309.
- Groisman P.Y., Blyakharchuk T.A., Chernokulsky A.V., Arzhanov M.M., Marchesini L.B., Bogdanova E.G., Borzenkova I.I., Bulygina O.N., Karpenko A.A., Karpenko L.V., Knight R.W., Kohn V.C., Korovin G.N., Meshcherskaya A.V., Mokhov I.I., Parfenova E.I., Razuvaev V.N., Speranskaya N.A., Tchebakova N.M., Vygodskaya N.V. 2013(a). Climate Changes in Siberia. . In: *Regional Environmental Changes in Siberia and Their Global Consequences*. Groisman P.Y., Gutman G. (eds.). Springer, Dordrecht.
- Groisman P.Y., Gutman G., Shvidenko A.Z., Bergen K.M., Baklanov A.A., Stackhouse Jr. P.W. 2013(b). Introduction: Regional Features of Siberia. In: *Regional Environmental Changes in Siberia and Their Global Consequences*. Groisman P.Y., Gutman G. (eds.). Springer, Dordrecht.
- Guillet B. 1982. Study of the turnover of soil organic matter using radioisotopes (^{14}C). In: *Constituents and Properties of Soil*. Academic Press, London.
- Helfrich M., Flessa H., Mikutta R., Dreves A., Ludwig B. 2007. Comparison of chemical fractionation methods for isolating stable soil organic carbon pools. *Eur. J. Soil Sci.*, 58, 1316-1329.
- Herold N., Schöning I., Michalzik B., Trumbore S., Schrumpf M. 2014. Controls on soil carbon storage and turnover in German landscapes. *Biogeochemistry*, 119, 435-451.
- Jagadamma S., Lal R., Ussiri D.A., Trumbore S.E., Mestelan S. 2010. Evaluation of structural chemistry and isotopic signatures of refractory soil organic carbon fraction isolated by wet oxidation methods. *Biogeochemistry*, 98, 29-44.
- Jobbagy E.G., Jackson R.B. 2000. The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecol. Appl.*, 10, 423-436.
- Kaiser K., Kalbitz K. 2012. Cycling downwards – dissolved organic matter in soils. *Soil Biol. Biochem.*, 52, 29-32.
- Knorr W., Prentice I.C., House J.I., Holland E.A. 2005. Long-term sensitivity of soil carbon turnover to warming. *Nature*, 433, 298-301.

- Kögel-Knabner I., Guggenberger G., Kleber M., Kandeler E., Kalbitz K., Scheu S., Eusterhues K., Leinweber P. 2008. Organo-mineral associations in temperate soils: Integrating biology, mineralogy, and organic matter chemistry. *J. Plant Nutr. Soil Sc.*, 171, 61-82.
- Kozulina M. 2012. Deadwood study in Siberian taiga region: methods and first results. Masterarbeit, Georg-August-Universität Göttingen (unveröffentlicht).
- Max-Planck-Institut für Biogeochemie 2014. 14C-Analytik. Online verfügbar unter <https://www.bgc-jena.mpg.de/index.php/ServiceGroups/14CAnalysis?userlang=de>, zuletzt geprüft am 23.11.2014.
- Mayer A. 2014. Hydrogen Peroxide (H₂O₂) oxidation (modified from Helfrich et al 2007 & Jagadamma 2009). Max-Planck-Institut für Biogeochemie, Jena (unveröffentlicht).
- Mollicone D., Achard F., Marchesini L.B., Federici S., Wirth C., Leipold M., Rosellini S., Schulze E.-D., Valentini R. 2002. A remote sensing based approach to determine forest fire cycle: case study of the Yenisei Ridge dark taiga. *Tellus*, 54B, 688-695.
- Neal R.H., Younglove T. 1993. The use of a dry combustion infrared instrumental technique to determine total and organic carbon in California soils. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.*, 24, 2733.
- Nowinski N.S., Taneva L., Trumbore S.E., Welker J.M. 2010. Decomposition of old organic matter as a result of deeper active layers in a snow depth manipulation experiment. *Oecologia*, 163, 785-792.
- Prentice I.C., Farquhar G.D., Fasham M.J.R., Goulden M.L., Heimann M., Jaramillo V.J., Khashgi H.S., Le Quere C., Scholes R.J., Wallace D.W.R. 2001. The Carbon Cycle and Atmospheric Carbon Dioxide. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge University Press, Cambridge, 185-225.
- Ramsey B. 2013. OxCal program v4.2.3. Online verfügbar unter <https://c14.arch.ox.ac.uk/embed.php?File=oxcal.html>, zuletzt geprüft am 23.11.2014.
- Reimer P., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Ramsey C.B., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hafliðason H., Hajdas I., Hatte C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., van der Plicht J. 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55, 1869-1887.
- Schmidt M.W.I., Rumpel C., Kögel-Knabner I. 1999. Evaluation of an ultrasonic dispersion procedure to isolate primary organomineral complexes from soils. *Europ. J. Soil Sci.*, 50, 87-94.
- Schrumpf M., Kaiser K., Guggenberger G., Persson T., Kögel-Knabner I., Schulze E.-D. 2013. Storage and stability of organic carbon in soils as related to depth, occlusion within aggregates, and attachment to minerals. *Biogeosciences*, 10, 1675-1691.

- Schrumpf M., Trumbore S.E. 2012. Unser wichtigster Kohlenstoffspeicher: Wie der Boden als dünne Haut der Erde globale Stoffkreisläufe und das Klima beeinflusst. Online verfügbar unter http://www.mpg.de/4705567/Kohlenstoffspeicher_Boden?c=5732343&force_lang=de, zuletzt geprüft am 27.11.2014.
- Schulze E.-D., Pruschitzki U., Wäldchen J., Kharuk V., Bezkonovaynaya I. 2012. Siberian Inventory Instructions. Max-Planck-Institut für Biogeochemie, Jena (unveröffentlicht).
- Schulze E.-D., Lapshina E., Filippov I., Mollicone D., Kuhlmann I. Carbon Dynamics in boreal peatlands in Yenisey area, western Siberia (in Vorbereitung).
- Schulze E.-D., Wirth C., Mollicone D., Ziegler W. 2005. Succession after stand replacing disturbances by fire, wind throw, and insects in the dark Taiga of Central Siberia. *Oecologia*, 146, 77-88.
- Schuur E.A., Vogel J.G., Crummer K.G., Lee H., Sickman J.O., Osterkamp T.E. 2009. The effect of permafrost thaw on old carbon release and net carbon exchange from tundra. *Nature*, 459, 556-559.
- Shvidenko A.Z., Gustafson E., McGuire A.D., Kharuk V.I., Schepaschenko D.G., Shugart H.H., Tchebakova N.M., Vygodskaya N.N., Onuchin A.A., Hayes D.J., MacCallum I., Maksyyutov S., Mukhortova L.V., Soja A.J., Belelli-Marchesini L., Kurbatova J.A., Oltchev A.V., Parfenova E.I., Shuman J.K. 2013. Terrestrial Ecosystems and Their Change. In: Regional Environmental Changes in Siberia and Their Global Consequences. Groisman P.Y., Gutman G. (eds.). Springer, Dordrecht.
- Smith L.C., MacDonald G.M., Velichko A.A., Beilman D.W., Borisova O.K., Frey K.E., Kremenetski K.V., Sheng Y. 2004. Siberian Peatlands a Net Carbon Sink and Global Methane Source Since the Early Holocene. *Science* 303, 353-356.
- Steinhof A., Adamiec G., Gleixner G., van Klinken G.J., Wagner T. 2004. The new ¹⁴C analysis laboratory in Jena, Germany. *Radiocarbon*, 46, 51-58.
- Strickland T.C., Sollins P. 1987. Improved method for separating light- and heavy-fraction organic material from soil. *Soil Science Society of America Jour.*, 51, 1390-1393.
- Trumbore S.E., Chadwick O.A., Amundson R. 1996. Rapid exchange between soil carbon and atmospheric carbon dioxide driven by temperature change. *Science*, 272, 393-396.
- Vasiliev S.S., Dergachev V.A. 2002. The ~2400-year cycle in atmospheric radiocarbon concentration: bispectrum of ¹⁴C data over the last 8000 years. *Annales Geophysicae*, 20, 115-120.
- Verband Deutscher Landwirtschaftlicher Untersuchungs- und Forschungsanstalten (VDLUFA) 1991. Methodenbuch: Band I Die Untersuchung von Böden. 4.Aufl. VDLUFA, Darmstadt.
- Wäldchen J., Schulze E.-D., Schöning I., Schrumpf M., Sierra C. 2012. The influence of changes in forest management over the past 200 years on present soil organic carbon stocks. *For. Eco. & Man.*, 289, 243-254.

Zerbst U. 1998. Die Datierung archäologischer Proben mittels Radiokarbon (^{14}C). Teil I: Grundlagen. Studium Integrale Jour., 5, 17-28.

III Anhang

Tab. A-1: Lagerungsdichte des Gesamtbodens [g cm^{-3}].

Horizont \ Latitude	0-10 cm	10-20 cm	20-30 cm	30-50 cm	50-100 cm
55°	0,74	1,02	1,01		
58°	1,17	1,41	1,53		
59°	2,31	2,91	2,63		
60°	0,62	0,93	1,14		
61°	0,81	1,07	1,16		
62°	2,06	2,26	2,61		
63°	0,87	1,00	0,81		
64°	0,61	0,88	0,74	1,03	1,26
65°	0,77	0,87	1,32	1,59	
66°	1,06	1,33	1,20		
67°	1,15	1,11	1,29		
MW	1,11	1,34	1,40	1,31	1,26
SD (\pm)	0,54	0,62	0,61	0,28	0,00

Tab. A-2: $C_{\text{org}}/N_{\text{tot}}$ -Verhältnisse im Feinboden.

Horizont \ Latitude	0-10 cm	10-20 cm	20-30 cm	30-50 cm	50-100 cm
55°	11,42	12,38	11,47		
58°	21,49	12,94	11,43		
59°	14,91	18,73	15,60		
60°	24,77	29,28	15,37		
61°	19,55	25,50	19,49		
62°	20,70	17,11	14,97		
63°	17,99	16,06	14,79		
64°	16,62	16,60	16,32	15,80	15,85
65°	16,44	13,56	12,78	12,93	
66°	20,16	15,38	14,78		
67°	19,79	22,18	20,31		
MW	18,53	18,16	15,21	14,37	15,85
SD (\pm)	3,43	5,15	2,70	1,44	0,00

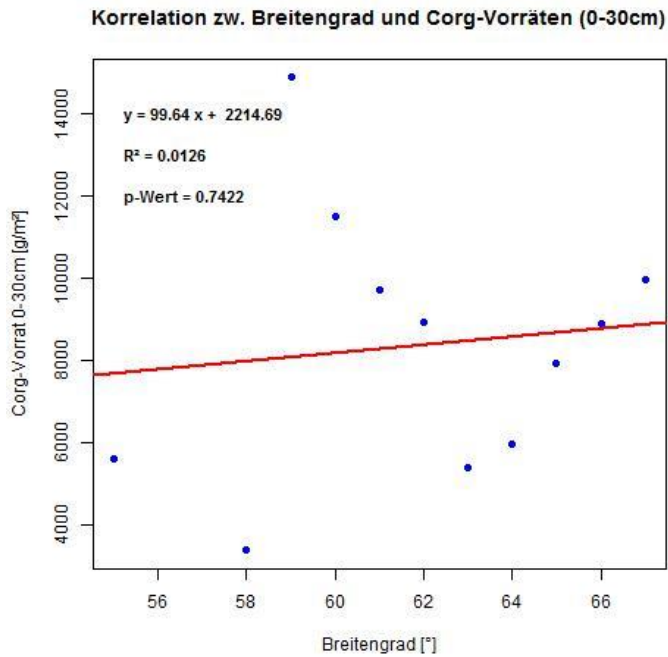


Abb. A-1: Korrelation zw. Breitengraden und den über die obersten 30 cm summierten C_{org} -Vorräten.

R-Skript zur Korrelationsanalyse und linearen Regression

```
# Lineare Regression für C14-Daten in Abhängigkeit vom Breitengrad

# Festlegung eines Arbeitsverzeichnisses für die R-Umgebung
dir <- "C:/Users/..."
setwd(dir) # aktuelles Arbeitsverzeichnis setzen

# Einlesen der Datentabelle
daten <- read.table("c14data.csv", sep=";", dec=",", header=TRUE)
attach(daten) # Variablennamen nutzbar machen

# Festsetzen von Variablen abhängig von Tiefe, Min/Max und Wahrscheinlichkeit
age <- p95low0010 # Altersdaten zur Korrelation
titel <- "Altersminimum bei einer Tiefe von 0-10 cm" # Titel der Grafik
wrsk <- "95,4%-Wahrscheinlichkeit" # Untertitel der Grafik
dateiname <- "Regression_p95low0010.jpeg" # Dateiname der gespeicherten Grafik

# Testen der Korrelation zwischen Breitengrad & Alter
cor.test(age, latitude)
cor.result <- cor.test(age, latitude) # Speichern der Ergebnisse in eine Variable

# Lineares Regressionsmodell
lm(age ~ latitude)
lm.age.lat <- lm(age ~ latitude) # Speichern der Ergebnisse in eine Variable

# Nutzen der Ergebnisse für weitere Analysen
summary(lm.age.lat)

# Speichern der nachfolgenden Grafik als JPEG-Datei
jpeg(file = dateiname)
```

```
# Erstellen eines Scatterplots
plot(age ~ latitude, main=titel, xlab="Breitengrad [°]", ylab="Alter [BP]", pch=19, col="blue")
  # Untertitel direkt unter dem Haupttitel einfügen
  mtext(wrsk)
  # Hinzufügen der Regressionsgeraden
  abline(lm.age.lat, col="red", lwd=2)
  # Gleichung der Regressionsgeraden  $y=mx+b$  angeben
  text(55, 1200, paste("y =", round(coefficients(lm.age.lat)[2], digits=2),
    "x + ", round(coefficients(lm.age.lat)[1], digits=2)), pos=4, font=2, cex=0.9)
  # Hinzufügen des Bestimmtheitsmaßes  $R^2$  in die Grafik
  text(55, 1120, paste("R² =", round(cor.result$estimate^2, digits=4)), pos=4, font=2, cex=0.9)
  # Hinzufügen des p-Werts in die Grafik
  text(55, 1040, paste("p-Wert =", round(cor.result$p.value, digits=4)), pos=4, font=2, cex=0.9)

# Schließen und Erstellen der Grafik
dev.off()
detach(daten)
```