

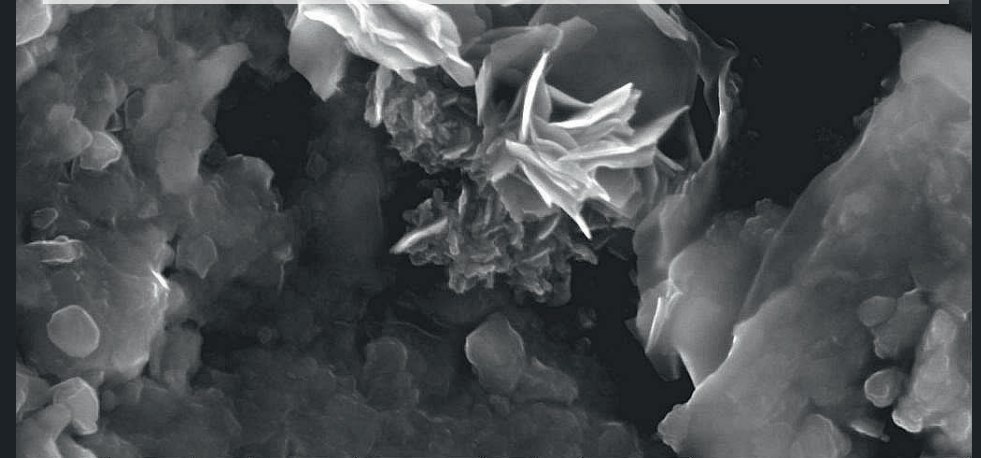
Die Autorin

Cornelia Ruhland wurde in Dachau geboren und ist in Niedersachsen aufgewachsen. Sie studierte in Hamburg Geologie/Paläontologie sowie Meteorologie und befasste sich bereits in ihrer Diplomarbeit mit Mineralen im Zuge der petrographischen und geochemischen Charakterisierung eines Profilabschnitts im westlichen Jemen. In der Dissertation verknüpfte sie die beiden Forschungsbereiche und wandte sich mit einem eigenen Projektantrag einem Thema der Klimaforschung zu. Im Fokus dieser Arbeit standen die Auswirkungen klimabedingter Schwankungsphasen im Pleistozän auf Quarze und Feldspäte sowie pedogene Oxide in Permafrostböden.

C. Ruhland

Cornelia Ruhland

Entwicklung mineralogischer und pedogener Proxies in Permafrostböden zur Beschreibung pleistozäner Umwelt- und Klimaveränderungen



HV	Mag	Spot	WD	Pressure	Det	Sig	HFW	5.0μm
20.0 kV	10000x	4.0	10.8 mm	0.60 mbar	LFD	SE	27.04 μm	Institute of Soil Science

Verein zur Förderung der Bodenkunde Hamburg
c/o Institut für Bodenkunde - Universität Hamburg
<https://www.geo.uni-hamburg.de/de/bodenkunde.html>

Hamburger Bodenkundliche Arbeiten**Band 96****Band 96
2019**

ISSN: 0724-6382

HBA**Hamburger Bodenkundliche Arbeiten**

**Entwicklung mineralogischer und pedogener Proxies in
Permafrostböden zur Beschreibung pleistozäner Umwelt- und
Klimaveränderungen**

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften
an der Fakultät für Mathematik, Informatik und Naturwissenschaften,
Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg

vorgelegt von

Cornelia Ruhland

aus Dachau

Hamburg

2019

Als Dissertation angenommen am Fachbereich Geowissenschaften

Tag der Disputation: 29. Mai 2019

Erstgutachterin: Prof. Dr. Eva-Maria Pfeiffer

Zweitgutachter: Dr. Kay Heyckendorf

Vorsitz des Fach-Promotionsausschusses Geowissenschaften: Prof. Dr. Dirk Gajewski

Erschienen als

Hamburger Bodenkundliche Arbeiten, Band 96

Herausgeber: Verein zur Förderung der Bodenkunde Hamburg

Allende-Platz 2, 20146 Hamburg

<https://www.geo.uni-hamburg.de/bodenkunde/ueber-das-institut/hba.html>

Schriftleitung: Dr. Klaus Berger

Danksagung

Ich bedanke mich bei **Prof. Dr. Eva-Maria Pfeiffer** für die Betreuung und Begutachtung der Arbeit sowie bei **Prof. Dr. Lars Kutzbach**, der es mir ermöglichte dieses Projekt zu verwirklichen. **Dr. Kay Heyckendorf** danke ich für die Diskussionsbereitschaft, die konstruktive Kritik und die Begutachtung der Arbeit.

Weiterhin bedanke ich mich bei **Birgit Grabellus**, **Birgit Schwinge** sowie **Jelena Gerloff** für die Unterstützung im Labor - **Jelena** darüber hinaus noch für die Übersetzung der russischen Literatur. Ein Dank geht auch an **Dr. Georg Schwamborn**, **Susanne Wiebe** und **Rita Fröhlking-Teichert**, die es mir ermöglichten einen Teil der Messungen im Labor des Alfred-Wegener-Instituts für Polar- und Meeresforschung in Bremerhaven durchzuführen.

Dr. Christian Knoblauch und **Dr. Jens Strauss** danke ich für die Unterstützung bei der Probennahme, **Dr. Sebastian Zubrzycki**, **Dr. Josefine Walz** und **Dr. Kseniia Ashastina** für die Bereitstellung von Probenmaterial sowie **Torben Windirsch** für die Informationen zur Altersdatierung.

Speziell möchte ich mich bei **Volker Kleinschmidt** für den technischen Support und die konstruktiven sowie ermutigenden Gespräche während zahlreicher technischer und bürokratischer Achterbahnfahrten bedanken.

An dieser Stelle auch ein Dankeschön an meine Kolleginnen und Kollegen **Selina Schaaf-Titel**, **Dr. Katja Oing**, **Mathias Spieckermann**, **Alexander Schütt** und vor allem **Peter Woloszczyk** für den freundlichen Austausch und die schöne Zusammenarbeit.

Einen herzlichen Dank richte ich an **Thomas Wasilewski** für die Unterstützung beim Druck und vor allem für die jahrelange gute Freundschaft sowie an **Jürgen Zeller** für die schönen, stabilisierenden Gespräche.

Mein größter Dank gilt jedoch meiner Mutter **Evelyn Ruhland** und ihrem Lebenspartner **Jürgen Bokowski**.

Inhalt

Abbildungen	9
Tabellen	12
Abkürzungen	14
Zusammenfassung	15
Summary	18
1. Einleitung	21
1.1. Definition mineralogischer und pedogener Proxies	21
1.2. Forschungsgegenstand und Zielsetzung	21
1.3. Fragestellung	22
2. Grundlagen	25
2.1. Aktueller Forschungsstand – Minerale unter kryogenem Einfluss	25
2.2. Klimaentwicklung Sibiriens	31
2.2.1. Die Eiszeiten in Sibirien	31
2.2.2. Rezente Klimasituation in Sibirien	33
2.3. Permafrostverteilung, -charakteristik und Permafrost-beeinflusste Böden	36
2.4. Relevante Minerale in Permafrost-beeinflussten Böden	43
2.5. Pedogene Oxide	48
2.6. Der Kohlenstoff in Böden	54
2.6.1. Wechselwirkungen mit der Mineralphase	56
2.6.2. Böden als Kohlenstoffspeicher im Permafrost	58
2.7. Verwitterung im Permafrost	59
2.7.1. Physikalische Verwitterung	59
2.7.1.1. Kryogene Gesteinsverwitterung	60
2.7.1.2. Kryogene Mineralverwitterung	61
2.7.2. Chemische Verwitterung	62
2.7.2.1. Hydrolyse von Feldspäten	63
2.7.2.2. Mineralneubildungen im Permafrost	64
3. Untersuchungsgebiete	67
3.1. Lyakhovsky	68

3.2.	Lena-Delta – Samoylov/Kurungnakh.....	70
3.3.	Batagay.....	72
3.4.	Yakutsk	74
4.	Methoden und Material.....	77
4.1.	Probennahme und Probenbeschreibung.....	77
4.2.	Mineralogische Analyseverfahren	77
4.2.1.	Rasterelektronenmikroskopie (REM) & energiedispersive Röntgenspektroskopie (EDX)	77
4.2.2.	Röntgenpulverdiffraktometrie (XRPD).....	80
4.3.	Pedogene Analyseverfahren	80
4.3.1.	pH-Wert-Bestimmung.....	80
4.3.2.	Ermittlung der elektrischen Leitfähigkeit	82
4.3.3.	Kohlenstoff- und Stickstoffbestimmung.....	82
4.3.4.	Korngrößenanalyse	83
4.3.5.	Bestimmung der pedogenen Oxide	84
4.4.	Statistische Auswertung.....	85
4.5.	Fremddaten.....	86
5.	Ergebnisse.....	87
5.1.	Eigenschaften holozäner und pleistozäner Böden in Sibirien	87
5.1.1.	Besonderheiten des Standortes Lyakhovsky	87
5.1.2.	Besonderheiten des Standortes Lena-Delta – Samoylov/Kurungnakh	94
5.1.3.	Besonderheiten des Standortes Batagay.....	100
5.1.4.	Besonderheiten des Standortes Yakutsk	103
5.2.	Resultate der mineralogischen Untersuchungen	113
5.2.1.	Mineralogische Zusammensetzung der beprobten Horizonte.....	113
5.2.2.	Oberflächenstrukturen der Minerale	117
5.3.	Resultate der pedogenen Untersuchungen.....	127
5.3.1.	Bodeneigenschaften der Horizonte	127
5.3.2.	Verteilung der Kohlenstoff- und Stickstoffkonzentrationen	129
5.3.3.	Verteilung der Eisen- und Mangangehalte	130
5.4.	Korrelation mineralogisch-pedogener Analysen	135
5.5.	Statistische Einordnung und Korrelation der Gesamtbefunde.....	139

6. Diskussion.....	143
6.1. Interpretation der mineralogischen/pedogenen Besonderheiten und Gesamtbefunde im Untersuchungsgebiet	143
6.1.1. Standort Lyakhovsky	143
6.1.2. Standort Lena-Delta – Samoylov/Kurungnakh	145
6.1.3. Standort Batagay.....	148
6.1.4. Standort Yakutsk	149
6.2. Auswirkungen von Kaltzeitphasen/Warmzeiten und Wärmeschwankungen auf die Oberflächenmorphologie von Mineralen	152
6.3. Verwitterungsneubildungen in kalt- und warmzeitlichen Ablagerungen.....	154
6.4. Korrelierbarkeit der mineralogischen und pedogenen Daten.....	157
6.5. Eignung und Entwicklung mineralogischer und pedogener Proxies.....	160
7. Schlussfolgerung und Ausblick	165
 Literatur.....	 169
 Anhang	 181
A. XRPD-Daten: Signalintensitäten Gesamtmineralogie	181
B. REM/EDX-Daten: Clusteranalyse - Oberflächenrauigkeit Qz/Fsp	198
C. pH-Werte/Leitfähigkeiten	205
D. Daten zur Korngrößenanalyse	208
E. Kohlenstoff- und Stickstoffwerte	213
F. Pedogene Eisen- und Manganoxide	218
G. Korrelationstabellen und t-Test.....	223

Abbildungen

Abbildung 1: Klimadiagramm für den nördlichsten Bereich des Untersuchungsgebietes (Neusibirische Inseln, A) und für den südlichsten Standort (Yakutsk, B) (Deutscher Wetterdienst).....	35
Abbildung 2: Klimadiagramm von Tiksi (ca. 120 km südöstlich des Untersuchungsgebietes Lena-Delta) über den Zeitraum von 1980-2011 (Eckhardt, 2017).....	36
Abbildung 3: Permafrostzonen auf der Nordhalbkugel (Karte: Philippe Rekacewicz und UNEP/GRID-Arendal (1998), Daten: International Permafrost Association, 1998).	37
Abbildung 4: Raten der Frost-Tau-Zyklen (FTZ) auf dem Gebiet der GUS-Staaten. Region A: < 50 FTZ, Region B: 50 – 70 FTZ, Region C: > 70 FTZ (nach Vjirkin, 1983, In: Konishev & Rogov, 1993, verändert nach Rüggen, 2010).	61
Abbildung 5: Untersuchungsgebiet mit den Standorten Lyakhovsky, Samoylov/Kurungnakh im Lena-Delta, Batagay und Yakutsk (Google-Earth, 2015, bearbeitet).	67
Abbildung 6: Karte von Lyakhovsky und der Probenpunkte am Kliff (Walz, 2017; bearbeitet).	68
Abbildung 7: Lena-Delta – (Landsat, 2000) mit den beiden Standorten Samoylov (Boike et al., 2012) und Kurungnakh (Kliffhöhe: 40 m ü. d. M.) (Foto: Ruhland, 2016).....	71
Abbildung 8: Standort Batagay mit Angabe der Probenahmepunkte (a) und Aufbau des südöstlichen Hanges, Abschnitt C (b) (Ashastina, 2017).	72
Abbildung 9: Bohrpunkte am Standort Yakutsk (Sedimentkerne mit holozänem und pleistozänem Material) (DEM: ESA DUE Permafrost project (Bartsch & Seifert, 2012; bearbeitet)).	74
Abbildung 10: Bohrpunkte im Yukechi Alas (Abbildung von J. Strauss, bearbeitet).	75
Abbildung 11: EDX-Spektrum von Biotit (Welton, 2003).....	78
Abbildung 12: Übersicht der Gehalte an oxalat- (Fe_o) und dithionitlöslichen (Fe_d) Eisenoxide von Proben des Standortes Lyakhovsky.....	87
Abbildung 13: Goethit- (Fe_{Goe}) und Kohlenstoffgehalte (C) von Proben des Standortes Lyakhovsky. .	88
Abbildung 14: Schematische Darstellung der Klimavariabilitäten während des Jungpleistozäns für Bol'shoy Lyakhovsky (Wetterich et al., 2014, verändert & ergänzt).....	89
Abbildung 15: Quarz der eemzeitlichen Probe LYA-6 (links), im Vergleich zu einem Quarz des saalezeitlichen Materials LYA-7 (rechts). Während die Quarze der warmzeitlichen Probe tendenziell glatte Oberflächen aufweisen, haben die Quarzkörner der kaltzeitlichen Ablagerung aufgrund starker Frosteinwirkung raue Oberflächenstrukturen.	90
Abbildung 16: Feldspat der eemzeitlichen Probe LYA-6 mit Lösungsstrukturen (links), im Vergleich zu einem kompakten Feldspat der saalezeitlichen Probe LYA-7 (rechts).....	91
Abbildung 17: Kaolinit (Probe LYA-6).....	92
Abbildung 18: Spezifisches Spektrum von Kaolinit.....	92
Abbildung 19: Spezifisches Spektrum von Illit mit Bildausschnitt von Probe LYA-7.....	93
Abbildung 20: pH-Werte der Proben des Standortes Lyakhovsky (LYA).	93
Abbildung 21: Verlauf des pH mit der Tiefe zweier holozäner Highcenter-Polygone auf Samoylov. ...	94
Abbildung 22: pH-Verlauf mit zunehmender Tiefe im Eiskomplex von Kurungnakh.	95
Abbildung 23: Verlauf der oxalat- und dithionitlöslichen Eisengehalte (Fe_o, Fe_d), des Goethitgehaltes (Goe) sowie des Kohlenstoffgehaltes (C) mit zunehmender Tiefe im Eiskomplex von Kurungnakh.	97
Abbildung 24: Kompakter Quarz (links) und zerbrochener Feldspat (rechts) innerhalb der holozänen Probe LD-K-2 bei 40,2 m Kliffhöhe.	98

Abbildung 25: Quarz und Feldspat innerhalb einer pleistozänen, kaltzeitlichen Probe LD-K-8 bei 29,5 m Kliffhöhe.	98
Abbildung 26: Übersichtsvergrößerung der pleistozänen Flusssand-Ablagerung LD-pl2. Quarze (Qz) und Feldspäte (Fsp) zeigen gerundete Oberflächen.	99
Abbildung 27: Übersicht der oxalat- und dithionitlöslichen Eisenoxide (Fe_o, Fe_d) von Proben des Standortes Batagay.	100
Abbildung 28: Goethit- (Fe_{Goe}) und Kohlenstoffgehalte (C) von Proben des Standortes Batagay.	101
Abbildung 29: Unterschiede in der Oberflächenmorphologie. Im Bild links ist ein Quarz mit rauen Strukturen zu erkennen (Probe BAT-2), auf der rechten Seite sind die Oberflächen glatter ausgebildet (Probe BAT-3).	101
Abbildung 30: Kryogene Rissführung im Quarz (links), kryogener Zerfall eines Quarzkorns (rechts) in Probe BAT-2.	102
Abbildung 31: Intakter Feldspat aus Probe BAT-2 (links); Feldspat mit deutlichen Lösungsstrukturen aus Probe BAT-3 (rechts).	102
Abbildung 32: pH-Werte der Proben des Standortes Batagay (BAT).	103
Abbildung 33: Verlauf des pH, des oxalat- und dithionitlöslichen Eisengehalte (Fe_o, Fe_d) sowie des Kohlenstoffs mit der Tiefe innerhalb der holozänen Bohrkerne bei Yakutsk.	104
Abbildung 34: Durchschnittliche Erscheinungsformen der Quarze und Feldspäte innerhalb der holozänen Bohrkerne von Yakutsk. Während die Quarze glatte Oberflächen zeigen (1+2), ist die Kornmorphologie der Feldspäte mit Lösungsspuren (3) bis hin zu Bruchstellen (4) deutlich rauer (1: YAK-H/Bk1-2; 2: YAK-H/Bk1-4; 3: YAK-H/Bk3-3; 4: YAK-H/Bk3-1).	105
Abbildung 35: Klimaentwicklung im Verlauf der Weichsel-Kaltzeit (nach Kehl, 2014; bearbeitet). Die Kästen ‚Alas1‘ und ‚YED1‘ kennzeichnen die jeweiligen Untersuchungszeiträume.	106
Abbildung 36: Tiefenverlauf des pH, der oxalat- und dithionitlöslichen Eisengehalte (Fe_o, Fe_d) sowie des Kohlenstoffgehaltes (C) innerhalb des pleistozänen Bohrkerne YED1.	107
Abbildung 37: Spezifisches Spektrum einer organo-mineralischen Verbindung (Probe YAK-Y11). ...	108
Abbildung 38: Goethitgehalt im Verhältnis zu Fe_d (gesamt) (links). Mikroskopische Aufnahmen organo-mineralischer Verbindungen (rechts, Bild oben: Probe YAK-Y1 aus 5 m Tiefe, Bild unten: Probe YAK-Y11 aus 15,4 m Tiefe).	109
Abbildung 39: Erscheinungsformen von Quarz (intakt, links) und Feldspat (raue Oberflächen, rechts) in einer Ablagerung mit wärmeren Ausgangsbedingungen (Probe YAK-Y1 aus 5 m Tiefe).	110
Abbildung 40: Erscheinungsformen von Quarz (angeraut, links) und Feldspat (glatte Oberflächen, rechts) in einer Ablagerung mit kälteren Ausgangsbedingungen (Probe YAK-Y11 aus 15,4 m Tiefe).	110
Abbildung 41: Tiefenverlauf des pH, der oxalat- und dithionitlöslichen Eisengehalte (Fe_o, Fe_d) sowie des Kohlenstoffgehaltes (C) innerhalb des pleistozänen Bohrkerne Alas1.	111
Abbildung 42: Exemplarisches spezifisches Spektrum für Calcit (Probe YAK-A1).	112
Abbildung 43: Quarz mit glatter Oberflächenmorphologie (links) und Feldspat mit Lösungsstrukturen (rechts) (Probe YAK-A6).	113
Abbildung 44: Smektit mit charakteristischer gewebeartiger Struktur in Probe BAT-3.	116
Abbildung 45: Oberflächenrauigkeit von Quarz und Feldspat, Standort Lyakhovsky.	119
Abbildung 46: Tiefenverteilung der Oberflächenrauigkeit von Quarz und Feldspat, Standort Lena-Delta – Highcenter Polygon 1 (links), Highcenter-Polygon 2 (rechts)	120
Abbildung 47: Tiefenverteilung der Oberflächenrauigkeit von Quarz und Feldspat, Standort Lena-Delta – Eiskomplex von Kurungnakh (siehe Anhang B. Tabelle B4).	121

Abbildung 48: Oberflächenrauigkeit von Quarz und Feldspat, Standort Lena-Delta – pleistozäne Flusssand-Ablagerungen (siehe Anhang B. Tabelle B5).	122
Abbildung 49: Oberflächenrauigkeit von Quarz und Feldspat, Standort Batagay (siehe Anhang B. Tabelle B6).....	122
Abbildung 50: Tiefenverteilung der Oberflächenrauigkeit von Quarz und Feldspat, Standort Yakutsk – holozäne Bohrkerne (siehe Anhang B. Tabelle B7).	123
Abbildung 51: Tiefenverteilung der Oberflächenrauigkeit von Quarz und Feldspat, Standort Yakutsk – pleistozäner Bohrkern YED1 (siehe Anhang B. Tabelle B8).	124
Abbildung 52: Tiefenverteilung der Oberflächenrauigkeit von Quarz und Feldspat, Standort Yakutsk – pleistozäner Bohrkern Alas1 (siehe Anhang B. Tabelle B9).....	126
Abbildung 53: Verhältnis von Kohlenstoff zu pH (A) sowie der Oberflächenrauigkeit von Quarz und Feldspat (B).....	139
Abbildung 54: Verhältnis von Fe_d zu Fe_o (A) sowie von Fe_d zu Goethit (B).....	140
Abbildung 55: Wirkung externer Einflussfaktoren auf verschiedenartige Klimasituationen.	163
Abbildung A1: XRPD-Signalintensitäten der Gesamtmineralogie des Standortes Lyakhovsky.	182
Abbildung A2: XRPD-Signalintensitäten der Gesamtmineralogie des Highcenter-Polygons 1, Standort Lena-Delta.	183
Abbildung A3: XRPD-Signalintensitäten der Gesamtmineralogie des Highcenter-Polygons 2, Standort Lena-Delta.	184
Abbildung A4: XRPD-Signalintensitäten Qz/Fsp des Kliffs von Kurungnakh, Standort Lena-Delta. ...	185
Abbildung A5: XRPD-Signalintensitäten der Nebenminerale des Kliffs von Kurungnakh, Standort Lena- Delta.	186
Abbildung A6: XRPD-Signalintensitäten der Tonminerale des Kliffs von Kurungnakh, Standort Lena- Delta.	187
Abbildung A7: XRPD-Signalintensitäten der Gesamtmineralogie der pleistozänen Flusssand- Ablagerungen auf Kurungnakh, Standort Lena-Delta.	188
Abbildung A8: XRPD-Signalintensitäten der Gesamtmineralogie des Standortes Batagay.....	189
Abbildung A9: XRPD-Signalintensitäten der Gesamtmineralogie des holozänen Bohrkernes Nr. 1, Standort Yakutsk.	190
Abbildung A10: XRPD-Signalintensitäten der Gesamtmineralogie des holozänen Bohrkernes Nr. 2, Standort Yakutsk.	191
Abbildung A11: XRPD-Signalintensitäten der Gesamtmineralogie des holozänen Bohrkernes Nr. 3, Standort Yakutsk.	192
Abbildung A12: XRPD-Signalintensitäten der Gesamtmineralogie des holozänen Bohrkernes Nr. 4, Standort Yakutsk.	193
Abbildung A13: XRPD-Signalintensitäten Qz/Fsp des pleistozänen Bohrkernes YED1, Standort Yakutsk.	194
Abbildung A14: XRPD-Signalintensitäten der Nebenminerale des pleistozänen Bohrkernes YED1, Standort Yakutsk.	195
Abbildung A15: XRPD-Signalintensitäten der Tonminerale des pleistozänen Bohrkernes YED1, Standort Yakutsk.	196
Abbildung A16: XRPD-Signalintensitäten der Gesamtmineralogie des pleistozänen Bohrkernes Alas1, Standort Yakutsk.	197

Tabellen

Tabelle 1: Zusammenfassung dominierender Charakteristika von Cryosolen (nach IUSS/ISRIC/FAO, 2006; Schad, 2007). 42

Tabelle 2: Aufstellung der Tonminerale und deren wichtigsten Eigenschaften (nach Vinx, 2015 und Amelung et al., 2018). 47

Tabelle 3: Merkmale von pedogenen Oxiden (Kuntze et al., 1994; Amelung et al., 2018). 53

Tabelle 4: Quartäre stratigraphische Einheiten des südlichen Inselabschnitts von Lyakhovsky (nach Andreev et al. 2004, 2009; Wetterich et al. 2009). 69

Tabelle 5: Einstufung der Böden nach dem pH (gemessen in CaCl₂-Lösung) (nach KA5, 2005). 81

Tabelle 6: Äquivalentdurchmesser der Partikel unterschiedlicher Korngrößenfraktionen 83

Tabelle B1: Clusterdaten zur Qz- und Fsp-Rauigkeit des Standortes Lyakhovsky. 199

Tabelle B2: Clusterdaten zur Qz- und Fsp-Rauigkeit des Highcenter-Polygons 1, Lena-Delta. 200

Tabelle B3: Clusterdaten zur Qz- und Fsp-Rauigkeit des Highcenter-Polygons 2, Lena-Delta. 200

Tabelle B4: Clusterdaten zur Qz- und Fsp-Rauigkeit des Kliffs von Kurungnakh, Lena-Delta..... 201

Tabelle B5: Clusterdaten zur Qz- und Fsp-Rauigkeit der pleistozänen Flusssand-Ablagerungen auf Kurungnakh, Lena-Delta. 202

Tabelle B6: Clusterdaten zur Qz- und Fsp-Rauigkeit des Standortes Batagay..... 202

Tabelle B7: Clusterdaten zur Qz- und Fsp-Rauigkeit der holozänen Bohrkerne, Standort Yakutsk. .. 203

Tabelle B8: Clusterdaten zur Qz- und Fsp-Rauigkeit des pleistozänen Bohrkerne YED1, Standort Yakutsk. 204

Tabelle B 9: Clusterdaten zur Qz- und Fsp-Rauigkeit des pleistozänen Bohrkerne Alas1, Standort Yakutsk. 204

Tabelle C1: pH-Werte und Leitfähigkeiten der Standorte Lyakhovsky, Lena-Delta und Batagay..... 206

Tabelle C2: pH-Werte und Leitfähigkeiten des Standortes Yakutsk. 207

Tabelle D1: Körnungstabelle des Standortes Lyakhovsky..... 209

Tabelle D2: Körnungstabelle des Highcenter-Polygons 1, Standort Lena-Delta..... 209

Tabelle D3: Körnungstabelle des Highcenter-Polygons 2, Standort Lena-Delta..... 209

Tabelle D4: Körnungstabelle des Kliffs von Kurungnakh, Standort Lena-Delta. 210

Tabelle D5: Körnungstabelle der pleistozänen Flusssand-Ablagerungen auf Kurungnakh, Standort Lena-Delta. 210

Tabelle D6: Körnungstabelle des Standortes Batagay. 210

Tabelle D7: Körnungstabelle der holozänen Bohrkerne, Standort Yakutsk..... 211

Tabelle D8: Körnungstabelle des pleistozänen Bohrkerne YED1, Standort Yakutsk. 212

Tabelle D9: Körnungstabelle des pleistozänen Bohrkerne Alas1, Standort Yakutsk..... 212

Tabelle E1: Kohlenstoff- und Stickstoffwerte des Standortes Lyakhovsky. 214

Tabelle E2: Kohlenstoff- und Stickstoffwerte des Highcenter-Polygons 1, Standort Lena-Delta. 214

Tabelle E3: Kohlenstoff- und Stickstoffwerte des Highcenter-Polygons 2, Standort Lena-Delta. 214

Tabelle E4: Kohlenstoff- und Stickstoffwerte des Kliffs von Kurungnakh, Standort Lena-Delta. 215

Tabelle E5: Kohlenstoff- und Stickstoffwerte der pleistozänen Flusssand-Ablagerungen auf Kurungnakh, Standort Lena-Delta.	215
Tabelle E6: Kohlenstoff- und Stickstoffwerte des Standortes Batagay.....	215
Tabelle E7: Kohlenstoff- und Stickstoffwerte der holozänen Bohrkerne, Yakutsk.	216
Tabelle E8: Kohlenstoff- und Stickstoffwerte des pleistozänen Bohrkernes YED1, Yakutsk.	217
Tabelle E9: Kohlenstoff- und Stickstoffwerte des pleistozänen Bohrkernes Alas1, Yakutsk.	217
Tabelle F1: Eisen- und Mangangehalte des Standortes Lyakhovsky.	219
Tabelle F2: Eisen- und Mangangehalte des Highcenter-Polygons 1, Standort Lena-Delta.....	219
Tabelle F3: Eisen- und Mangangehalte des Highcenter-Polygons 2, Standort Lena-Delta.....	219
Tabelle F4: Eisen- und Mangangehalte des Kliffs von Kurungnakh, Standort Lena-Delta.....	220
Tabelle F5: Eisen- und Mangangehalte der pleistozänen Flusssand-Ablagerungen auf Kurungnakh, Standort Lena-Delta.	220
Tabelle F6: Eisen- und Mangangehalte des Standortes Batagay.	220
Tabelle F7: Eisen- und Mangangehalte der holozänen Bohrkerne, Standort Yakutsk.	221
Tabelle F8: Eisen- und Mangangehalte des pleistozänen Bohrkernes YED1, Standort Yakutsk.....	222
Tabelle F9: Eisen- und Mangangehalte des pleistozänen Bohrkernes Alas1, Standort Yakutsk.	222
Tabelle G1: Korrelationen der Parameter für den Standort Lyakhovsky.....	224
Tabelle G2: Korrelationen der Parameter für Highcenter-Polygon I, Standort Lena-Delta.....	225
Tabelle G3: Korrelationen der Parameter für Highcenter-Polygon II, Standort Lena-Delta.....	226
Tabelle G4: Korrelationen der Parameter für das Kliff von Kurungnakh, Standort Lena-Delta.....	227
Tabelle G5: t-Test für das Kliff von Kurungnakh, Standort Lena-Delta.	228
Tabelle G6: Korrelationen der Parameter für die pleistozänen Flusssand-Ablagerungen auf Kurungnakh, Standort Lena- Delta.	229
Tabelle G7: Korrelationen der Parameter für den Standort Batagay.	230
Tabelle G8: Korrelationen der Parameter des holozänen Bohrkernes Nr. 1, Standort Yakutsk.....	231
Tabelle G9: Korrelationen der Parameter des holozänen Bohrkernes Nr. 2, Standort Yakutsk.....	232
Tabelle G10: Korrelationen der Parameter des holozänen Bohrkernes Nr. 3, Standort Yakutsk.....	233
Tabelle G11: Korrelationen der Parameter des holozänen Bohrkernes Nr. 4, Standort Yakutsk.....	234
Tabelle G12: Korrelationen der Parameter des pleistozänen Bohrkernes YED1, Standort Yakutsk...	235
Tabelle G13: Korrelationen der Parameter des pleistozänen Bohrkernes Alas 1, Standort Yakutsk.	236
Tabelle G14: Korrelationen der holozänen Parameter.....	237
Tabelle G15: Korrelationen der pleistozänen (weichselzeitlichen) Parameter.	238
Tabelle G16: Gesamtkorrelationen der holozänen und pleistozänen Parameter.	239

Abkürzungen

AAS = Atomic-Absorption-Spectrometer

Ah = Humoser Oberboden

CR = Cryosol

CWI = Cryogenic Weathering Index

EC = Electrical Conductivity

EDX = Energy Dispersive X-ray spectroscopy

Fe_d = dithionitlösliches Eisen

Fe_o = oxalatlösliches Eisen

Fe_{Goe}, Goe = Goethitgehalt

Fsp = Feldspat

FTZ = Frost-Tau-Zyklen

Mn_d = dithionitlösliches Mangan

Mn_o = oxalatlösliches Mangan

Qz = Quarz

REM = Rasterelektronenmikroskop

S = Sand

T = Ton

TOC = Total Organic Carbon

XRPD = X-ray Powder Diffraction analysis

Zusammenfassung

Klimabedingte Veränderungen gehen mit Temperaturschwankungen einher, die vor allem in den arktischen Regionen einen starken Einfluss auf pedogene und biogeochemische Bodenprozesse haben. Im Boden enthaltene Minerale reagieren auf extrem kalte Bedingungen, indem sie ihre Oberflächenstrukturen verändern oder sich aufgrund von Frostverwitterung akkumulieren (Rogov, 1987). Sobald sich die Klimabedingungen ändern und es wärmer wird, kommt es zu Umwandlungen oder zur Lösung mineralischer Komponenten. Letzteres beinhaltet nicht selten einen Transport der Bestandteile in benachbarte Bodenhorizonte und gegebenenfalls Prozesse der Ausfällung.

Charakteristische mineralogische Zusammensetzungen, Mineralneubildungen, auffällige Oberflächenstrukturen von Quarzkörnern und Feldspäten sowie unterschiedliche Verteilungen verschiedenartiger Eisenoxide können Hinweise auf die klimatischen Bedingungen zum Zeitpunkt der Pedogenese geben und als kennzeichnende Merkmale klimatischer Schwankungsphasen interpretiert werden.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist über die jeweiligen Charakteristika, die aus verschiedenen mineralogisch-bodenkundlichen Analyseverfahren hervorgehen und deren Korrelation, mineralogische und pedogene Proxies zu entwickeln, welche die klimatische Abfolge des Pleistozäns beschreiben. Das Pleistozän beinhaltet einen Wechsel mehrerer Interglaziale, Glaziale sowie in letzteren auftretende Interstadiale und stellt somit ein repräsentatives Klima-Archiv dar. Die Untersuchungsgebiete umfassen vier Standorte in der sibirischen Republik Sacha (Jakutien).

Die mineralogischen Untersuchungen wurden am Rasterelektronenmikroskop (REM) durchgeführt. EDX-Analysen ermöglichten die Ermittlung der chemischen Zusammensetzung des Probenmaterials. Während das Verhalten von Quarz unter kryogenem Einfluss bereits eingehend untersucht wurde (Konishchev, 1981; Schwamborn, 2008), wird in der vorliegenden Arbeit die Feldspatgruppe als weitere mineralogische Komponente hinzugezogen und dem Quarz als Pendant gegenübergestellt. Während Feldspäte eine relativ hohe kryogene Stabilität aufweisen, sich aber bei warmzeitlich bedingter chemischer Verwitterung instabil verhalten, zeigen Quarze hingegen eine hohe kryogene Instabilität und halten chemischen Verwitterungsvorgängen besser stand (Konishchev, 1998). Für eine Beurteilung der unterschiedlichen Entwicklungsprozesse wurden die Rauigkeitsgrade von

Quarz und Feldspat im Verhältnis zueinander gegenübergestellt und über Clusteranalysen ausgewertet. Hierbei wurden die in Mineralclustern enthaltenen Quarz- und Feldspatkomponenten ausgezählt, wodurch die mengenmäßigen Anteile der angerauten Partikel erfasst werden konnten. Auf dieser Datengrundlage wurde deren prozentualer Wert berechnet. Die Bestimmung der Gesamtmineralogie erfolgte über die Röntgenpulverdiffraktometrie (XRPD).

Bei den pedogenen Analyseverfahren stand die Bestimmung der oxalat- und dithionitlöslichen Eisenwerte im Vordergrund. Zusätzlich wurden die Mangangehalte bestimmt und die pH-Werte gemessen. Hinzu kamen Leitfähigkeitsmessungen, die Ermittlung der Kohlen- und Stickstoffgehalte sowie Korngrößenanalysen.

Die Betrachtung der in dieser Arbeit gewonnenen Datensätze lässt eine Korrelierbarkeit zwischen der Oberflächenmorphologie von Quarz und Feldspat mit dem pedogenen Eisen (Fe_o , Fe_d), im Speziellen mit Goethit (Fe_{Goe}), erkennen. Während in warmzeitlich abgelagerten Horizonten eine Rauigkeit der Feldspäte durch chemische Verwitterung überwiegt und der Goethitgehalt dort sehr niedrig ausfällt, ist dieser in kaltzeitlichen Ablagerungen deutlich höher und die Quarze zeigen eine angeraute Oberfläche aufgrund von Frostverwitterung.

Als starker Hinweisgeber kann auch Calcit angesehen werden, da dieser unter wärmeren Bedingungen häufig vom Porenwasser gelöst, transportiert und erneut ausgefällt wird (Alekseev et al., 2003). In den untersuchten Proben zeigen sich vor allem in den warmzeitlichen Ablagerungen höhere Calcit-Signale.

Darüber hinaus wurde im Verlauf dieser Studie geprüft, ob auch Glimmer zur Beschreibung genutzt werden können, jedoch konnte sehr schnell festgestellt werden, dass dies zu keinen aussagekräftigen Ergebnissen führt. Zum einen waren Glimmer im Untersuchungsmaterial mengenmäßig nur im geringen Maße vertreten, zum anderen zeigen sie eine hohe kryogene Stabilität und verhalten sich aufgrund ihres Aufbaus/ihrer Spaltbarkeit eher „temperaturneutral“.

Die Resultate der pH-Wert-Messungen zeigen darüber hinaus, dass der Boden-pH-Wert als wegweisender Indikator genutzt werden kann, weil er an den untersuchten Standorten über ein konstantes Verlaufsmuster Auskünfte zu den klimatischen Bedingungen zum Zeitpunkt der Pedogenese geben kann. Er zeigt jedoch ganz offensichtlich nur eindeutige Warm- bzw. Kaltzeiten an. Liegen innerhalb einer Kaltzeitphase Wärmeschwankungen vor, so werden diese im pH-Verlauf nicht erkennbar.

Sowohl die Leitfähigkeiten als auch die Kohlenstoffgehalte ermöglichen eine grobe Einordnung in eine warm- bzw. kaltzeitliche Tendenz, dienen jedoch nicht als eindeutige Anzeiger. Dennoch ergeben sich Korrelationen zwischen der Oberflächenmorphologie von Quarz und Feldspat mit der Kohlenstoffkonzentration sowie zwischen C und dem Boden-pH. Über die Resultate der Korngrößenanalyse lassen sich Rückschlüsse auf die Ablagerungsbedingungen ziehen, sie liefern aber keine eindeutigen Hinweise auf den klimatischen Aspekt, ebenso wenig wie die enthaltenen Tonminerale, welche zum Teil auch als Fremdeintrag angesehen werden müssen.

Die Ergebnisse der mineralogisch-bodenkundlichen Analysen verdeutlichen, dass die Interpretation der Bildungsbedingungen zum Zeitpunkt der Pedogenese durch eine Reihe von externen Einflussgrößen erschwert wird, weil diese neben den klimatischen Faktoren ebenfalls eine starke Wirkung auf Bodenprozesse haben können. Die charakteristischen Erscheinungen innerhalb der Mineralphasen resultieren häufig aus einem Zusammenspiel verschiedenartiger Einflussgrößen, die für jeden Standort individuell betrachtet werden müssen. So spielen nicht nur die klimatischen Bedingungen zum Zeitpunkt der Pedogenese eine Rolle, sondern auch externe Faktoren, wie geomorphologische und geogene Aspekte, mögliche Wechselwirkungen zwischen dem Kohlenstoff im Boden mit der Mineralphase, Fremdeinträge, Transportmechanismen sowie die Ursprungszusammensetzung des Substrats oder spezielle Bodenbildungsprozesse, die das Bild der ursprünglichen Ausgangssituation verändern können (Abbildung 55).

In der Gesamtbetrachtung wird eindeutig klar, dass die Oberflächenmorphologie von Quarzen und Feldspäten sowie die Verteilung der Eisenoxide, im Speziellen der Goethitgehalt, signifikante Indikatoren zur Beschreibung klimatischer Ausgangsbedingungen darstellen und als mineralogische und pedogene Proxies definiert werden können.

Summary

Climate-related changes are accompanied with temperature fluctuations, which have a strong influence on pedogenic and biogeochemical soil processes, especially in the Arctic regions. Soil minerals react to extremely cold conditions by modifying their surface structures or accumulate due to frost weathering (Rogov, 1987). As soon as climate conditions change and temperatures rise, mineral components are transformed or dissolved. This often involves the transport of components to deeper soil horizons and, as the case may be, processes of precipitation.

Characteristic mineralogical compositions, neoformations, striking surface structures of quartz and feldspar grains as well as distinct distribution patterns of iron oxides can indicate the climatic conditions at the time of pedogenesis and can be interpreted as characteristic features of climate fluctuations.

The aim of this study is to develop mineralogical and pedogenic proxies describing the climatic sequence of the Pleistocene by means of the respective characteristics resulting from different mineralogical and pedogenic methods of analysis and their correlation. The Pleistocene is characterized by an alternation of several interglacial, glacial and interstadial periods and presents a comprehensive climate archive. The study areas comprise four sites in the Siberian Republic of Sakha (Yakutia).

For mineralogical analysis, the samples were observed with a scanning electron microscope (SEM). EDX analyses were used to determine the chemical composition. The characteristics of quartz under cryogenic influence has already been investigated in detail (Konishchev, 1981; Schwamborn, 2008). In this study, feldspar is used as a further mineralogical component compared to quartz as a counterpart. Feldspars show a relatively high resistance to cryogenic weathering, but are subject to chemical weathering caused by warm periods. By contrast, quartz shows a high cryogenic instability, but better withstands chemical weathering processes (Konishchev, 1998). For an assessment of different development processes, in this study the roughness grades of quartz and feldspar were compared in proportion to each other evaluated by cluster analysis. For this quartz and feldspar components contained in mineral clusters were counted, whereby the quantitative proportions of the roughened particles could be determined. Based on this data, their percentage value was calculated. The total mineralogy was determined by X-ray powder diffraction (XRPD).

The pedogenic analysis methods mainly focused on the determination of oxalate and dithionite soluble iron values. In addition, the manganese contents were determined and pH values measured. Furthermore, conductivity measurements, determination of carbon and nitrogen contents as well as grain size analyses were carried out.

Considering the data sets obtained in this study, a correlation between the surface morphology of quartz and feldspar grains with pedogenic iron (Fe_o , Fe_d), in particular with goethite (Fe_{Goe}), can be observed. While in horizons, deposited during warm periods, rough surface structures of feldspars prevail due to chemical weathering and the goethite content is very low there, it is significantly higher in deposits of cold periods and the quartzes show a roughened surface due to frost weathering.

Calcite can also be regarded as a strong indicator. Under warm conditions it is often dissolved, transported and precipitated by pore water (Alekseev et al., 2003). Higher calcite signals can be seen especially in warm period deposits of the investigated samples.

Furthermore, in the course of this study mica was examined whether it also can be used for description, but it becomes clear that this does not lead to any meaningful results. On the one hand, the samples contained only very small amounts of mica, on the other hand this mineral has a high cryogenic stability and reacts rather "temperature neutral" due to its structure/mineral cleavage.

The results of pH measurements show in addition that pH values can be used as a groundbreaking indicator. At the investigated sites, it provides information on the climatic conditions at the time of pedogenesis via a constant course pattern. However, it obviously only indicates clear warm or cold periods. Heat fluctuations within a glacial period are not recognizable in the pH course.

Both the conductivities and the carbon contents allow a rough classification into a warm or cold time tendency, but do not serve as an unambiguous indicator. Nevertheless, there are correlations between the surface morphology of quartz and feldspar with carbon concentration and between C and pH values. The results of the grain size analysis can be used to draw conclusions about the sedimentation rates, but they do not provide any clear indications of the climatic aspect, nor do the clay minerals contained. Some of them must also be regarded as external input.

The results of the mineralogical and pedogenic analyses show that a number of external factors complicate the interpretation of formation conditions at the time of pedogenesis. In

addition to climatic factors, these can have a strong effect on soil processes. The characteristic appearance of minerals often result from an interaction of different influencing variables, which have to be considered individually for each site. Thus, not only the climatic conditions at the time of pedogenesis play a role, but also external factors, such as geomorphological and geogenic aspects, interactions between carbon in soils and the mineral phase, external inputs, transport mechanisms as well as the original composition of the substrate or special soil formation processes, which can change the picture of the original initial situation (Figure 55). In the overall view, it is clear that the surface morphology of quartzes and feldspars as well as the distribution of iron oxides, in particular the goethite content, are significant indicators describing climatic conditions and can be defined as mineralogical and pedogenic proxies.

1. Einleitung

Veränderungen des Klimas wirken sich auf viele Bereiche innerhalb des Erdsystems aus und hinterlassen auch in Permafrostböden Spuren, die als kennzeichnende Merkmale dieser Schwankungen gedeutet werden können. Bodenminerale verändern bei extrem kalten Bedingungen ihre Oberflächenstruktur oder akkumulieren sich durch physikalische Frostverwitterung (Rogov, 1987). Bei wärmeren Ausgangsbedingungen werden mineralische Komponenten häufig umgewandelt oder gelöst. Bei permafrostbedingtem Gefrieren der Bodenschichten wird deren Entwicklungszustand schließlich konserviert. Die jeweiligen Charakteristika können für eine Entwicklung mineralogischer und pedogener Proxies genutzt werden, welche die klimatische Abfolge des Pleistozäns beschreiben.

1.1. Definition mineralogischer und pedogener Proxies

Ein Proxy stellt in dieser Studie einen indirekten Indikator dar, der einen bestimmten Umwelt- und Klimabereich charakterisiert, entweder als typische Erscheinungsform eines Minerals oder als signifikante Mineralform in kennzeichnender Zusammensetzung.

1.2. Forschungsgegenstand und Zielsetzung

Im Rahmen dieser Dissertation werden ausgewählte Proben aus Permafrost-beeinflussten Böden der sibirischen Republik Sacha (Jakutien) mit dem Ziel analysiert, mineralogische und pedogene Proxies zu entwickeln, welche Aussagen über die im Pleistozän vorherrschenden Kalt-Warm-Schwankungen liefern und Schlüsse auf die zukünftige Bodenentwicklung im sibirischen Permafrost ermöglichen. Das Probenmaterial stammt aus holozänen und pleistozänen Ablagerungen unterschiedlicher klimatischer und geologischer Ausgangsbedingungen von vier Standorten in Jakutien (Abbildung 5). Zum einen wurde dabei auf bereits in anderen Projekten entnommenen Materials zurückgegriffen, zum anderen wurden neue Proben im Gelände sowie von vorhandenen, unbearbeiteten Bohrkernen genommen.

Die Untersuchung erfolgte einerseits über mineralogische Analysemethoden, andererseits mittels pedogener Analyseverfahren. Mit Hilfe dieser Methoden wurde die Zusammensetzung

des Probenmaterials und die Erscheinungsformen der darin enthaltenen Minerale bestimmt. Die pleistozänen Proben stammen aus Ablagerungen der Weichselkaltzeit und des Saale-Komplexes. Diese Zeitabschnitte wurden durch den Wechsel mehrerer Warm- (Interglaziale) und Kaltzeitphasen (Glaziale) sowie in letzteren auftretenden Wärmeschwankungen (Interstadiale) gekennzeichnet und stellen somit ein repräsentatives Klima-Archiv dar. Die Resultate führen schließlich, im Abgleich mit Referenzdaten aus vorliegenden Altersdatierungen, zur Entwicklung mineralogischer und pedogener Proxies, die den Verlauf der Umwelt- und Klimaänderungen beschreiben.

1.3. Fragestellung

Die Oberflächen von Quarzkörnern zeigen häufig Spuren von Tau-Gefrier-Wechsel an, welche mit einer Bildauswertung über das Rasterelektronenmikroskop (REM) nachweisbar sind. Hierbei sind schuppige und flockige Oberflächen sowie Mikrorisse zu erkennen, welche die Frostverwitterung in den Sedimenten widerspiegeln (Schwamborn et al., 2008). Warme Perioden werden mit höheren Temperaturgradienten in der Auftauschicht in Verbindung gebracht, was den „thermischen Stress“ auf die Körner und nachfolgend den mechanischen Aufbruch erhöht (Schwamborn et al., 2008). Auch die Erhöhung der Feuchtigkeit fördert die Entstehung von Mikrorissen, wenn Wasser in Spalten migriert und anschließend die Körner sprengt, sobald es zu Eis gefriert (Schwamborn et al., 2012). Im Zuge der Frostverwitterung kann es ebenfalls zu einer Akkumulation von Quarz kommen (Rogov, 1987), was über die Röntgenpulverdiffraktometrie (XRPD) geprüft wird. Während in vorangegangenen Studien die kryogene Instabilität des Quarzes bereits genutzt wurde, um Frost-Tau-Zyklen zu beschreiben, wird in dieser Arbeit die Feldspatgruppe als neuer Parameter für warmzeitliche Ablagerungen hinzugefügt. Feldspäte sind kryogen stabiler als Quarz, reagieren jedoch sensibel auf chemische Verwitterungsprozesse, was sich ebenfalls in Veränderungen ihrer Oberflächenmorphologie zeigt. Quarz und Feldspat stehen sich somit jeweils als Pendant gegenüber. Es wird angenommen, dass über das Verhältnis der rauen Quarz- und Feldspat-Anteile Aussagen zur Verwitterungsstärke und somit zum klimatischen Verlauf getätigt werden können. Darüber hinaus ist in warmzeitlichen Horizonten durch Verwitterungsprozesse von einer Feldspat-Reduktion auszugehen, die ebenfalls über eine XRPD-Analyse nachgewiesen werden kann. Eine Analyse von oxalat- und dithionitlöslichem

Eisen (Fe_o , Fe_d) ermöglicht eine Erfassung der Verteilung dieser klassischen Verwitterungsneubildungen. Unterschiedliche Verteilungsmuster verschiedenartiger Eisenoxide geben Hinweise auf die klimatischen Ausgangsbedingungen, an denen die Analysen anderer Mineralphasen orientiert werden können. Darüber hinaus können über die Berechnung des Goethitgehaltes Rückschlüsse auf die Eisenfreisetzung durch Fe(II)-haltige Silikate gezogen (Amelung et al., 2018) und eine potentielle Bindung des Kohlenstoffs an die Mineralphase untersucht werden. Durch eine Erhöhung der Temperatur steigt aufgrund der zunehmenden Mobilität des Wassers die Verwitterungsrate an. Daraufhin können Stoffe im Boden leichter gelöst, abwärts transportiert und dort unter Umständen ausgefällt werden. Daher ist davon auszugehen, dass die Ablagerungen der wärmeren Ausgangsbedingungen zu lokalen Ausfällungen und Ansammlungen mineralischer Komponenten geführt haben, die möglicherweise verstärkt unterhalb der warmzeitlichen Horizonte zu finden sind. Ein Hauptaugenmerk liegt dabei auf Calcit, Tonminerale und der möglichen Kristallisation von Lepidokrokit (Alekseev et al., 2003). Es wird angenommen, dass eine Korrelation der „mineralogischen Erscheinungsformen“ bezüglich der Oberflächenmorphologie mit den oxalat- und dithionitlöslichen Eisenwerten und den Kohlenstoffgehalten vorliegt.

Daraus ergeben sich folgende Fragestellungen:

1. Welche Minerale, Oxide und organo-mineralischen Verbindungen charakterisieren Ablagerungen wärmerer bzw. kälterer Ausgangsbedingungen an den stratigraphisch eingeordneten Standorten?
2. Welche Auswirkungen haben Kaltzeitphasen auf die Minerale und Oxide in Permafrost-beeinflussten Böden und wie setzen sich Warmzeiten davon ab?
3. Können die mineralogischen und pedogenen Entwicklungsprozesse miteinander korreliert werden?
4. Welche mineralogischen und pedogenen Proxies können auf dieser Datengrundlage entwickelt werden und inwiefern sind diese zur Charakterisierung pleistozäner Klimavariabilitäten geeignet?

2. Grundlagen

2.1. Aktueller Forschungsstand – Minerale unter kryogenem Einfluss

Bei zyklischen Frost-Tau-Phasen kommt es nach Rogov (1981) zu einer Akkumulierung des Quarzes in der Fraktion 0,05-0,01 mm, die bodenkundlich der Grobschlufffraktion entspricht (KA5, 2005). Dies geschieht überwiegend durch die Zerkleinerung der Minerale, deren Prozesse Spuren in Form von „Defekten“ auf den Oberflächen der Körner hinterlassen. Darüber hinaus haben Experimente bereits gezeigt, dass es im Zuge von Frost-Tau-Zyklen zu einer Ansammlung bestimmter Minerale in bestimmten Sandfraktionen kommt: 0,25-0,1 mm (Mittelsand) – Glimmer; 0,1-0,05 mm (Feinsand) – Feldspäte und bei 0,05-0,01 mm (Grobschluff) neben Quarz auch Amphibole und Pyroxene (Rogov, 2000).

Als tragender Prozess der kryogenen Verwitterung wird der Einfluss des Phasenüberganges Wasser – Eis angesehen. Die Interpretation ist jedoch recht vielfältig. Generell gilt die Ansicht, dass der grundlegende Prozess die „Keilwirkung“ des Eises bei der Auskristallisierung von Wasser ist, wenn das Volumen bis zu 9 % zunimmt (Yershov, 2008) und Drücke von einigen Zehner Megapascal entstehen. Hierbei ist der Wirkungseffekt dieses Mechanismus proportional zur Menge des im Boden enthaltenen Wassers und der Menge der durchlaufenen Tau-Gefrier-Zyklen (Rogov, 2000). In diesem Zusammenhang werden der Maßstab und der Charakter der Ausprägung von einzelnen Autoren verschieden betrachtet. Während nach Tshernjahovski (1966) die „Keilwirkung“ des Eises nur zur groben Zerkleinerung des Bodens/Gesteins führt und zur Ansammlung in der grobklastischen Fraktion beiträgt, konnte Minervin (1982) nachweisen, dass die Keilwirkung auch in Dislokationskanälen mit Durchmessern von 200-300 nm wirken kann. Poltev (1966), der die Wirkung des Eises als eine Zerkleinerung auf grobe Stücke anerkannte, sah in der feinen Zerstörung das Resultat der Wirkung des Adsorptionsdruckes während des Auftauens.

Konishev (1981) hat den Mechanismus der kryogenen Verwitterung genauer betrachtet. Seiner Ansicht nach beinhaltet dieser Mechanismus mehrere Prozesse, wobei die „Keilwirkung“ des Eises durch das Gefrieren von Wasser in verhältnismäßig groben Klüften sowie die Zerstörung der Skeletteile aufgrund des schwankenden Druckes von nicht-gefrorenem Wasser in den Mikroklüften die Wichtigsten sind. Während der erste Prozess mit traditionellem Wissen betrachtet wird, postuliert Konishchev ein Schema zur

kryohydratischen Verwitterung. Darüber hinaus verweist er auf die bestimmende Rolle der spezifischen Oberflächenenergie bei der Zerkleinerung von Mineralen. Ihre konkrete Form zeigt sich in der schützenden Funktion eines dünnen Wasserfilmes. Dort, wo die Bedeutung der spezifischen Oberflächenenergie groß ist und demzufolge auch die Dicke des nicht-gefrorenen Wasserfilms mächtiger ist, werden die Fraktionen am wenigsten zerkleinert. Gefriert dieser Wasserfilm jedoch, so führt dies zu einem „zerkleinernden“ Effekt (Yershov, 2008).

Zudem zeigen mineralische Bestandteile Unterschiede in ihrer kryogenen Stabilität. Bezugnehmend darauf konnte eine Rangfolge der Komponenten aufgestellt werden, die es ermöglicht das Hauptprinzip der kryogenen Verwitterung zu formulieren (Konishchev, 1998). Dieses Prinzip unterscheidet sich grundlegend von der Verwitterung im warmen, feuchten Klima und läuft im Vergleich dazu genau gegensätzlich ab. Bei mehrmaliger Überschreitung des Temperaturnullpunktes wird Quarz zunehmend instabiler, während er unter warmen Bedingungen aus chemischer Sicht eine hohe Verwitterungsresistenz aufweist (Okrusch & Matthes, 2013). Feldspäte hingegen zeigen sich stabiler unter kalten Bedingungen und sind für chemische Verwitterungsprozesse wesentlich anfälliger.

Konishchev (1998) untersuchte die Verteilung verschiedener Minerale in unterschiedlichen Partikelgrößenfraktionen innerhalb der Sedimente, die unter verschiedenartigen klimatischen Bedingungen verwitterten. Auf dieser Grundlage stellte er einen Index zur Abschätzung der Verwitterungsbedingungen in kalten Regionen auf - den „Cryogenic Weathering Index“ (CWI, nach Konishchev, 1998). Dieser erlaubt es, den Anteil der kryogenen Mineralverwitterung bei der Formation eines Sedimentes abzuschätzen:

$$CWI = (Q_1/F_1) / (Q_2/F_2)$$

Q₁: Quarzgehalt (%) in der feinen Fraktion

Q₂: Quarzgehalt (%) in der groben Fraktion

F₁: Feldspatgehalt (%) in der feinen Fraktion

F₂: Feldspatgehalt (%) in der groben Fraktion

Dabei weisen CWI-Werte über 1,0 auf eine Bildung von Sedimenten unter starken kryogenen Bedingungen hin; die Werte unter 1,0 deuten an, dass diese Sedimente unter warmen, feuchten Bedingungen (ohne Kryogenese) gebildet wurden (Schwamborn et al., 2008).

Rogov (1987) postulierte, dass Kavernen, Aushöhlungen und Kanäle im Quarz vermutlich freigelegte Einschlüsse darstellen. Diese ehemaligen Einschlüsse haben sowohl unterschiedliche Größen als auch Formen und enthielten feste, flüssige und gasförmige Phasen. In der gasförmigen Phase: CO_2 , H_2S , H_2 und andere Gase; in der flüssigen Phase sind folgende Ionen vertreten: Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , SiO_3^{2-} , gelöste Kieselsäure und Spurenelemente. Eine Senkung der Temperatur führt demnach dazu, dass die flüssige Phase kristallisiert, der Druck stark ansteigt, wobei sich das Volumen der Einschlüsse um 5-10 % vergrößert und die Teilchen zerreißen. Ab und zu weisen die Oberflächen der Klüfte Risse auf, die sich radial von den Hohlräumen ausbilden (Rogov, 1987).

Das Zerreißen der gasförmig-flüssigen Einschlüsse im Quarz erweist sich nach Rogov (1987) als Anfangsphase der kryogenen Verwitterung. Im Anschluss folgt die Zerkleinerung, die aus der Kristallisation des Wassers in den entstandenen Hohlräumen hervorgeht. In der letzten Phase dieses Ablaufs wird die Oberfläche durch die Einwirkung saurer Lösungen verändert. Es besteht die Theorie, dass aus den Einschlüssen freigesetzte Substanzen mit der Porenflüssigkeit des Bodens in Lösung gehen und ihre Zusammensetzung ändern. Dadurch kann sich der pH-Wert der Bodenlösung in den sauren Bereich verschieben. Eine derartige Lösung kann sich so gegebenenfalls konzentrieren und die Quarzoberflächen aktiv beeinflussen, was sich in Auflösungen widerspiegelt (Rogov, 1987).

Insgesamt gibt es nach Rogov (2000) drei Typen von verwitterungsbedingten „Defekten“: Furchen, Klüfte/Risse und Brüche/Abspaltungen. Die Ausprägung der Defekte, die durch mechanische Prozesse während der Entstehung und durch die Kristallform bestimmt sind (Kavernen, Löcher, Klüfte), steht seiner Meinung nach in keinem direkten Zusammenhang mit der Intensität der kryogenen Verwitterung. Sie fördern die kryogene Verwitterung, weil die Minerale durch ihre Strukturen angreifbarer werden, sind aber nicht der einzige Grund. Die Untersuchung ergab, dass Quarze, welche aufgeschlossene Hohlräume (durch gasförmig-flüssige Einschlüsse) besaßen, stärker zerstört wurden als Quarze mit mechanischen Defekten. Radial von den Hohlräumen der gasförmig-flüssigen Einschlüsse gehen Spalten/Klüfte aus. Die Hohlräume selbst nehmen oftmals komplexe Formen an und stellen die Defekte dar, in die das Wasser eindringt. Dort verwandelt es sich dann zu Eis und zersprengt die Teilchen.

Eine Erforschung der gasförmig-flüssigen Einschlüsse in Mineralen kann über die Methode der Thermobarometrie erfolgen, die auf der Bestimmung von Temperatur und Druck in Mineralen basiert. Taber (1950) hat als Erster die Rolle der gasförmig-flüssigen Einschlüsse in kryogen verwitterten Mineralen beschrieben. Durch das Fehlen von Verwitterungsspuren, die durch das Gefrieren von Lösungen in Einschlüssen entstehen, konnte er bestätigen, dass es in den Böden von North Carolina (U.S.A.) im Pleistozän keinen Permafrost gab.

Darüber hinaus gibt es in der Literatur Nachweise darüber, dass neben der grobkörnigen Zerstörung des Quarzes auch ein kryogener Einfluss in der feinkörnigen Fraktion zu vermerken ist, der zum Zerfall kleinerer Körner führen kann (Rogov, 1982).

Weitere Experimente zeigten, dass ein „größerer Austritt“ von feinkörnigem Material in Böden beobachtet wurde, die Kolloide, wie z. B. Eisenhydroxid beigemischt hatten (Rogov, 2000). Die morphoskopischen Analysen zeigten, dass sich auf den Teilchen Filme von ausgefallenen Kolloiden bildeten, unter denen man die Verwitterung der Teilchen beobachten konnte. Diese Beobachtung zeigt, dass bei der physikalischen Verwitterung von Quarz ein weiterer Mechanismus abläuft, der jedoch nur in Verbindung mit Feuchtigkeit festgestellt werden kann. Dies legt den Schluss nahe, dass die treibende Kraft dahinter die Stärke der Interaktion zwischen Wasser und vorhandenen Mineralen sowie deren gelösten Elementen ist. Dem Anschein nach fungiert die Kolloid-Schicht als eine Art Pufferzone zwischen dem sich bildenden Eis und der Oberfläche der Teilchen. Während des Gefriervorganges der feuchten Dispersion geht ein Teil der Feuchtigkeit aus dieser Zone in die Bildung von Eis ein. Aus den Defekten (u. a. aus Mikroklüften) erfolgt ein Nachfluss von Feuchtigkeit zur Kompensation. Wenn das Material hingegen taut, läuft dieser Prozess rückwärts ab. Somit migriert die Feuchtigkeit bei diesen zyklischen Wiederholvorgängen aus den Defekten hin und her und führt schrittweise zur Zerstörung der Teilchenoberfläche (Rogov, 2000).

Feldspäte verwittern bei diesen Prozessen eher schwach, Minerale mit Kettenstruktur (Hornblende und Diopsid) stärker; Minerale mit Schichtstruktur (Biotit, Muskovit, Chlorit) und Kolloide aggregieren sogar in einigen Fällen (Rogov, 2000). Alle Minerale weisen eine erhöhte Menge an Frakturen auf, was häufig eine Folge der Spaltbarkeit ist. Führt man an dieser Stelle die Minerale nach dem Grad der Frakturen auf, so entsteht eine Reihe, die fast das komplette Gegenteil zur Reihe der kryogenen Stabilität von Mineralen nach Konishchev (1998) darstellt – Glimmer, Feldspat, Hornblende, Pyroxen, Quarz. Daraus folgt, dass die Spaltbarkeit der Minerale nicht als grundlegender Faktor für die kryogene Zerstörung/Verwitterung angesehen

werden kann (Rogov, 2000). Dennoch darf sie in den Verwitterungsprozessen nicht vernachlässigt werden. Es ist davon auszugehen, dass Minerale mit einer erhöhten Elastizität eher ihre ursprüngliche Form behalten. Die Schlussfolgerung nach Rogov (2000) lautet demnach: je härter ein Mineral ist, desto instabiler verhält es sich bei kryogenen Verwitterungsprozessen und je weicher es ist, desto höher ist in diesem Fall dessen Stabilität. Quarz gilt insofern als kryogen instabil.

Ein weiterer Prozess, der die kryogene Verwitterung anzeigt, ist die bereits oben erwähnte Aggregation feinkörnigen Materials. Die theoretischen Grundlagen dieses Prozesses in Permafrostböden sind in den Arbeiten von Tjutjunov (1960) und Poltev (1966) enthalten. Die ersten experimentellen Versuche von Konishchev (1973) haben gezeigt, dass die Aggregation eng mit der Dispergierung der Schichtsilikate verbunden ist. Bei dem Verwitterungsprozess von dispergiertem Biotit während Frost-Tau-Zyklen findet in feuchtigkeitsgesättigtem Milieu ein intensiver chemischer Einfluss statt. Dieser betrifft die Oberflächen der Biotit-Schichten und führt zur Freisetzung von Ionen aus dem Kristallgitter. Darauf folgen ihre Hydratisierung und schließlich das „Zusammenkleben“ von Partikeln. Charakteristisch ist die Aggregation für Minerale mit komplexem Aufbau, wie Glimmer und Chlorit sowie für Eisenoxide. Im Laufe der Frost-Tau-Zyklen adsorbieren die feinkörnigen Bestandteile aktiv Wasser und bilden runde oolithförmige Konkretionen, die in Clustern aggregiert werden. Rogov (2000) konnte über Experimente nachweisen, dass Minerale, die Eisen enthalten schneller verwittern. Darüber hinaus stellte er fest, dass das im Laufe von Frost-Tau-Zyklen entstandene Eisenhydroxid grobe Schluff- und Feinsandpartikel verkittet und sich somit heterogene Aggregate bilden. Zusätzlich befindet sich manchmal feinkörniges Material der Akkumulierungen auf den Oberflächen der mineralischen Teilchen (Rogov, 2000).

Darüber hinaus beschäftigen sich einige Arbeiten mit bestimmten Mineralgruppen oder Mineralformen im Zusammenhang mit kaltzeitlichen Ablagerungen:

So konnte Siegert (1993) neu gebildete Aluminiumoxide (Korund α - Al_2O_3 , β - Al_2O_3 und θ - Al_2O_3) durch kryolithologische Untersuchungen in eisreichen Quartär-Ablagerungen in Jakutien nachweisen. Die Kristallisation dieser Phasen erfolgt nach Siegert (1993) unter sehr ungewöhnlichen thermodynamischen Bedingungen und weist darauf hin, dass kryogene Dehydrationsprozesse einen großen Einfluss auf die diagenetische Umwandlung von

Sedimenten innerhalb der Permafrostzone haben. Ein langfristiger Einfluss von Temperaturen unter dem Gefrierpunkt kann die Dehydratation von Ausfällungen verstärken. Es ist davon auszugehen, dass die langsame Reaktionsgeschwindigkeit in gefrorenen Systemen für die Erzielung der metastabilen Übergangsphasen $\beta\text{-Al}_2\text{O}_3$ und $\theta\text{-Al}_2\text{O}_3$ neben $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$ verantwortlich ist.

Vogt & Corte (1996) konnten charakteristische Strukturen von Calcit- und Gips-Ausfällungen in pleistozänen Ablagerungen nachweisen, die mit hoher Wahrscheinlichkeit durch Gefrierprozesse entstanden sind. Bei den Calciten handelt es sich um faserige Kristalle, die in dieser speziellen Erscheinungsform bisher nur in den kalten Klimazonen nachgewiesen werden konnten - sowohl in der rezenten Auftauschicht der Antarktis, als auch in älteren Ablagerungen, für die somit Paläo-Permafrost diagnostiziert werden kann. Vogt & Corte weisen dabei darauf hin, dass in kryogenen Regionen der Prozess des Einfrierens einen Schlüsselprozess darstellt, der zu einer Konzentration von gelösten Stoffen führt, denn mit fortschreitender Gefrierfront werden diese durch das Wachstum von Eislinsen isoliert. Werden gesättigte Lösungen eingefroren, bilden sich nadelförmige Calcite und fein gespaltene Gipskristalle, die zur Kühlfläche hinwachsen.

Nach Vogt & Corte (1996) entsteht in den obersten Zentimetern der Auftauschicht jahreszeitlich bedingtes Schmelzwasser, das Stoffe löst. Diese fallen aus, sobald das Wasser wieder zu Eis gefriert. Das im Boden enthaltene Wasser muss also nicht nur frieren, sondern auch auftauen, damit die oben beschriebenen Ausfällungen zustande kommen. Aus diesen Gründen finden diese Ausfällungsprozesse nur in der Auftauschicht oder während der Bildung der Permafrosttafel statt. Darüber hinaus darf eine Zirkulation von freiem Wasser nicht vorherrschen, sonst würde es zur Auswaschung der Komponenten kommen. Ein geschlossenes System, das durch eine gefrorene Fläche am Grund abgegrenzt ist und eine absenkende Kühlfront bieten die besten Voraussetzungen für diese Art von Calcit- und Gips-Neubildungen (Vogt & Corte, 1996).

Durch die Untersuchung von Sedimenten aus fünf Standorten in der Circum-Baikal Region konnten Vogt & Larqué (2002) neugebildete Tonminerale, sekundäre Ausfällungen von Eisen und Calcit sowie ungewöhnliche lamellare Strukturen von Sulfaten nachweisen. Dieses Material zeigte somit dieselben Merkmale wie andere Paläo- und rezente Permafrostböden.

Im Abgleich mit den sedimentären Strukturen und der geomorphologischen Umgebung konnte durch Vogt und Larqué somit Paläo-Permafrost nachgewiesen werden.

Alekseev, et al. (2003) untersuchten die Verwitterung Fe-haltiger Minerale (Chlorit), die Eisenmigration innerhalb der Auftauschicht und dessen Kristallisation zu Lepidokrokit im Grenzbereich zum Permafrost. Dabei konnte nachgewiesen werden, dass die höchste Konzentration von Lepidokrokit an der Grenze zum Permafrost vorliegt. Die Permafrosttafel stellt somit eine wichtige geochemische Barriere dar.

Bis dato wurde das Zusammenspiel von pedogenem Eisen, Kohlenstoffgehalten und charakteristischen Mineralstrukturen in entsprechenden Ablagerungen sowie eine mögliche Korrelation dieser Komponenten noch nicht untersucht.

2.2. Klimaentwicklung Sibiriens

2.2.1. Die Eiszeiten in Sibirien

Mit der Saale-Eiszeit (NW-europäische Gliederung) ging in Sibirien die Maximalvereisung einher und erreicht mit der Dnjepr-Zunge bei der Einmündung des kleinen Nebenflusses Orej in den Dnjepr mit etwa 48,5° nördl. Breite den südlichsten Punkt (Thiel, 1951). Nach Ramsay (1913) verlief die Ostgrenze der skandinavischen Vereisung auf dem europäischen Festland östlich des Timan-Rückens. Der Ural trug nach Warsanowjewa (1934) im Osten keine geschlossene Eisbedeckung, sondern in Abhängigkeit vom Relief lokale Gletscher vom norwegischen Typ. Quer durch die westsibirische Tiefebene bestand hingegen eine geschlossene Eisdecke, welche durch ausgedehnte Schmelzwasserablagerungen nachgewiesen werden konnte (Thiel, 1951). Auf dem Norilsker Plateau und dem Byrranga-Rücken der Taimyr-Halbinsel lagen die beiden Zentren der östlichen Vereisung. Darüber hinaus füllten die Eismassen auch die Nordsibirische Senke dazwischen aus, so dass das ganze Nährzentrum als eine Einheit angesehen werden kann (Thiel, 1951). Die geschlossene Eisdecke erstreckte sich nach Norden über die Tscheljuskin-Halbinsel und umfasste die Nordland-Inseln (Sewernaja und Semlja). Während sich somit die Gletscher nach Norden und Südwesten über Hunderte von Kilometern ausbreiteten, war die Vergletscherung in östliche

Richtung äußerst gering. Im Norden des Gesamttraumes der sibirischen Vereisung befand sich in der Eisbedeckung des Festlandes eine Lücke, welche die Jamal-Halbinsel und den nördlichen Bereich der Westsibirischen Tiefebene betraf (Thiel, 1951). Gerassimow (1939) schätzt die Gesamtfläche der sibirischen Eisbedeckung in ihrer Maximalausdehnung auf 4000 qkm. Davon lag der Hauptteil mit etwa 75 % östlich des Urals. Für die Ural-Vergletscherung selbst wurden von Aleschkow (1935) 800 000 qkm genannt. Die Vereisung des Ural in der letzten Eiszeit (Weichsel-Kaltzeit, NW-europäische Gliederung) war hingegen eher unbedeutend und beschränkte sich mehr auf das Gebirge selbst. Nur in östliche Richtung drangen die Gebirgsgletscher hinaus und bildeten eine ca. 30 km weite Vorgebirgsvereisung (Thiel, 1951). Ganz allgemein war die letzte Vereisung von geringerem Ausmaß, bei der auch die große Weite der Westsibirischen Tiefebene frei von jeder Vereisung blieb. Viele Autoren, wie Edelstein (1931), Grigorjew (1934) oder Saks (1936), schließen eine geschlossene Vereisung Mittel- und Ostsibiriens aus und bemerken, dass die Verhältnisse der Vereisung in dieser Region einen ganz anderen Charakter haben und somit nicht mit der quartären Vereisung in Europa und Westsibirien verglichen werden können. Während fast alle Gebirge Nordost-Sibiriens sowie eine Reihe von Gebirgen um und ostwärts des Baikalsees klare Zeichen einer alten Vereisung zeigen, fehlen auf den Plateaus und in den Niederungen derartige Spuren meist gänzlich, so dass dort eine ehemalige Vereisung ausgeschlossen werden kann. Lediglich das Mittelsibirische Plateau weist geringfügige Spuren örtlicher Vergletscherungen auf. Diese können jedoch nur von geringer Mächtigkeit gewesen sein und sind keinesfalls mit einer geschlossenen Eisdecke zu vergleichen (Thiel, 1951). Die Gletscher des Werchojansker Gebirges traten hingegen nach Südwesten und Süden hinaus und schoben sich als geschlossene Vorlandvereisung bis zur Lena (Thiel, 1951). Im Allgemeinen liegt somit ein Gegensatz zwischen den Gebirgen und den horizontalen Flächen der Plateaus und Niederungen vor.

In der ersten Hälfte des spätpleistozänen Interstadials der mittleren Weichsel vor ca. 46 bis 24 ka BP, herrschte im Nordosten Sibiriens ein extrem kontinentales Klima (Hubberten et al., 2004). Die Temperaturen im Sommer lagen über dem heutigen Mittel, was zur Ausbildung einer „warmen“ Tundren-Steppe führte (Sher et al., 2005). In der Spätphase der Mittleren Weichsel (35 bis 24 ka BP) und während der Oberen Weichsel (zwischen 24 bis 15 ka BP), deuten die fossile Flora und Fauna auf kältere Sommer hin, was sich anhand einer „kühlen“ Variante der Tundren-Steppe belegen lässt (Sher et al., 2005).

Rekonstruktionen von Klima- und Umweltbedingungen im nördlichen Eurasien während der letzten Eiszeit zeigen, dass während der maximalen Ausbreitung des Eises vor ca. 18-20 000 Jahren, Nordeuropa und die Barentssee von massivem Eis bedeckt waren (Hubberten et al., 2004). Im Westen war die Akkumulationsrate des Eises aufgrund des niederschlagsreichen, maritimen Klimas mit mehr als 600 mm/a sehr hoch (Hubberten et al., 2004). Diese Rate nahm in Richtung Osten ab, weil das Klima kontinentaler wurde und somit weniger Niederschlag in Form von Schnee fiel. Die östliche Grenze der Vereisung lag westlich der Taimyr-Halbinsel, wo die polare Wüste anfang (Hubberten et al., 2004). Als Folge der fehlenden Eisbedeckung, bildete sich östlich der Taimyr-Halbinsel tiefgründiger Permafrost.

In der letzten Phase der Oberen Weichsel (zwischen 15 und 12,5 ka BP) stiegen die Sommertemperaturen stark an und führten zur Ausbildung einer feuchteren Tundra mit Thermokarstseen (Sher et al., 2005).

Die Ausbreitung des Permafrostes konnte trotz der genannten Temperaturschwankungen fortschreiten, was von extrem kalten Wintern zeugt, die weit kälter als heute waren (Hubberten et al., 2004). Die Januartemperaturen lagen mehr als 8 °C unter den Heutigen und erreichten unter -40 °C.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass eine geschlossene Vereisung Mittel- und Ostsibiriens während der letzten Eiszeit (Weichsel-Kaltzeit, NW-europäische Gliederung) ausgeschlossen werden kann (Saks, 1936; Hubberten et al., 2004). In Ostsibirien konnten Gebirgsvereisungen mit zunehmender Flächenbedeckung in Richtung Küste des Pazifischen Ozeans nachgewiesen werden. In Ostsibirien überwog somit der alpine Typus, der sich an der Küste teilweise zum norwegischen wandelte (Thiel, 1951). Es zeigt sich für den Gesamttraum des eurasischen Nordens, dass die Intensität der Vereisung von W nach O zunächst abnahm (Hubberten et al., 2004), um sich erst im äußersten Randgebiet des Ostens mit Annäherung an den Pazifischen Ozean wieder zu erhöhen.

2.2.2. Rezente Klimasituation in Sibirien

Generell ist das rezente Klima in Sibirien von der Größe des Landes und der großen Entfernung vieler Regionen vom Meer geprägt, so dass ein kontinentales Klima dominiert (Abbildung 1, B). Daraus folgen verhältnismäßig warme Sommer (bis zu +40 °C) und extrem kalte und lange

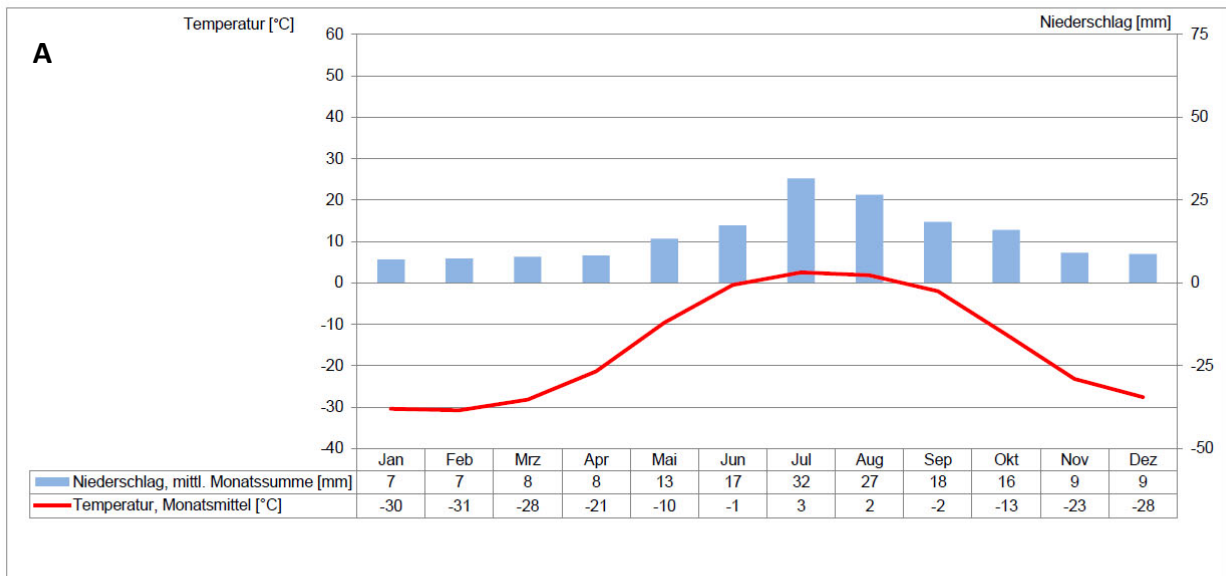
Winter. In Nord-Zentral-Sibirien liegt die Durchschnittstemperatur bei -50 °C im Januar (Jones et al., 2010). Die arktische Tundra sowie der äußerste Südosten Sibiriens bilden dabei eine Ausnahme: Die weiten Ebenen des Nordens stehen unter dem Einfluss von Luftströmen aus der Arktis und vom Atlantik und bilden somit eine subarktische Klimaregion (Abbildung 1, A). Wenig Sonneneinstrahlung, lange, kalte Winter und kurze, kühle Sommer (bis 15 °C) sind die Folge. In der Republik Sacha befindet sich der Kältepol der nördlichen Halbkugel. Die niedrigste Temperatur wurde dort 1892 gemessen und betrug -69.8 °C (Jones et al., 2010). Die Küstenlinie entlang des Arktischen Ozeans und die arktischen Inseln zeigen Tundra- bis polares Klima. Die Winterzeit ist in vielen Regionen Ostsibiriens im Vergleich zum Sommer relativ trocken. Der südliche Abschnitt Sibiriens wird von semiaridem Klima beherrscht.

Im Lena-Delta herrscht arktisch-kontinentales Klima, das von niedrigen Temperaturen und vom Niederschlag geprägt ist (Boike et al., 2008). Obwohl die Niederschlagsrate vergleichsweise gering ausfällt, ist das Klima des Deltas aufgrund der geringen Verdunstungsrate, bedingt durch niedrige Temperaturen, als feucht einzustufen (Kutzbach, 2006). An der Wetterstation in Tiksi (ca. 120 km südöstlich des Untersuchungsgebietes Samoylov/Kurungnakh) betrug die mittlere jährliche Lufttemperatur über einen Zeitraum von 30 Jahren (1981-2010) $-12,8\text{ °C}$ und die mittlere jährliche Niederschlagsrate 321 mm (Abbildung 2). Die mittlere Temperatur des wärmsten (August: $7,8\text{ °C}$) und des kältesten Monats (Januar: $-30,2\text{ °C}$) unterstreicht den starken klimatischen Kontrast zwischen den Jahreszeiten, der für kontinentale Polarregionen typisch ist (Eckhardt, 2017). Die Vegetationsperiode im Sommer, mit täglichen Durchschnittstemperaturen über dem Gefrierpunkt, verläuft in der Regel über drei Monate von Mitte Juni bis Mitte September. In der zentralen Delta-Region findet im Sommer ein schneller Wechsel der Wetterbedingungen durch die Advektion kalter und feuchter oder warmer und trockener Luft aus dem Arktischen Ozean bzw. dem kontinentalen Festland Sibiriens statt (Runkle et al., 2013).

Klimadiagramm von Kotelny, Insel / Laptew-See, Rep. Sacha (Jakutien) / Russische Föderation

Koordinaten: geographische Breite: 76° 00' N, geographische Länge: 137° 54' E

Stationshöhe: 10 m über NN

**Klimadiagramm von Jakutsk, Rep. Sacha (Jakutien) / Russische Föderation**

Koordinaten: geographische Breite: 62° 05' N, geographische Länge: 129° 45' E

Stationshöhe: 103 m über NN

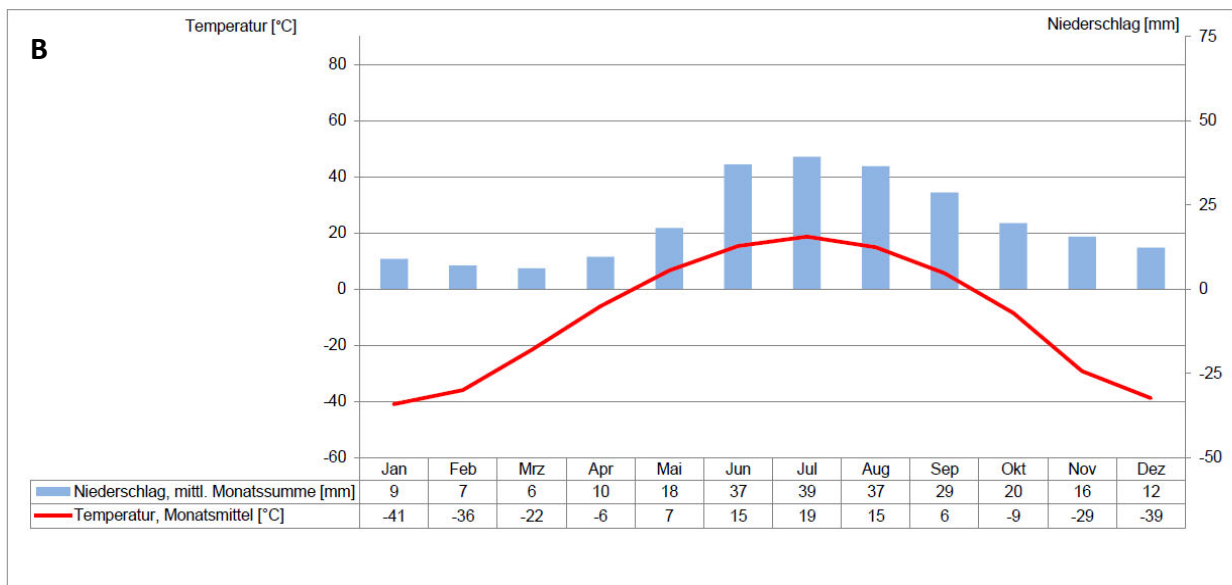


Abbildung 1: Klimadiagramm für den nördlichsten Bereich des Untersuchungsgebietes (Neusibirische Inseln, A) und für den südlichsten Standort (Jakutsk, B) (Deutscher Wetterdienst).

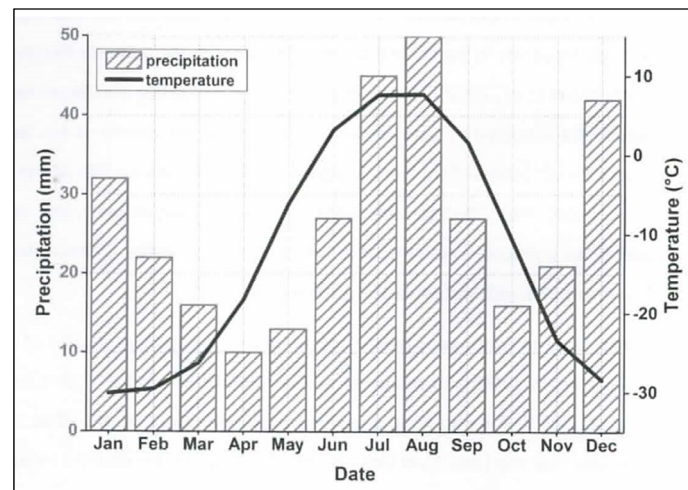


Abbildung 2: Klimadiagramm von Tiksi (ca. 120 km südöstlich des Untersuchungsgebietes Lena-Delta) über den Zeitraum von 1980-2011 (Eckhardt, 2017).

2.3. Permafrostverteilung, -charakteristik und Permafrost-beeinflusste Böden

Global betrachtet werden kalte Klimate von Permafrostböden dominiert. Per Definition handelt es sich um Böden, die das ganze Jahr hindurch unter der Erdoberfläche in unterschiedlicher Mächtigkeit mindestens zwei Jahre ununterbrochen Temperaturen unter dem Gefrierpunkt aufweisen (French, 2017). Sie bilden sich, wenn die Jahresdurchschnittstemperatur -1 °C und der Jahresniederschlag 1000 mm nicht übersteigen. Auf der Erde liegen etwa 25% der Landfläche in der Permafrost-Zone (Yershov, 2008). Diese befindet sich überwiegend in der nördlichen Zirkumpolarregion und bedeckt über 50 % von Russland (Zhang et al., 2000), 50 % von Kanada, 23 % von China und 90 % von Alaska (Jones et al., 2010).

Ein großer Anteil des Permafrostes wurde während vergangener Eiszeiten gebildet, als die Bedingungen viel kälter waren. Die jeweilige Mächtigkeit des Dauerfrostbodens hat dort ihren Ursprung. In Sibirien und im Nordwesten von Nordamerika konnten in Gebieten, die nicht unter dem Einfluss der Kontinentalvergletscherung standen, Tiefen von bis zu 1500 m erreicht werden (Jones et al., 2010). Der Boden war dort permanent der Kaltluft ausgesetzt und konnte bis in sehr tiefe Lagen gefrieren. Diese tiefen Lagen hielten wahrscheinlich mehreren interglazialen Perioden stand (Jones et al., 2010).

In Gebieten, in denen während der letzten Eiszeit (Weichsel-Kaltzeit) mächtige Eisschilde vorhanden waren, isolierten diese den Untergrund und wirkten dem Frieren in tiefere Horizonte entgegen. In Skandinavien beschränkt sich der Permafrostboden somit auf 20 m Tiefe (Nelson & Brigham, 2003). In den borealen Regionen erreicht der Permafrost eine Dicke von ein paar Dutzend Zentimetern (Jones et al., 2010).

Die Intensität und Verbreitung von Permafrost ist in der nördlichen Zirkumpolarregion in 4 Zonen unterteilt (s. Abbildung 3):

- kontinuierlicher Permafrost
- diskontinuierlicher Permafrost
- sporadischer Permafrost
- isolierter Permafrost



Abbildung 3: Permafrostzonen auf der Nordhalbkugel (Karte: Philippe Rekacewicz und UNEP/GRID-Arendal (1998), Daten: International Permafrost Association, 1998).

Des Weiteren existiert auch Permafrost in Hochgebirgsregionen (Gebirgspermafrost) und submariner Permafrost in arktischen Regionen am Grunde der Meere.

Während des Sommers taut der obere Bereich des Permafrostbodens bis zu einer Tiefe von 20-150 cm auf und friert im Winter wieder ein. Diese Zone wird „Auftauschicht“ genannt (van Everdingen, 1998). Im Gegensatz zu dem komplett gefrorenen Boden darunter, können dort für eine kurze Periode viele Bodenprozesse stattfinden. Die Grenze zwischen dem Permafrost und der Auftauschicht wird als „Permafrosttafel“ bezeichnet. Ungefrorene Bereiche innerhalb des Permafrostes werden als „Taliks“ bezeichnet (French, 2017).

Die Auftauschicht erreicht während des kurzen Sommers eine durchschnittliche Mächtigkeit von wenigen Dezimetern bis maximal einen Meter. Der darunterliegende, dauerhaft gefrorene Bereich verhindert ein Versickern des Wassers und wirkt wie eine Stauschicht. Liegen im Gelände geneigte Oberflächen vor, führt dies häufig zu Solifluktionserscheinungen (Williams & Smith, 2009). Bei der Solifluktion fließt ein wassergesättigter, aufgetauter Boden über den gefrorenen Untergrund (Schroeder, 1992). Dabei kommt es vor allem zur Ausbildung von hydromorphen Böden und teilweise zur Vertorfung der Vegetation, weil die eingeschränkte biologische Aktivität die Humifizierung und Mineralisierung von organischer Substanz nur langsam erfolgen lässt (Zubrzycki, 2008).

Das Temperaturgefälle zwischen den ungefrorenen und dauerhaft gefrorenen Horizonten begünstigt die Bewegung von Wasser im Boden, was den Aufbau von Bodeneis und den Ablauf kryogener Prozesse fördert. Die Intensität der kryogenen Abläufe ist von der Temperatur, der Bodenfeuchte, der Textur des Bodens und dessen mineralogischer Zusammensetzung abhängig. Die Oberfläche von Tonmineralen bindet Feuchtigkeit in Form von dünnen Wasserfilmen, die nicht immer gefrieren. In diesem Fall kann das Wasser entlang des Temperaturgradienten von den wärmeren Bereichen in die kalten Regionen migrieren und zum Aufbau von Eiskörpern im Untergrund beitragen. Diese wachsenden Eiskörper fördern wiederum die kryogenen Prozesse, wie Frosthubs, kryogene Sortierung und Kryoturbation.

Frosthubs entstehen, wenn Wasser im Boden gefriert und sich Eis, in Folge von Wassermigration, akkumuliert (Yershov, 2008). Es kommt zu einer Volumenzunahme. Das Ausmaß des Frosthubs ist abhängig vom Substrat, dessen Wasserkapazität und der Frequenz der Frost-Tau-Zyklen. Am stärksten ausgeprägt zeigt sich dieser Prozess beim Gefrieren eines offenen

Systems von hochpermeablen, sandig-schluffigen Böden und gesättigten schluffig-sandigen Tonsedimenten bei niedrigen Gefrierdaten sowie in Grundwassernähe. Darüber hinaus steht Frosthub auch häufig mit grobkörnigen Sedimenten in geschlossenen Systemen, wie z. B. in engen grundwasserführenden Horizonten, in Verbindung (Yershov, 2008). Frosthub kann sich über eine weitläufige Fläche erstrecken, aber auch lokal begrenzt sein, was sich dann deutlich im Relief widerspiegelt. Generell können diese Hebungsprozesse sowohl mit dem saisonalen Einfrieren der Auftauschicht („saisonale Hebung“) als auch mit kontinuierlichem Permafrost („Langzeit-Hebung“) in Verbindung stehen (Yershov, 2008).

Die Auswirkungen der saisonalen Hebungsprozesse können auch in Feinböden, welche einen Anteil an größeren Gesteinsfragmenten beinhalten, beobachtet werden. Die thermische Leitfähigkeit von Gesteinsschutt ist höher als die von Feinboden, dementsprechend wird dieser unter den Gesteinsfragmenten intensiver gekühlt (Yershov, 2008). An diese Stellen migriert das im Boden enthaltene Wasser, da es sich in Richtung der Gefrierfront bewegt. Sobald es zu Eis gefriert, hebt es die groben Komponenten im Boden an. Taut der Boden wieder auf, können diese Fragmente jedoch nicht mehr ihren ursprünglichen Platz einnehmen, weil dieser bereits ganz oder teilweise mit Wasser und Sedimenten aufgefüllt wurde. Die Gesteine selbst werden dabei vom umgebenden Bodenmaterial gehalten. Wiederholt sich dieser Zyklus mehrfach, so werden die groben Fragmente aus dem Boden herausgehoben, was eine Sortierung des Materials bewirkt. Die Bodenoberfläche ist schließlich mit groben Fragmenten angereichert. Auf diese Weise entstehen auch Steinpolygone, bei denen das Grobmaterial durch gravitative Massenbewegung in den Randbereich verlagert wird (Yershov, 2008).

Die Kryoturbation ist gekennzeichnet durch den Wechsel von Gefrier- und Tauprozessen. In der wassergesättigten Auftauschicht kommt es durch die Volumenvergrößerung beim Gefrieren zu einer vertikalen Verlagerung von Bodenmaterial und somit zu starken Durchmischungsvorgängen (Schroeder, 1992).

Ein weiterer Prozess, der ebenfalls durch den starken Temperaturwechsel bei Gefrier- und Tauprozessen hervorgerufen wird, ist die Bildung von Eiskeilen und Eiskeilpolygonen. Wenn die Temperatur im Boden plötzlich auf -40°C oder in noch tiefere Bereiche absinkt, schrumpft

die gefrorene Bodenmasse und bildet Risse (Jones et al., 2010). Im Frühling und Sommer werden diese Risse häufig mit Schmelzwasser und Bodenmaterial gefüllt, das durch den Kontakt zum Permafrost im Untergrund und durch die sehr kalten Temperaturen im anschließenden Winter gefriert (Tarnocai & Zoltai, 1978). Dieser Prozess wiederholt sich häufig über viele Jahre. Durch die laterale Kraft des Eises, das das Sediment zunehmend auseinander drängt, entstehen Eiskeile, die in den Untersuchungsgebieten im Verlauf des Spätpleistozäns eine Breite von bis zu 6 m und eine Höhe von bis zu 20 bis 30 m erreichen können (Schirrmeister et al., 2003). Das Zusammenwirken von Frosthub, Kryoturbation und Eiskeilbildung führt in Periglazialgebieten häufig zu einem Aufbau von Frostmusterböden mit polygonartiger Struktur. Häufig sind die Ränder der Polygone aufgewölbt, während sich im Polygonzentrum eine Mulde befindet, in der sich im Sommer häufig Wasser sammelt. Die Eiskeilpolygone der Untersuchungsgebiete erreichen Durchmesser von bis zu 20 bis 25 m (Zubrzycki, 2008).

Darüber hinaus werden Böden der nördlichen Breiten von folgenden Bodenprozessen dominiert: Akkumulation organischen Materials (einschließlich Torfbildung), Verwitterung, Verbraunung (verwitterungsbedingte Bildung von Eisenverbindungen), Auslaugung (Lösung von Stoffen aus dem Boden) und Vergleyung (Grundwasser-beeinflusste Umverteilung von Fe und Mn) (Jones et al., 2010).

Nicht selten unterliegt das Gelände unterschiedlicher Thermokarstformen. Dabei handelt es sich um charakteristische, unregelmäßige Reliefformen, die durch das Auftauen von eisreichem Permafrost entstehen. Die Tiefe der Permafrosttafel kann sich über die Zeit aufgrund von Klimaveränderungen, Waldbränden, welche die isolierende Vegetation zerstören sowie anthropogenes Einwirken verlagern. Wenn der Tauprozess im Sommer die obere Permafrostschichten lokal beeinflusst, findet eine Senkung der Oberfläche statt. Im nächsten Zyklus wird diese Senkung noch tiefer und sammelt mehr Feuchtigkeit und Schnee an, was wiederum das Frieren im Winter verlangsamt und das Auftauen im Sommer beschleunigt. Mit der Zeit entsteht so ein kleiner See an der Oberfläche, der das weitere Tauen des Permafrostes an dieser Stelle begünstigt. Typische Thermokarstformen sind Thermokarstseen, Alase, Thermokarsthügel und kleine Depressionen (Schnelle, 2007). Bei

Alasen handelt es sich um Depressionen im Thermokarst mit steilen Seitenwänden und grasbedeckten Sohlen (Soloviev, 1973).

Die Untersuchungsgebiete werden von Cryosolen (CR) dominiert. Dabei handelt es sich um Frostböden (Kimble, 2004). In Cryosolen tritt Wasser hauptsächlich in Form von Eis auf. Kryogene Prozesse, wie Gefrier-Tau-Zyklen, Kryoturbation, Frosthebung, kryogene Sortierung, Eiskeilbildung und Eisseggregation sind die vorherrschenden bodenbildenden Prozesse, die zu verzerrten Horizonten und Mustern führen (Jones et al., 2010). Das Schmelzwasser kann im gefrorenen Untergrund nicht versickern. Aus diesem Grund sind die Böden vielfach nass und zeigen redoximorphe Merkmale (CR (Reductaquic) und CR (Oxiaquic)) (Amelung et al., 2018). In der US-Systematik werden diese Böden als Gelisole bezeichnet (Soil Survey Staff, 2003). Es wird zwischen Histels (organisch), Orthels (mineralisch) und Turbels (Mineralböden mit Kryoturbation) unterschieden. Diese stellen in der WRB-Systematik (World Reference Base for Soil Resources) nur dann die eigenständige Einheit der Cryosole dar, wenn neben Permafrost im Unterboden auch Spuren aktiver Kryoturbation im Oberboden erkennbar sind. In diesem Fall wird entsprechend ihrer Eigenschaften unterschieden (Tabelle 1).

Tabelle 1: Zusammenfassung dominierender Charakteristika von Cryosolen (nach IUSS/ISRIC/FAO, 2006; Schad, 2007).

Bezeichnung	Charakteristik
glacic	bis 1 m > 30 cm mit > 95 % Eis; sonst wie cryic h. (dauerhaft festes Eis oder Eisverfestigung oder Eiskristalle, Mächtigkeit: ≥ 5 cm)
turbic	erkennbare Kryoturbationsphänomene (Steinringe oder -girlanden, Horizontalverwürgungen)
folic	folic Horizont, der innerhalb von 40 cm unter der Bodenoberfläche beginnt
histic	nasse org. Auflage, d. h. > 12 % TOC (bei S), > 18 % (bei T), übr. > 13...17 %; nass an > 30 d/a (Mächtigkeit: ≥ 10 cm)
technic	mind. 10 Vol.-% Artefakte in den obersten 100 cm
hyperskeletalic	weniger als 20 Vol.-% Feinerde
leptic	kontinuierlicher Fels, der innerhalb von 100 cm unter der Bodenoberfläche beginnt
natric	natric Horizont
salic	EC d. GBL > 15 mS cm ⁻¹ oder > 8 bei pH > 8,5; >1 % Salz; % Salz x cm Mächtigkeit > 60 (Mächtigkeit: ≥ 15 cm)
vitric	vitric Eigenschaften
spodic	spodic Horizont
mollic	mollic Horizont
calcic	calcic Horizont oder Anreicherung sekundärer Carbonate, die innerhalb von 100 cm unter der Bodenoberfläche beginnen
umbric	Ah wie mollic (mit Farbhelligkeit value u. Farbglanz chroma trocken ≤ 5 , feucht ≤ 3 ; 0,6...12 % TOC (20 gegenüber folic); aggregiert, nicht fest), aber BS < 50 % (Mächtigkeit: ≥ 25 cm)
cambic	cambic Horizont, der innerhalb von 50 cm unter der Bodenoberfläche beginnt

Bei der Bildung mächtiger Humusauflagen, als Folge von Luft- und Wärmemangel und dem damit einhergehenden verlangsamten Streuzersatz, bilden sich Histosole. Bei Hanglagen und sandigen Böden wird Wasserstau verhindert. In Abhängigkeit vom Substrat entwickeln sich in diesem Fall Regosole (Gelic) und durch Verbraunung Cambisole (Gelic) (Amelung et al., 2018).

2.4. Relevante Minerale in Permafrost-beeinflussten Böden

Neben der organischen Substanz stellen auch die unter Permafrost-Einfluss stehenden Böden Mineralgemische dar. Über Verwitterungsprozesse wird ein Teil der Minerale unverändert von den Gesteinen ererbt, ein weiterer Teil ist pedogen. Je schwerer die Ausgangsminerale verwittern und je weniger Verwitterung und Bodenbildung stattgefunden haben, desto deutlicher spiegelt sich der Mineralbestand des Ausgangsgesteins durch denjenigen im Boden wider. Bodeneigene Minerale, also pedogene Minerale, treten somit bei stärker entwickelten Böden in den Vordergrund. Die Verteilung der verschiedenen Minerale auf die Korngrößenfraktionen in Böden wird vom Grad der Bodenbildung ebenfalls geprägt. Sand- und Schluff-Fraktionen bestehen vorwiegend aus den bei der Verwitterung zurückbleibenden, stabilen magmatogenen und metamorphogenen Mineralen wie Quarz, Kalifeldspäten, Glimmern (vor allem Muskovit) und zahlreichen Schwermineralen (Zirkon, Rutil, Ilmenit, Magnetit, Turmalin), während in der Tonfraktion Tonminerale und Oxide aus der Gesteinsverwitterung der Pedogenese dominieren (Niederbudde, 2018).

Böden aus sauren Magmatiten und Metamorphiten (z. B. Granit, Gneis) bestehen meist zu > 60 % aus Quarz, solche aus Sandsteinen, Fluss- und Flugsanden bis zu 95 %. Böden aus Löss, Kalk- und Tongesteinen sind deutlich quarzärmer (< 50 %), während solche aus basischen Magmatiten kaum Quarz enthalten, es sei denn SiO_2 ist durch äolischen Eintrag erfolgt (Amelung et al., 2018). Die Sandfraktion verfügt über den höchsten Quarzgehalt, welcher zu den Fraktionen Schluff und Ton hin abnimmt.

Der Gehalt an Feldspäten liegt in Böden des gemäßigt-humiden Klimabereichs häufig bei etwa 5 – 30 %. Daran sind zu 80 – 90 % Alkalifeldspäte beteiligt, weil Ca-reiche Feldspäte leichter verwittern (Dixon & Weed, 1989). Auch in diesem Fall nimmt der Feldspatgehalt zu den feineren Fraktionen hin ab.

Der Gehalt an Glimmern ist in der Schluff-Fraktion am höchsten, da sie aufgrund ihrer ausgeprägten Spaltbarkeit mechanisch leicht zerfallen.

Tonminerale und Oxide sind in vielen jungen Böden aus Sedimenten (z. B. marine Sedimente) ererbt, stammen aber auch aus der Pedogenese. Sie werden häufig von der Mineralzusammensetzung und dem Bodenmilieu bestimmt und ändern sich mit dem Entwicklungsgrad der Böden.

Ist der Verwitterungsgrad gering, treten in basischen Magmatiten (u. a. Basalt) häufig Smectit, auf sauren Magmatiten (u. a. Granit) hingegen Illit und Vermiculit sowie auf Metamorphiten häufig primäre Chlorite auf. Bei stärkerer Versauerung sind die Smectite und Vermiculite in Bodenchlorite umgewandelt und primäre Chlorite teilweise aufgelöst (Niederbudde, 2018). Anreicherungen von Goethit, Lepidokrokit und Ferrihydrit treten in redoximorphen Böden auf. Charakteristische pedogene Minerale des anaeroben Bodenbereichs sind Eisensulfide und Siderit.

Quarz besteht im Idealfall aus nahezu reinem SiO_2 und zählt zu den hellen Mineralen. Aufgrund seiner hohen Verwitterungsresistenz kann er sich in Form von Quarzsand als weitgehend monomineralisches Sediment anreichern. Zusätzlich kommt Quarz in Sedimentgesteinen als authigene Bildung vor (Vinx, 2015). Die Kristallisation von Quarz findet unter allen Druck-Temperatur-Bedingungen der kontinentalen Kruste statt, daher ist er Bestandteil sowohl von Magmatiten als auch von Metamorphiten. Ein Überschuss an SiO_2 ist dabei eine wesentliche Voraussetzung für die Entstehung von Quarz. Charakteristisch für Quarz - mit seiner Gerüststruktur - ist das Fehlen ebener Spaltflächen. Stattdessen zeigen sich glatt gewölbte, glasartig glänzende Bruchflächen (muscheliger Bruch). Darüber hinaus erreicht Quarz die Härte 7 auf der Mohsschen Härteskala (Vinx, 2015). Die Dichte von Quarz liegt bei 2,65. Im Gesteinsverband tritt Quarz meist farblos und glasartig transparent auf. Quarz bringt aufgrund seiner Zusammensetzung keine Alterationsprodukte hervor (Vinx, 2015).

Bei Feldspäten handelt es sich um Na-K-Ca-Al-Silikate mit guter Spaltbarkeit und der Härte 6 (Vinx, 2015). Sie zählen ebenfalls zu den hellen Mineralen und Gerüstsilikaten. Die wichtigsten **Feldspat-Typen** sind der Orthoklas (Kalifeldspat, KAlSi_3O_8), Albit (Natriumfeldspat, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) und Anorthit (Calciumfeldspat, $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$). In diesen reinen Formen kommen die Feldspäte jedoch sehr selten vor. Die Kalifeldspäte enthalten häufig Na und werden dann zusammen mit Albit als Alkalifeldspäte bezeichnet, deren K_2O -Gehalte zwischen 2,5 und 14,7 % liegen (Amelung et al., 2018). Zwischen Albit und Anorthit besteht die Mischungsreihe der

Plagioklase (Ca-Na-Feldspäte). In diesem Fall können sich Ca und Na aufgrund ihres ähnlichen Ionenradius (im Gegensatz zu Na und K) gegenseitig vollständig ersetzen. Liegen basische Magmatite als Quelle vor, können außer Ca-reichen Plagioklasen auch die Si-ärmeren Feldspatvertreter (Foide) Nephelin (NaAlSiO_4) und Leucit (KAlSi_2O_6) auftreten. Diese sind ebenfalls Gerüstsilikate. Das Vorkommen von Feldspäten in Sedimenten bildet ein wesentliches Merkmal des kompositionellen Reifegrads und liefert Hinweise zu den Verwitterungsbedingungen im Liefergebiet und zur Transportgeschichte (Vinx, 2015).

Bei **Glimmern und Chloriten** handelt es sich um K-Mg-Fe-Al-Silikate mit sehr guter Spaltbarkeit aufgrund eines schichtförmigen Aufbaus ihrer Struktur. Aus diesen Gründen zählen sie zu der Gruppe der Schichtsilikate. Diese können leicht in Blättchen zerlegt werden. Der Grund dafür liegt an den nur schwachen van-der-Waals'schen Wechselwirkungen zwischen den einzelnen Schichtpaketen. Die einzelnen Stapel aus Tetraeder- und Oktaederschichten werden durch Zwischenschichtionen (K, Na oder Ca) mit nur schwachen Bindungskräften miteinander verknüpft (Vinx, 2015). Schichtsilikate bauen grundsätzlich Wasser in Form von OH-Gruppen oder als strukturell gebundene H_2O -Moleküle ein. Sie gehören somit zu den Hydrosilikaten. Die OH-Gruppen können durch die Halogene Cl und F ersetzt werden. Des Weiteren kann auf den Tetraederplätzen Bor anstelle von Silizium eingebaut werden (Markl, 2008).

Glimmer werden in dunkle und helle Varianten unterteilt. Während Biotit (dunkler Glimmer) einen Mischkristall aus Phlogopit, Annit und weiteren Endgliedern bildet, stellt Hellglimmer eine Mischung aus Muskovit, Paragonit und Phengit dar (Markl, 2008). Als häufigste Glimmer in Böden treten Biotit mit der chemischen Formel $\text{K}(\text{Mg,Fe}^{2+})_3(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ und Muskovit $\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ auf. Sedimente enthalten häufig Glaukonit, einen eisenhaltigen Muskovit. Die Farbe stellt ein eindeutiges Bestimmungsmerkmal dar und variiert von silbrig-weiß bis grau (Hellglimmer) bis hin zu rotbraun, braun und schwarz (Biotit). Darüber hinaus zeigen sie einen starken Glanz, bilden Blättchen und sind mit einer geringen Härte (2-3) elastisch biegsam (Vinx, 2015). Chlorite $(\text{Fe,Mg,Al})_6(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ zeigen eine grüne Färbung, sind den Glimmern in ihren Eigenschaften ansonsten jedoch sehr ähnlich. Pedogene Chlorite treten nur in sauren Böden auf, weil nur dort genügend Al freigesetzt wird. Die günstigsten Bedingungen für eine Einlagerung stellen ein pH-Bereich von 4-5 und ein nicht zu hoher Gehalt an organischem Material dar, da dieses das Al komplex bindet und somit die Einlagerung verhindert (Kaiser et al., 2002).

Calciumcarbonat in der Modifikation **Calcit** kann in Böden als Partikel oder ausgefällt als Hüll- bzw. Kittsubstanz auf oder zwischen Partikeln auftreten. Eine Carbonatbeschichtung der Bodenmatrix kann in Horizonten mit eingeschränkter Wasserbewegung entstehen (Stuart & Dixon, 1973). Die Bildung dieser kalkhaltigen Krusten kann Bodenporen schließen und zu einer horizontalen Wasserbewegung führen (Dixon & Weed, 1977). Calcit wird im Boden freigesetzt, wenn Karbonatgesteine oder Mergel verwittern (Tegethoff, 2001).

Tonminerale stellen eine Mineralgruppe sehr feinschuppiger Schichtsilikate dar, die in der Tonfraktion ($< 2 \mu\text{m}$) vorkommen. Sie sind meist submikroskopisch fein auskristallisiert und makroskopisch nicht bestimmbar. Eine genauere Untersuchung erfordert somit ein Rasterelektronenmikroskop. Ihre Härte erreicht Werte von 1-2. Tonminerale entstehen vor allem aus Material, das durch die chemische Verwitterung von Feldspäten, Foiden, Glimmern und mafischen Mineralen verfügbar wird (Vinx, 2015). Sie sind in allen Böden vorhanden und regulieren dort die Wasser- und Ionenaufnahmekapazität. Dieser Prozess wird durch die Struktur der Schichtsilikate bestimmt. Es gibt vielseitige Strukturen und je nach Aufbau können unterschiedlich viele Kationen und Wassermoleküle eingebaut werden. Ihre chemische Zusammensetzung und Ladung können selbst bei dem gleichen Mineraltyp variieren. Darüber hinaus zeigen sie eine geringe Kristallinität, die zusammen mit der Schichtladung den Grund für die hohe Reaktionsfähigkeit der Tonminerale in Böden darstellt (Niederbudde, 2018). Eine Übersicht über die wichtigsten Tonminerale zeigt Tabelle 2.

Tabelle 2: Aufstellung der Tonminerale und deren wichtigsten Eigenschaften (nach Vinx, 2015 und Amelung et al., 2018).

Tonmineral	Chemische Formel	Eigenschaften
Vermiculit	$(\text{Mg,Fe,Al})_3(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	<i>Dreischichtsilikat</i> . Bildet u. a. auch glimmerartige Plättchen; entsteht u. a. aus Biotit durch Oxidation von Fe^{2+} zu Fe^{3+} ; gute Spaltbarkeit, biegsam, unelastisch; als Tonbestandteil: Verwitterungsendprodukt von Gesteinen mit mafischen Mineralen.
Kaolinit	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$	<i>Zweischichtsilikat</i> . Wird durch Wasserzufuhr plastisch, quillt aber nicht auf.
Smektit	$(\text{Na,Ca})_{0,3}(\text{Al,Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	<i>Dreischichtsilikat</i> . Quillt bei Wasserzufuhr stark auf und schrumpft bei Entzug; variable Zusammensetzung und hohes Adsorptionsvermögen; kann auch eine erhebliche Menge Fe enthalten; zeigt ein schichtiges Kristallgitter; Verwitterungsendprodukt von Gesteinen mit mafischen Mineralen.
Illit	$(\text{K,H}_3\text{O})(\text{Al,Mg,Fe})_2(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10} [(\text{OH})_2,\text{H}_2\text{O}]$	<i>Dreischichtsilikat</i> . Engste Verwandtschaft zu den Glimmern, verfügt jedoch über eine geringere Schichtladung und somit über einen geringeren K-Gehalt; häufige Komponente toniger Gesteine; Während der Diagenese von Sedimenten kann sich Illit durch Rekristallisation und Einbau von K aus Smektit bilden (Amelung et al., 2018); oft in Mixed-Layer-Verwachsung mit Smektiten (Vinx, 2015); wenig quellfähig.

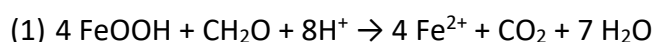
2.5. Pedogene Oxide

Pedogene Oxide können die Bodenentwicklung charakterisieren und zur Bewertung von Paläoböden oder der relativen Altersdatierung in Bodensequenzen herangezogen werden (Grygar et al., 2003). **Oxide** und auch **Hydroxide** können sowohl primär als auch sekundär entstehen. Während Quarz das häufigste Oxid in Gesteinen und Böden darstellt, sind Oxide und Hydroxide des Al, Fe, Mn und Ti überwiegend charakteristische Verwitterungsneubildungen (sekundäre Minerale) (Tabelle 3).

Al-Oxide entstehen durch die Verwitterung von Al-haltigen Silikaten bei intensiver Si-Abfuhr. Ihre Löslichkeit ist im Bereich pH 2 bis 8 nahezu pH-unabhängig, wird jedoch mit steigender Temperatur intensiviert (Kuntze et al., 1994). In kalten Regionen entstehen Al-Oxide sehr wahrscheinlich durch die temperaturbedingte Dehydratation. Es werden hauptsächlich metastabile Formen gebildet (Siegert, 1993).

Eisenoxide werden in Böden durch reversible Redox-Reaktionen verändert und bilden sehr vielfältige Ablagerungsformen (Bolt & Bruggenwert, 1976). Der größte Teil des Eisens aus den Mineralen wird bei der Verwitterung in Fe(III)-Oxiden gebunden (Amelung et al., 2018). Das Eisen der primären Minerale (z. B. Biotit, Amphibol, Pyroxen) ist meist zweiwertig. In Anwesenheit von Wasser wird es vom Sauerstoff der Atmosphäre oxidiert und aus der silikatischen Verbindung freigesetzt. Somit stellt das Verhältnis von oxidischem Eisen zu Gesamteisen ein Maß für den Verwitterungsgrad der Böden dar.

Fe-Hydroxide bleiben als stabile Verwitterungsprodukte unter aeroben Verhältnissen im Boden erhalten. Bei anaeroben Bedingungen werden sie bei der mikrobiellen Oxidation von Biomasse reduziert und gelöst (Cornell & Schwertmann, 2003).



Das Fe^{2+} wandert entlang eines Redoxgradienten, bis es aerobe Bereiche erreicht, wo es erneut oxidiert und als Fe(III)-Oxid ausgefällt wird. An diesen Stellen entstehen lokal verhärtete Fe-Oxid-Anreicherungen in Form von Konkretionen, Flecken oder Horizonten, die

Fe-Oxid-Gehalte von 80 – 90 % aufweisen können und als Ortstein oder Raseneisenstein bezeichnet werden (Schwertmann, 1959a).

Eisenoxide sind in der Lage Spurenelemente (z. B. Chrom, Vanadium) einzubauen und binden Anionen wie beispielsweise Arsenat, Chromat oder Phosphat sowie Schwermetalle, so dass deren Mobilität im Boden verringert wird (Amelung et al., 2018).

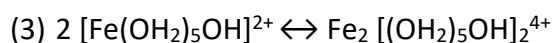
Goethit und Hämatit stellen die beiden häufigsten Fe(III)-Oxide der Böden dar. Während Goethit eine nadelförmige Erscheinungsform hat (Schwertmann 1959a), ist Hämatit in sechseckigen Blättchen auskristallisiert. Darüber hinaus treten Lepidokrokit mit gelappten und gezähnten Blättchen oder Leisten, Maghemit, die ferrimagnetische Form des Fe_2O_3 und der schlecht kristallisierte, wasserhaltige Ferrihydrit auf.

Bei allen Eisenoxiden handelt es sich um schwer lösliche Verbindungen. Darüber hinaus gilt auch als charakteristisch, dass sie aufgrund ihrer niedrigen Löslichkeit und wegen kristallisationsbehindernder Substanzen in der Bodenlösung nur sehr kleine Kristalle (Nanoteilchen) bilden (Goethit und Hämatit 10-100 nm, Ferrihydrit 2-5 nm) (Amelung et al., 2018). Dadurch erreichen sie eine relativ große spezifische Oberfläche und können auch bei geringen Gehalten deutlich zur Gesamtoberfläche der Bodensubstanz beitragen. Sie sind somit für die Gefügebildung wichtig, da sie die Bodenteilchen aggregieren (Arduino et al, 1989; Colombo & Torrent, 1991).

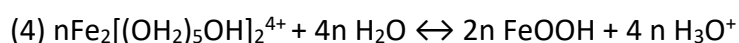
Bei der Bildung dissoziiert zunächst eines der jeweils sechs Wassermoleküle, welche die Fe^{2+} und Fe^{3+} -Ionen umgeben, ein Proton ab und verringert somit die Ladung der gelösten Spezies. Diesen Vorgang nennt man Hydrolyse (nach Amelung et al., 2018):



Die jetzt niedriger geladenen Monomere dimerisieren gemäß:



und polymerisieren dann unter Bildung von -Fe-OH-Fe- und -Fe-O-Fe-Bindungen zu kristallinen Eisenoxiden:



Abhängig von der Rate, mit der die niedermolekularen Bausteine angeliefert werden und ob eine Störung der Kristallisation durch Lösungsbestandteile vorliegt, entstehen unterschiedliche Oxide.

Bei einer schnellen Anlieferung und/oder starken Störung bildet sich der schlecht kristallisierte Ferrihydrit. Dies kann z. B. durch eine schnelle Oxidation Fe^{2+} -haltiger Wässer oder in Gegenwart von organischen Verbindungen der Fall sein (Cornell & Schwertmann, 2003). Aufgrund seiner metastabilen Eigenschaften tritt Ferrihydrit vor allem in relativ jungen Böden auf oder in solchen, die eine Umwandlung in stabilere Eisen-Oxide nicht begünstigen (Huang & Wang, 1997; Cornell & Schwertmann, 2003).

Wenn das Eisen mit geringer Rate angeliefert wird, z. B. bei der Verwitterung Fe^{2+} -haltiger Silikate, dann entsteht der besser kristalline Goethit (Schwertmann, 1959a; Schwertmann, 1959b). Goethit tritt verstärkt bei kühlen bis gemäßigt warmen Klimabedingungen auf.

Durch langsame Oxidation von Fe^{2+} , bei geringer Carbonat-Ionenkonzentration, entsteht Lepidokrokit. Dieser ist gegenüber Goethit zwar metastabil, wandelt sich aber nur sehr langsam in diesen um, so dass er über eine längere Zeit beständig ist. Er tritt vor allem in tonigen, carbonatfreien Staunäseeböden in Form von orangefarbenen Flecken oder Bändern auf (Kuntze et al., 1994).

Eisenoxide spiegeln über ihre Mineralform und ihre Eigenschaften die Bedingungen der Pedogenese wider. Vor allem das Goethit-Hämatit-Verhältnis ist dabei sehr aussagekräftig. So sind die Böden der gemäßigten und kühlen Klimate meist hämatitfrei. Durch Lepidokrokit wird in Böden der gemäßigten Zone meist ein reduzierendes, CaCO_3 -freies Milieu angezeigt, während über Ferrihydrit die Anwesenheit von Kristallisationsverzögerern oder eine schnelle Oxidation des Fe^{2+} in reduktomorphen Böden nachgewiesen werden kann (Amelung et al., 2018). Böden, die unter wärmeren und feuchteren, interstadialen Phasen gebildet wurden, sind durch einen relativ geringen Gehalt an gut kristallisierten Eisenoxiden charakterisiert. Grund dafür ist das klimabedingte erhöhte Vegetationsaufkommen, dessen organisches Material einen negativen Effekt auf den Kristallisationsfortschritt hat. Ablagerungen trockener, stadialer Phasen hingegen enthalten weniger Biomasse und einen größeren Anteil der gut kristallisierten Fraktion (Zubrzycki et al., 2008). Des Weiteren hängt auch das Ausmaß der Eisen-Substitution durch Aluminium mit dem Milieu der Pedogenese zusammen. In sauren, stark verwitterten Böden ist die Al-Substitution des Goethits meist hoch, in neutralen oder reduzierten Böden hingegen meist deutlich niedriger (Amelung et al., 2018). Darüber

hinaus kann auch ein hoher Gehalt an Tonmineralen eine Rolle spielen, da diese eine Al-Quelle darstellen.

Manganoxide werden bei der Verwitterung Mn-haltiger Silikate, wie z. B. Biotit, gebildet. Dabei wird das Mn^{2+} unter aeroben Bedingungen überwiegend als schwarzbraun bis schwarz gefärbtes, schwerlösliches Mn(IV)-Oxid gefällt. Wegen der größeren Zahl der Oxidationsstufen (vier-, drei- und zweiwertig), treten im Boden mehr Manganverbindungen als Eisenverbindungen auf (Mc Kenzie, 1989). Darüber hinaus nehmen sie zum Ladungsausgleich Kationen wie Li, Na, K, Ca, Ba, Al und Fe in die Struktur auf und zeigen sie eine hohe Affinität zu vielen Schwermetallen (z. B. Co, Ni, Pb und Zn), die sie anreichern (Mückenhausen, 1993). Genau wie Eisenoxide besitzen auch Manganoxide eine geringe Löslichkeit und können mikrobiell reduziert und damit gelöst werden. Aufgrund der Tatsache, dass Mn(IV)-Oxide leichter reduzierbar sind als Fe(III)-Oxide und Mn^{2+} nur unter dem Mitwirken von Bakterien reoxidiert wird, ist Mangan im reduzierenden Milieu mobiler. Manganoxide treten daher in Böden häufiger als separate Anreicherungen auf und sind weniger mit Eisenoxiden vergesellschaftet (Amelung et al., 2018). Auch Manganoxide treten in Böden in Form von Flecken, Konkretionen und Krusten auf.

Titan-Oxide entstehen bei der Verwitterung Ti-haltiger Silikate (Biotit, Amphibol) oder primärer schwer verwitterbarer Ti-Mineralen (Ilmenit, Titanit, Titanomagnetit, Pseudorutil).

Pedogene Oxide und Hydroxide (zusammengefasst als Oxide) können sowohl über chemische als auch über physikalische Analyseverfahren charakterisiert werden. Dies erfolgt durch „selektive“ Extraktionsverfahren: Hydroxylamin-Hydrochlorid, Diphosphat (Pyrophosphat), EDTA, Ti(III)-Citrat-EDTA, Oxalat und Dithionit-Citrat-Bicarbonat (Stanjek, 2018). Dabei basiert die Extraktion mit Hydroxylamin-Hydrochlorid auf seiner schwach reduzierenden Wirkung (Chao, 1972). Die Extraktion mit N- oder K-diphosphat wurde zur Erfassung von organisch gebundenem Fe und Al in podsoligen Böden entwickelt (McKeague, 1967; Bascomb, 1968). EDTA (Ethylendiamintetraessigsäure) löst selektiv Ferrihydrit (Borggaard, 1982; Miller et al., 1986), gutkristallisierte Phasen jedoch nicht, da die Kinetik zu langsam ist (Borggaard, 1976). Es hat sich gezeigt, dass diese Methode der Oxalatmethode unterlegen ist (McKeague & Schuppli, 1985). Ti^{3+} wirkt als Reduktionsmittel. Es wurde in Kombination mit Citrat, EDTA und

HCO_3^- an synthetischen Eisenoxiden, Tonmineralen und Sedimenten getestet (Ryan & Gschwend, 1991). Das Verfahren mit Oxalat sollte in der ursprünglichen Methode „anorganische Gelkomplexe“ extrahieren (Tamm, 1922). Die wesentliche Änderung, um nur die „aktive Fraktion“ der Eisenoxide in Böden zu erfassen (Schwertmann, 1964), war der Ausschluss von Licht, das die Bildung von Fe^{2+} beschleunigt (Deb, 1950). Die Differenzierung zwischen pedogenen Eisenoxiden und Fe in Silikaten erfolgt durch Reduktion mit Natriumdithionit (Deb, 1950). Das Fe^{2+} wird mit Citrat komplexiert, um nachfolgende Reoxidation oder Fällung zu vermeiden, ein Silikatangriff wird mit Hydrogencarbonatpufferung unterbunden (Mehra & Jackson, 1960). Keine der genannten Methoden ist mineralspezifisch. Sie basieren auf lösungskinetischen Eigenschaften und unterliegen damit grundsätzlich Variationen von Mineraleigenschaften wie spezifischer Oberfläche und Abweichungen vom Idealkristall, die sich kinetisch bemerkbar machen (Stanjek, 2018). In der vorliegenden Arbeit wurden die Extraktionsverfahren mit Oxalat und Dithionit durchgeführt, deren Ablauf ausführlich in Kapitel „4.3.5. Bestimmung der pedogenen Oxide“ beschrieben wird.

Tabelle 3: Merkmale von pedogenen Oxiden (Kuntze et al., 1994; Amelung et al., 2018).

Element	Name	Chemische Formel	Eigenschaften/Bildungsbedingungen
Si	[Quarz] ¹⁾	SiO ₂	→ häufigstes Oxid in Gesteinen und Böden, primärer Quarz in Magmatiten und Metamorphiten, sekundärer Quarz als submikroskopische Kristallite durch Neubildung in Böden.
	Opal [Cristobalit]	SiO ₂ · n H ₂ O SiO ₂	→ amorph → kristallin
Al	Gibbsit	γ-Al(OH) ₃	Entstehung bei der Verwitterung von primären Silikaten und Tonmineralen.
	Korund	α-Al ₂ O ₃	
Fe	Goethit	α-FeOOH	→ dithionitlöslich, kristallin, langsame Freisetzung und Hydrolyse von Fe(III)-Ionen.
	Lepidokrokit	γ-FeOOH	→ dithionitlöslich, in tonigen, carbonatfreien Staunäseeböden durch langsame Oxidation von Fe ²⁺ -haltigen Lösungen.
	Hämatit	α-Fe ₂ O ₃	→ dithionitlöslich, feuchtwarmes Klima, durch Dehydratation und Umkristallisation aus Ferrihydrit.
	Maghemit [Magnetit]	γ-Fe ₂ O ₃ Fe ₃ O ₄	→ dithionitlöslich, hohe Temperatur, Brände → bei niedrigen Redoxbedingungen
	Ferrihydrit	5 Fe ₂ O ₃ · 9 H ₂ O	→ oxalatlöslich, amorph, schnelle Oxidation, rasche Hydrolyse der Fe(III)-Ionen bei niedrigem pH; ‚junges‘ Eisenoxid
Mn	Vernadit	γ-MnO ₂ · n H ₂ O	Durch Verwitterung Mn-haltiger Silikate (z. B. Biotit): Freisetzung von Mn ²⁺ ; Flecken, Konkretionen und Krusten; vielfältiger Chemismus (Aufnahme unterschiedlichster Kationen: Fe, Li, Na, Ca, Ba, u. a.)
	Birnessit ²⁾	(Mn ₂ ³⁺ Mn ₇ ⁴⁺)O ₁₈ · R (H ₂ O) _n	
	Lithiophorit ³⁾	[Al ₂ Li(OH) ₆][Mn ₅ ⁴⁺ Mn ₃ ³⁺ O ₁₂]	
Ti	Anatas	TiO ₂	Verwitterung Ti-haltiger Silikate (z. B. Amphibol) oder primärer schwer verwitterbarer Ti-Mineralen (Illmenit, Titanit, Titanomagnetit, Pseudorutil)

1) meist nur lithogen;

2) das Zwischenschichtkation R (= Na, K, Ca) ist von Wassermolekülen umgeben;

3) in Böden ist Li/Al < 0,5

2.6. Der Kohlenstoff in Böden

Die organische Bodensubstanz hat einen entscheidenden Einfluss auf alle Bodenfraktionen und spielt eine zentrale Rolle im globalen Kohlenstoffkreislauf. Ca. 80 % der organischen Kohlenstoffvorräte, die auf der Erde am aktiven C-Kreislauf teilnehmen, sind in den Böden gebunden und nur 20 % in der Vegetation (Amelung et al., 2018). Die Bodenatmung durch mikrobielle Oxidationsprozesse sorgt für die Rückführung des gebundenen C in die Atmosphäre. Der Anteil, der im System verbleibt und nicht mineralisiert, wird langfristig in der organischen Bodensubstanz fixiert. Er unterliegt Stabilisierungsprozessen, die ihn weitgehend gegen mikrobiellen Abbau schützen. Bei konstanten Umwelt- und Vegetationsverhältnissen stellt sich ein Gleichgewicht zwischen Anlieferung und Abbau der organischen Substanz ein. Gekennzeichnet wird dieses durch einen charakteristischen Humusgehalt (Amelung et al., 2018).

Die organische Substanz hat eine große Oberfläche und stellt somit einen wichtigen Sorbent für organische und anorganische Stoffe in der Bodenlösung dar. Sie erhöht die Kationenaustauschkapazität und enthält auch hydrophobe Bereiche, an die schwer lösliche hydrophobe organische Stoffe gebunden werden können (Amelung et al., 2018). Darüber hinaus spielt die organische Substanz eine wichtige Rolle bei der Ausbildung einer stabilen Bodenstruktur durch Gefügebildung und Aggregation. Aufgrund der Tatsache, dass sich alle Inhaltsstoffe pflanzlicher und tierischer Reste in verschiedenen Stadien ihrer Umwandlung zu Huminstoffen darin befinden, ist die stoffliche Zusammensetzung sehr heterogen. Die organische Substanz von Böden umfasst alle in und auf dem Mineralboden befindlichen abgestorbenen pflanzlichen und tierischen Streustoffe und deren organische Umwandlungsprodukte. Je nach Grad ihrer Umwandlung im Boden wird die organische Substanz in Streustoffe und Huminstoffe unterteilt. Bei Streustoffen handelt es sich überwiegend um oberirdische abgestorbene Pflanzenreste, tote Wurzeln und Bodenorganismen. Sie sind nicht oder nur schwach umgewandelt; ihre Gewebestrukturen sind also noch sichtbar. Die Verweilzeit im Boden ist kurz. Huminstoffe sind stark umgewandelte Substanzen ohne erkennbare Gewebestrukturen. Sie haben eine niedrige Umsatzrate bzw. eine hohe Verweilzeit im Boden und sind somit gegen Mineralisierung stabilisiert (Amelung et al., 2018). Die Mineralisierung bewirkt einen vollständigen mikrobiellen Abbau zu anorganischen Stoffen (CO_2 , H_2O), bei dem auch die

Pflanzennährelemente, welche sich in den organischen Stoffen befinden (z. B. F, Mg, N, S), freigesetzt werden. Pflanzliche und mikrobielle Reste, sowie deren Umwandlungsprodukte können durch Stabilisierungsprozesse gegen den weiteren mikrobiellen Abbau geschützt werden (Humifizierung). Diese Prozesse führen zu einer signifikanten Verlangsamung der zu Beginn schnellen Mineralisierungsrate. Dabei befinden sich Teile der Streu im schwer zugänglichen Aggregatinneren im fortgeschrittenen Abbauzustand (okkludierte organische Substanz), wo sie allerdings vor dem weiteren Abbau geschützt werden und somit in die Fraktion der mäßig stabilen organischen Substanz übergehen (Amelung et al., 2018). In die stabile Fraktion kann der Kohlenstoff über die Sorption gelöster organischer Substanzen gelangen. Durch die Bildung organo-mineralischer Verbindungen entstehen stabile Humifizierungsprodukte, die nur langsam mineralisiert werden. Organo-mineralische Verbindungen nehmen generell vor allem im Unterboden hohe Anteile am Gesamtkohlenstoff ein, während im Oberboden daneben auch ein größerer Anteil an Pflanzenresten zu finden ist – in freier und in Aggregaten okkludierter Form. Der Gehalt dieser partikulären organischen Substanz ist zudem in Oberböden unter Wald oder Grünland höher als unter Ackerland. Pflanzenrückstände gelangen überwiegend in den Oberboden. Aus diesen Gründen ist ihr Anteil an der organischen Substanz dort auch meist am höchsten, während in B-Horizonten die organo-mineralischen Verbindungen dominieren. Der Zersetzungsgrad steigt daher im Bodenprofil meist von oben nach unten an. Darüber hinaus ist jedoch zu berücksichtigen, dass auch Wurzelstreu und Verlagerungsprozesse von partikulärer und gelöster organischer Substanz die Zusammensetzung im Unterboden beeinflussen (Amelung et al., 2018).

Neben festen organischen Substanzen (Humus), gibt es im Bodenwasser gelöste organische Substanzen, die eine entscheidende Rolle bei bodenbildenden Prozessen (z. B. Podsolierung) einnehmen. Der Anteil der wasserlöslichen und somit mobilen organischen Substanz ist jedoch im Gesamtbild eher gering.

Die organische Substanz der Böden enthält Metalle. Diese liegen entweder in austauschbarer Form vor (vor allem Ca, Mg) oder sie sind in Form von stabilen Komplexen fest miteinander verbunden (z. B. Cu, Mn, Zn, Al und Fe). Mit dem Sickerwasser können diese Chelate im Boden abwärts transportiert werden. Dies erfolgt z. B. im Rahmen der Podsolierung.

Die Speicherung von organischen Kohlenstoff wird u. a. vom Klima, der Vegetation und damit der Zufuhr von organischer Substanz, dem Grundwasserstand, der Durchwurzelungstiefe und der Bodenart gesteuert. Die Menge der organischen Substanz ist abhängig von der Bodenart,

der Lagerungsdichte und dem Skelettanteil. Feinere Böden speichern in der Regel mehr organische Substanz als grobkörnige Böden (Amelung et al., 2018).

2.6.1. Wechselwirkungen mit der Mineralphase

Durch die chemische Bindung von organischer Substanz an Mineralphasen wird diese so verändert, dass Enzyme ihr Substrat nicht mehr erkennen oder mit diesem nicht mehr reagieren können. Darüber hinaus kann die Einlagerung von organischer Substanz in Mikroaggregaten und Poren verhindern, dass sich hydrolytische Enzyme dem Substrat nähern (Guggenberger & Haider, 2002). Beeinflusst wird die chemische Stabilisierung von organischer Substanz in Böden von deren Textur, Mineralogie, der Oberflächenladung der Minerale einerseits und andererseits von der Art und Ladung der funktionellen Gruppe der organischen Substanz sowie der Oberflächenbindungsplatzdichte und der Porosität (Amelung et al., 2018). Der pH-Wert und die Basensättigung sind dabei von großer Bedeutung. Häufig ereignet sich dieser Vorgang mit Partikeln der Tonfraktion (Tonminerale, Eisenoxide). Dabei bilden sich sogenannte „organo-mineralische Komplexe“ (Haider, 1998).

Die Bindung zwischen Mineralen und Huminstoffen erfolgt über verschiedenen Mechanismen. Im Folgenden werden vier Bindungsmechanismen vorgestellt (nach Amelung et al., 2018):

1. Bindung von Huminstoffen an einfach koordinierte Hydroxylgruppen der Mineraloberflächen, die abhängig vom pH-Wert des Bodens protoniert oder dissoziiert vorliegen können. Die Oberflächen von Fe- und Al-Oxiden sowie die Seitenflächen der Tonminerale sind hier von großer Bedeutung. Fe- und Al-Oxide bieten eine besonders hohe spezifische Oberfläche für diese Art von Wechselwirkungen.
2. In schwach sauren oder neutralen Böden tritt die Bindung über die Siloxanoberfläche der Tonminerale mit permanenter Ladung in den Vordergrund. Es kommt zur Ionenbindung zwischen organischen Kationen und den negativen Ladungen von Tonmineralen.
3. Zwischen ungeladenen, unpolaren Gruppen der organischen Substanz und ungeladenen, neutralen Mineraloberflächen treten schwache Wechselwirkungen auf. Bei der Bindung von

größeren organischen Molekülen spielen Wasserstoffbrücken eine entscheidende Rolle. Hydrophobe Wechselwirkungen können im Anschluss dann zu einer weiteren Bindung von organischer Substanz an bereits sorbierten Molekülen führen; vorzugsweise bei niedrigen pH-Werten, weil dort die Hydroxyl- und Carboxylgruppen protoniert vorliegen.

4. Die Abbaubarkeit von organischer Substanz kann durch die Komplexbildung mit Metallkationen stark herabgesetzt werden. Dabei verhindert die Bindung von Metallkationen (Ca, Al, Fe, Schwermetalle) an die organische Substanz den Angriff von Enzymen.

Unterböden (B-Horizonte) sind wichtige Kohlenstoffspeicher terrestrischer Ökosysteme. Grund dafür ist die enge Bindung der organischen Substanz an sekundäre Al- und Fe-Hydroxydphasen (Kaiser et al., 2002). Somit kann der Unterboden, der eine geringere Konzentration an organischem Kohlenstoff als die organischen Lagen im Oberboden (A-Horizont) hat, oft den größten Anteil des Gesamtkohlenstoffs, der im Boden gespeichert ist, enthalten (Ziegler, 1991; Batjes, 1996). Das Bindungspotential organischen Kohlenstoffs an die Mineralphase ist somit im Unterboden stärker als im Oberboden (Kaiser & Guggenberger, 2003). In einigen Bodentypen steigen die Anteile an gebundenem Kohlenstoff mit zunehmender Profiltiefe an (Schulten & Leinweber, 2000).

Pedogene Fe- und Al-Oxide sind für einen Großteil der spezifischen Oberfläche im Boden verantwortlich. Die Sorption an mineralischen Oberflächen scheint ein wichtiger Prozess bei der Erhaltung von organischer Substanz in Böden zu sein (Kaiser & Guggenberger, 2003). Sie geht mit einer starken Veränderung der Oberflächeneigenschaften von Mineralphasen einher, da sie bevorzugt an Kanten, rauen Flächen oder Mikroporen stattfindet (Fischer et al., 1996; Weidler et al., 1998). An diesen Stellen wird zunächst relativ viel organisches Material gebunden. Im Anschluss erfolgt eine Bindung im geringeren Umfang an weniger reaktiven Stellen. Das organische Material, das zuerst gebunden wurde, erscheint am besten stabilisiert zu sein (Kaiser & Guggenberger, 2003). Die Oberflächen und die Sorption von organischem Material variiert stark zwischen verschiedenen Mineralphasen. Die Mineralogie hat somit die primäre Kontrolle über die Beziehung zwischen Oberfläche und Sorption. In der Größenordnung von Gesamtprofilen wird die Oberflächenakkumulation und -stabilisierung der organischen Substanz zusätzlich durch ihren Eintrag bestimmt (Kaiser & Guggenberger, 2003).

Im B-Horizont saurer Waldböden wird organischer Kohlenstoff vor allem an tonige Partikel gebunden (Kaiser et al., 2002). Teilchen der Tonfraktion werden in Paketen von $< 20 \mu\text{m}$ aggregiert. Diese verbinden sich zu stabilen Mikroaggregaten mit einer Größe von 20-250 μm . Daraus bauen sich Makroaggregate ($>250 \mu\text{m}$) auf (Amelung et al., 2018). Diese tragen wesentlich zur Gefügebildung des Bodens bei.

Für den organischen Stickstoff ist die Stabilisierung in organo-mineralischen Verbindungen ebenfalls von Bedeutung, da dieser ein wichtiger Bestandteil von Huminstoffen ist. Im Laufe des Abbaus wird der Stickstoff vor allem in der mikrobiellen Biomasse gespeichert und anschließend zu mehr als 95 % in organischer Bindung stabilisiert. Dadurch wird das C/N-Verhältnis der organischen Substanz im Verlauf der Humifizierung immer enger. Diese Annäherung resultiert vermutlich aus dem Vorgang, bei dem langsam mineralisierbare Peptidstrukturen an der Tonfraktion von Böden sorbiert werden. Durch die Bindung an Tonminerale wird die Abbaugeschwindigkeit herabgesetzt (Amelung et al., 2018).

2.6.2. Böden als Kohlenstoffspeicher im Permafrost

Die arktischen Regionen sind hinsichtlich des globalen Klimawandels von großem Interesse, da Permafrost-beeinflusste Böden große Mengen Kohlenstoff speichern (McGuire et al., 2009; Hugelius et al., 2014). Der Kohlenstoffgehalt in Permafrostböden ist oft deutlich höher als jener in Böden gemäßigter Klimazonen, weil der Abbau von organischem Bodenmaterial durch die niedrigen Temperaturen, kurzen Vegetationsperioden, häufig gesättigten Bodenwasserständen sowie durch dauerhaftes Einfrieren von C gehemmt wird (Ping et al., 1998; Zubrzycki, 2013). Kryoturbation stellt dabei einen wichtigen Prozess dar, bei dem organisches Material in tiefere Horizonte verlagert wird, was eine Zersetzung verhindert (Bockheim, 2007). Permafrost-beeinflusste Böden stellen somit über Jahrtausende erhebliche Kohlenstoffspeicher dar und enthalten heute schätzungsweise $1307 \pm 170 \text{ Pg}$ organischen Kohlenstoff, wovon etwa 80 % (1035 Pg) in den oberen 3 m gespeichert sind (Hugelius et al., 2014). Mit dem Anstieg der Temperaturen und dem damit einhergehenden Tauen des Permafrostes, wird der Kohlenstoff mobilisiert, was einen erhöhten Abbau von organischem Material zur Folge hat (Kuhry et al., 2010; Grosse et al., 2011). Dieser Prozess führt schließlich zu einer erhöhten Produktion von CO_2 (Knoblauch et al., 2013). Die heterogene

Tundravegetation, die über ein Viertel der Permafrostgebiete bedeckt (CAVM-Team, 2003), reagiert sensibel auf Klimaveränderungen (Kutzbach, 2006). Höhere Temperaturen verlängern die Vegetationsperiode (Johnson et al., 2000). Die Artenvielfalt wird größer und die Vegetationsflächen erweitern sich (Tape et al., 2006), womit eine Veränderung der Albedo einhergeht (Lorantý et al., 2011) und die Evapotranspiration steigt (Swann et al., 2010). Durch ein verstärktes Abtauen des Permafrostes könnte der Abbau von ehemals gefrorenem organischem Bodenmaterial wesentlich zur zukünftigen CO₂-Freisetzung aus Permafrostböden beitragen (Walz, 2017).

2.7. Verwitterung im Permafrost

2.7.1. Physikalische Verwitterung

Durch physikalische Verwitterung werden Gesteine und Minerale in kleinere Teilchen zerlegt. Eine chemische Veränderung findet dabei nicht statt. Beispiele für physikalische Verwitterungsprozesse sind Temperatur-, Eis- und Salzsprengung, Druckentlastung sowie gegenseitige mechanische Beanspruchung der Gesteine. In Periglazialgebieten dominiert die Eissprengung (Kryoklastik). Dabei entwickelt Wasser in Gesteinsspalten und -rissen eine erhebliche Sprengwirkung, wenn es durch das Gefrieren sein Volumen um ca. 9 % erhöht (Yershov, 2008). Klüftige Gesteine und Minerale mit ausgeprägter Spaltbarkeit sind dafür besonders anfällig. Die Sprengwirkung kann mit fallender Temperatur bis -22°C einen Druck von 210 MPa erreichen (Kuntze et al., 1994). Sie entfaltet sich maximal, wenn das System abgeschlossen ist und sich das Eis in luftgefüllten Hohlräumen nicht ausdehnen kann. Die Wirkung der Eissprengung steigt somit mit der Größe des Kluft- und Porenvolumens, dem Grad ihrer Sättigung mit Wasser und vor allem der Häufigkeit von Frost-Tau-Zyklen.

Darüber hinaus kann auch eine mechanische Verwitterung durch Quell- und Schrumpfungsvorgängen von Schichtsilikaten erfolgen. Gelangen dehydratisierte Schichtsilikate durch Erosion an die Oberfläche, so wird die Auflast geringer als die Quelldrücke. Im Zwischenschichttraum der Silikate werden Schichten von Wassermolekülen eingelagert und führen zur intrakristallinen Quellung (Hydratation von Kationen). Durch die Einlagerung der ersten Wasserschicht entsteht ein Quelldruck von etwa 400 MPa, bei der zweiten und dritten Schicht ca. 110, bzw. ca. 27 MPa (Amelung et al., 2018).

Des Weiteren kann osmotische Quellung zu einer weitergehenden Aufweitung führen. Bei diesem Prozess diffundiert Wasser zwischen Tonteilchen und verdünnt die relativ zur Außenlösung höhere Ionenkonzentration in den diffusen Doppelschichten. Die Drücke der osmotischen Quellung fallen mit etwa 2 MPa jedoch wesentlich geringer aus (Amelung et al., 2018). Durch anschließende Transportmechanismen über Wasser, Eis oder Wind wird durch die mechanische Beanspruchung der Gesteinsbruchstücke und Minerale Feinmaterial erzeugt. Je weicher und leichter zerteilbar die Mineralkörner sind, desto schneller erfolgt die Zersetzung. Feldspäte und Glimmer werden somit schneller zerkleinert als Quarz.

2.7.1.1. Kryogene Gesteinsverwitterung

Die kryogene Verwitterung stellt einen wichtigen Indikator der Sedimentgenese für die Bodenbildung in den arktischen Klimazonen der Erde dar. Wasser migriert dabei in kleine Spalten und erhöht sein Volumen, sobald es bei Frost in den festen Aggregatzustand übergeht. Durch die Sprengkraft, die durch diesen Verwitterungsprozess hervorgeht, werden Gesteine in kleinere Fragmente zerlegt und Minerale in Sedimenten teilweise weiter zerkleinert. Über Laborexperimente von russischen Wissenschaftlern konnte nachgewiesen werden, dass die Verwitterung von geogenem Ausgangsmaterial in kalten Klimazonen unter dem Einfluss von Frost-Tau-Zyklen wesentlich schneller abläuft als in gemäßigten oder warmen Regionen der Erde (Konishchev & Rogov, 1993). Die Anzahl der Frost-Tau-Zyklen variiert innerhalb der geographischen Breiten und nimmt, über das Jahr gerechnet, auf der Nordhemisphäre von Norden nach Süden zu. Vjirkin (1983, In: Konishev & Rogov, 1993) teilt das Gebiet der heutigen GUS-Staaten in drei Bereiche mit unterschiedlichen Raten ein (Abbildung 4).



Abbildung 4: Raten der Frost-Tau-Zyklen (FTZ) auf dem Gebiet der GUS-Staaten. Region A: < 50 FTZ, Region B: 50 – 70 FTZ, Region C: > 70 FTZ (nach Vjirkin, 1983, In: Konishev & Rogov, 1993, verändert nach Rüggen, 2010).

Während die Anwesenheit von Wasser die Verwitterung ganz allgemein beschleunigt, unterscheidet Yershov (2008) auch zwischen homogenen und inhomogenen Gesteinskörpern und weist darauf hin, dass auch die unterschiedliche Wärmeausdehnung der Materialien zu Brüchen und somit zur Trennung der Minerale aus dem Gesteinsverband führen kann. In Permafrostregionen ist nach Yershov (2008) der Einfluss der durch Frost und Tauen verursachten Kräfte besonders hoch, so dass innerhalb eines Jahres eine 1 cm-mächtige Lage entstehen kann, die besonders stark von Verwitterung beeinflusst wird.

2.7.1.2. Kryogene Mineralverwitterung

Die kryogene Mineralverwitterung stellt ein Zusammenspiel komplexer Vorgänge physikalisch-chemischer Prozesse dar. Zum einen spielt die Sprengkraft des Wassers auch in diesem Größenbereich eine wichtige Rolle, welche Mineralkörner zerkleinert, sobald das Wasser in Spaltklüften oder Poren gefriert. Zum anderen bieten geringe ungefrorene Wassermengen im Boden auch eine Art Schutzwirkung, sobald sie sich um die Mineralkörner legen und bei Frost einen Isolationsfilm bilden. Sobald die Defekte auf den Mineraloberflächen kleiner sind als der Schutzfilm, wird die kryogene Zersetzung gestoppt (Rüggen, 2010).

Die Anfälligkeit für den kryogenen Zerfall ist dabei von den Wechselwirkungen zwischen dem Wasserfilm und der Mineraloberfläche abhängig und orientiert sich nicht an der mechanischen Widerstandsfähigkeit der Minerale. Die Minerale reagieren dabei unterschiedlich, so dass der Wasserfilm am stärksten auf den Oberflächen von Glimmern, weniger stark auf Feldspäten und am geringsten auf Quarz vorhanden ist. Quarz ist somit sehr anfällig für die kryogene Zersetzung. Nach Rogov (1987) spielen auch Einschlüsse von Flüssigkeiten und Gasen eine Rolle, die vermehrt in Quarzen anzutreffen sind. Eine Senkung der Temperatur führt dazu, dass die flüssige Phase innerhalb der Einschlüsse kristallisiert, das Volumen zunimmt, der Druck steigt und die Teilchen schließlich zerreißen. Der Inhalt der Vakuolen kann unterschiedlich chemisch zusammengesetzt sein (Rogov, 1987). Die Öffnung von Hohlräumen verändert durch den Austritt der eingeschlossenen Substanzen nicht selten auch das Umgebungsmilieu der Mineralkörner. Beobachtet wurde eine erhöhte Salinität sowie eine Änderung des pH-Wertes. Diese Bedingungen begünstigen eine weitere Zersetzung der Minerale.

Darüber hinaus weist Poltev (1966) darauf hin, dass neben der Frosteinwirkung auch die Wirkung des Adsorptionsdruckes während des Auftauens einen Einfluss auf die Zerstörung von mineralischen Komponenten hat und diese begünstigt.

2.7.2. Chemische Verwitterung

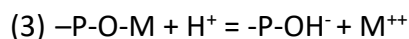
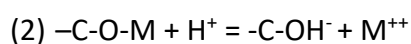
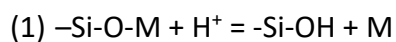
Die chemische Verwitterung fasst die heterogenen, d. h. zwischen Lösung und Festkörper ablaufenden chemischen Reaktionen zusammen, durch die Minerale in ihrem Chemismus verändert oder vollständig gelöst werden. Sie greift an der Oberfläche der Minerale an. Somit nimmt ihre Wirkung mit abnehmender Korngröße zu. Die physikalische Verwitterung leistet daher eine wichtige Vorarbeit für die chemische Verwitterung (Kuntze et al., 1004).

Neben Sauerstoff ist das Wasser eine wichtige Komponente der chemischen Verwitterung, weil es Minerale löst oder hydrolytisch spaltet. Die Wirkung des Wassers wird durch anorganische und organische Säuren sowie durch steigende Temperatur (Ausnahme: schwer lösliche Carbonate) verstärkt. Die chemische Verwitterung zerlegt auch schwer lösliche Minerale in ihre Bausteine, aus denen sich neue Minerale bilden – entweder am Ort der Verwitterung, als pedogene Minerale in der Bodendecke oder nach Transport der gelösten Verwitterungsprodukte über Flüsse bis ins Meer (Markl, 2008). Diese neu gebildeten Minerale

sind im Gegensatz zu den Ausgangsmineralen häufig feinkörniger, schlecht kristallisiert, oxidiert und reicher an OH-Gruppen.

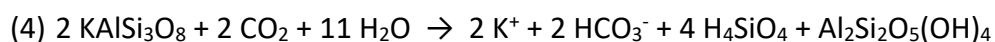
2.7.2.1. Hydrolyse von Feldspäten

Sobald die Bestandteile der Minerale chemisch mit den H^+ - und OH^- -Ionen des dissoziierten Wassers reagieren, spricht man von Hydrolyse. Dabei werden vor allem Verbindungen hydrolytisch zersetzt, die aus einer schwachen Säure und/oder schwachen Base bestehen, z. B. Silikate. Bei einer Reaktion mit den H^+ -Ionen der Lösung werden Sauerstoff-Brückenbindungen zwischen Metallen M (Fe, Al, Ca, Mg, K, Na u. a.) und Si (Silikate), C (Carbonate) oder P (Phosphate) gesprengt (Amelung et al., 2018). Des Weiteren werden die Si-O-M, C-O-M und P-O-M-Gruppen zu -Si-OH (Silanol), -C-OH (Hydrogencarbonat), bzw. -P-OH (Hydrogenphosphat) protoniert und die Metalle freigesetzt (nach Amelung et al., 2018):



Daraus folgt, dass sich das Gleichgewicht mit steigender H^+ -Konzentration (sinkendem pH-Wert) der Lösung zur rechten Seite hin verschiebt. Somit sind saure Lösungen verwitterungswirksamer als neutrale.

Feldspäte lösen sich bei der Verwitterung ohne Bevorzugung einzelner Komponenten auf. Die Geometrie der Herauslösung von Komponenten orientiert sich an der Kristallstruktur. Bei der hydrolytischen Spaltung von Kalifeldspäten bilden sich aus den ionaren und molekularen Zersetzungsprodukten Tonminerale wie Kaolinit:



Wenn freigesetztes Kalium ins Gitter eingebaut wird, entsteht hingegen Illit.

Bei Gleichung (4) handelt es sich um eine inkongruente Lösungsreaktion, denn die Aktivitäten der gelösten Spezies werden durch eine neugebildete Festphase (in diesem Fall Kaolinit) kontrolliert und verändert. Sie entsprechen somit nicht mehr dem Chemismus des

Ausgangsmaterials. Im ersten Schritt werden zunächst die K^+ -Ionen an der Oberfläche des Feldspats durch H^+ -Ionen ersetzt und gehen in Lösung. Durch die Protonenanlagerung wird die Si-O-Al-Bindung zerstört und führt zur vollständigen Auflösung des Feldspats unter Freisetzung gelöster Ionen, aus denen sich sekundäre (Ton-)Minerale neu bilden, wenn deren Löslichkeitsprodukte überschritten werden. Darüber hinaus werden auch die Si-O-Si-Bindungen aufgebrochen. Deren Stabilität ist dabei von der Art der strukturell benachbarten Metallionen abhängig. Sie ist umso höher, je stärker die Neigung zur kovalenten Bindung ist, die in der Reihenfolge $K < Na < Ca < Mg < Al$ stabiler wird (Amelung et al., 2018).

Die neugebildeten Minerale scheiden sich an der Oberfläche der Feldspäte ab oder füllen unter Auflösung des Feldspats dessen Volumen aus und nehmen seine einstige Gestalt an. Diese Pseudomorphosen treten häufig bei Kaolinit und Gibbsit auf (Amelung et al., 2018).

2.7.2.2. Mineralneubildungen im Permafrost

Bei der chemischen Verwitterung von Mineralen gibt es prinzipiell zwei Möglichkeiten: Manche Minerale lösen sich komplett auf (kongruente Auflösung) und andere geben nur bestimmte Elemente ab und rekristallisieren zu neuen Mineralen (inkongruente Auflösung) (Markl, 2008). So entstehen bei der Verwitterung von Feldspäten und Glimmern unterschiedliche Typen neuer Schichtsilikate. In diesem Fall besonders wichtig sind die Tonminerale, die entweder pseudomorph entstehen oder aus Verwitterungslösungen ausfallen (in Porenhohlräumen). Bei der Pseudomorphose wird die äußere Form der ehemaligen Minerale beibehalten, nur die Zusammensetzung ändert sich (Markl, 2008). Häufig kommt es auch zu einer Ausfällung direkt auf teilweise angelösten Feldspäten. Muskovit, Biotit & primäre Chlorite sind für die Tonmineralbildung am wichtigsten (Niederbudde, 2018). Charakteristisch bei dieser Umwandlung ist, dass die Silikatschichten selbst (wenn auch nicht unverändert) erhalten bleiben, während die Besetzung im Zwischenschichtraum verändert wird. Vom Rand her werden K^+ -Ionen aus den Glimmern herausgelöst und durch andere Kationen wie Ca^{2+} und Mg^{2+} ersetzt (Amelung et al., 2018). Somit entstehen zunächst nur randlich aufgeweitete Schichten, die sich bei einem fortschreitenden K-Verlust vollkommen aufweiten können. Dieser Prozess wird dadurch erleichtert oder erst ermöglicht, dass die negative Schichtladung abnimmt, z. B. bei Fe^{2+} -haltigen Glimmern (Biotit), wo dies eine Folge der Oxidation von Fe^{2+} zu Fe^{3+} ist, d. h. durch

Zunahme an positiver Ladung (Amelung et al., 2018). Am Ende ist dann ein vollkommen K-freies und aufgeweitetes Tonmineral entstanden, das je nach Ladungshöhe ein Vermiculit oder Smektit ist. Analog wandeln sich primäre Chlorite in Vermiculit oder Smektit um, indem ihre (Mg,Fe,Al)-Hydroxidschicht durch Protonierung herausgelöst wird (Amelung et al., 2018). Die Umwandlung von Glimmern verläuft im Boden umso schneller, je niedriger der pH-Wert ist und je weiter die K-Konzentration der Bodenlösung absinkt.

Welche Tonminerale gebildet werden, hängt vom Ausgangsgestein, der Intensität der Verwitterung und Auswaschung sowie den Milieubedingungen in der Porenlösung ab (Kuntze et al., 1994). Im neutralen bis schwach alkalischen Milieu und hoher Konzentration an Si und Mg entsteht Smektit, bei höherer K-Konzentration Illit, im sauren Bereich bei mäßiger Si-Konzentration Kaolinit und bei sehr geringer Si-Konzentration kein Silikat mehr, sondern nur noch Gibbsit. Smektit und Gibbsit schließen sich somit gegenseitig aus. Eisen wird bei der Tonmineralneubildung meist in separater Form als Oxid ausgeschieden, weil diese sehr schwer löslich sind (Amelung et al., 2018).

Tonminerale können sich weiter umwandeln, weil sich bei fortschreitender Verwitterung die Bedingungen gerichtet ändern. In Böden humider Gebiete nimmt der Versauerungsgrad mit der Zeit zu was zur Folge hat, dass aus verschiedenen Mineralen Aluminium freigesetzt und zwischen die Schichten aufgeweiteter Dreischichtminerale eingelagert werden kann. Durch diesen Prozess entstehen pedogene Chlorite. Wenn das Ausgangsgestein neben Biotit Vermiculite enthält, können diese aus dem entkalisierenden Biotit K^+ aufnehmen und sich zu Illiten umwandeln (Illitisierung). Illite können jedoch auch durch physikalische Verwitterung von Glimmern entstehen (Amelung et al., 2018).

Calcit kann aus gesättigten Bodenlösungen ausfallen. Dieser Prozesse findet nicht nur unter „warmen“ Bedingungen statt. In Permafrost-beeinflussten Böden geschieht dieser Prozess, sobald das Schmelzwasser im Boden gefriert (Vogt & Corte, 1996).

3. Untersuchungsgebiete

Die Standorte der untersuchten holozänen und pleistozänen Bodenproben befinden sich in der sibirischen Republik Sacha (Russland) (Abbildung 5). Die beprobten Regionen weisen unterschiedliche geologische Ausgangsbedingungen auf, die jeweils in die Analysen des vor Ort entnommenen Untersuchungsmaterials einfließen. So kann neben dem klimatischen Einfluss auch derjenige der geomorphologischen Komponenten erfasst werden.

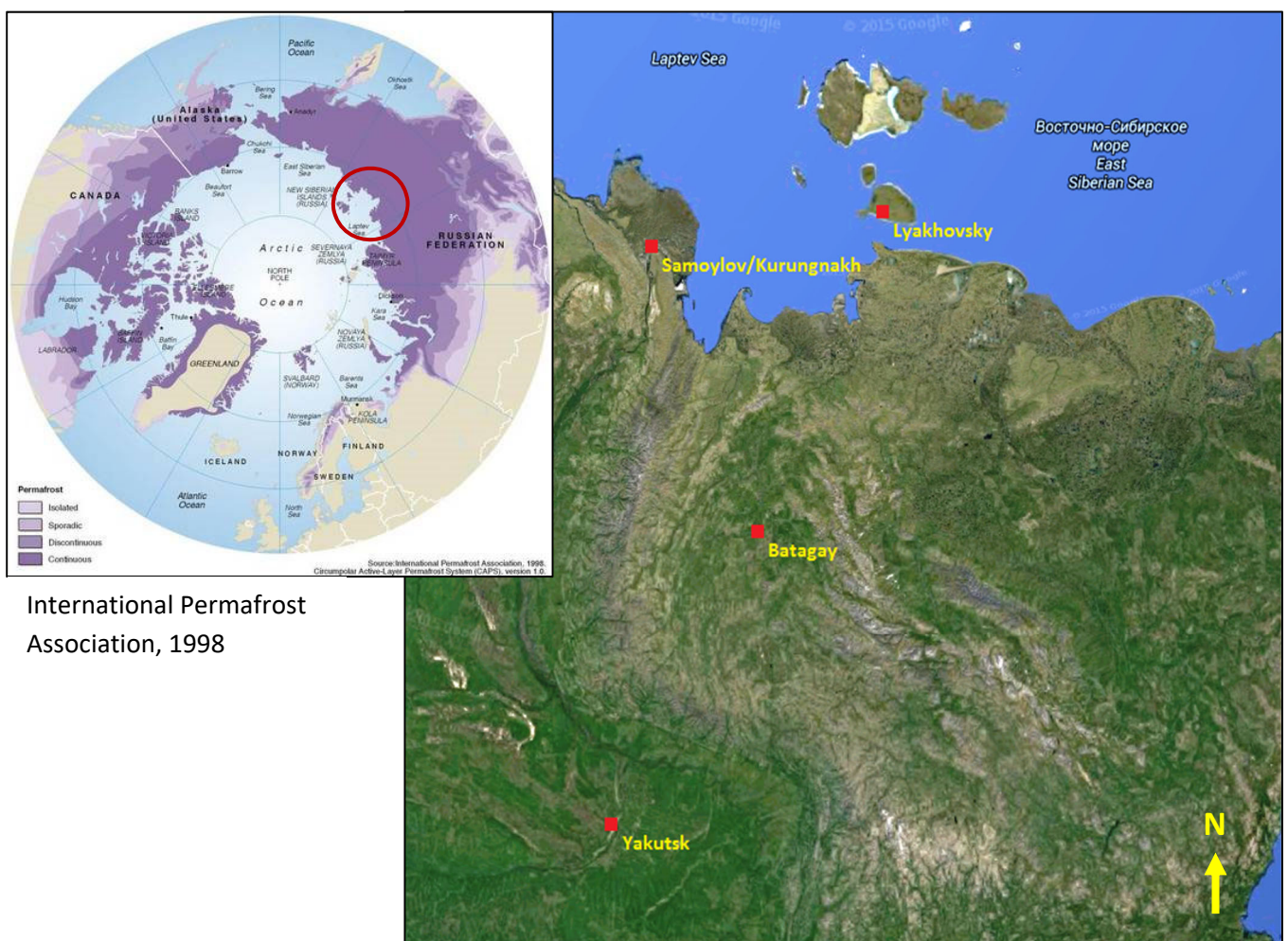


Abbildung 5: Untersuchungsgebiet mit den Standorten Lyakhovsky, Samoylov/Kurungnakh im Lena-Delta, Batagay und Yakutsk (Google-Earth, 2015, bearbeitet).

3.1. Lyakhovsky

Die Insel Lyakhovsky ist die südlichste Insel des Neusibirischen Archipels und liegt zwischen der Laptewsee und dem Ostsibirischen Meer. Im Süden wird sie durch die 50-60 km breite Laptew-Straße vom sibirischen Festland getrennt (Abbildung 6).

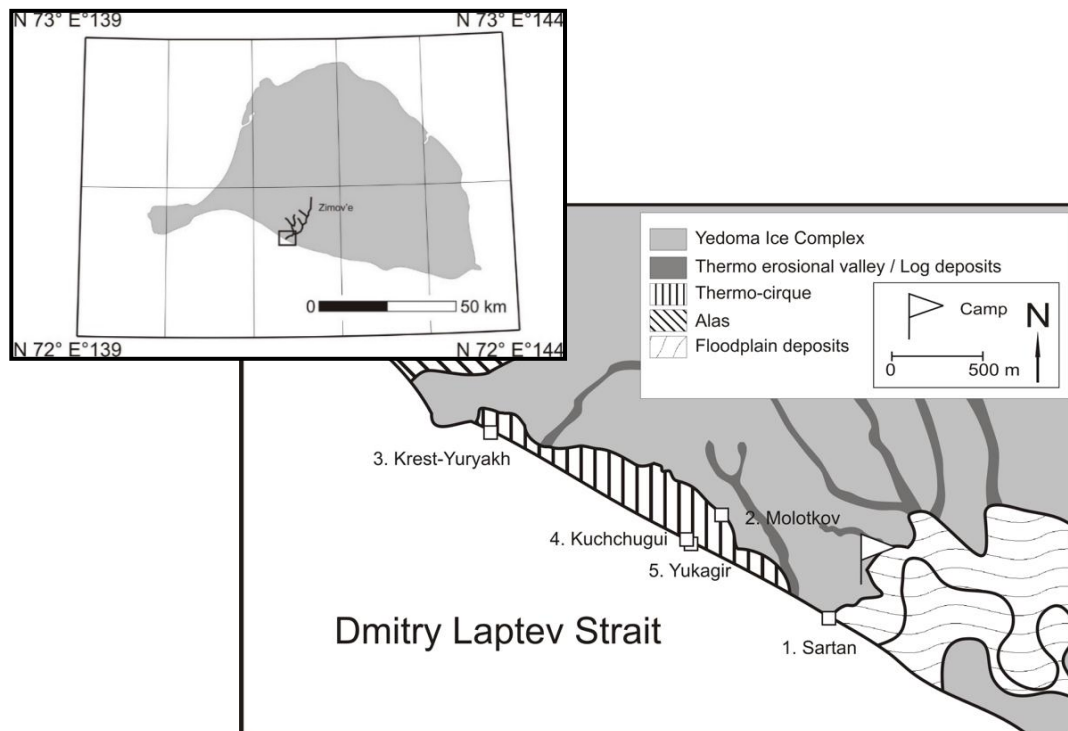


Abbildung 6: Karte von Lyakhovsky und der Probenpunkte am Kliff (Walz, 2017; bearbeitet).

Die Oberfläche der Insel setzt sich überwiegend aus Sequenzen nicht konsolidiertem, gefrorenen Sediments zusammen, das während zwei klimatischen Schwankungsphasen in der Mitte des späten Quartärs abgelagert wurde (Andreev et al., 2004, 2009; Wetterich et al., 2009, 2014). Durch die Rekonstruktionen des Paläoklimas in diesen Studien, erweist sich der Standort als besonders geeignet, um biogeochemische Prozesse während unterschiedlicher Klima- und Umweltveränderungen zu untersuchen und einzuordnen. Die Analyse der Sedimente ermöglicht z. B. eine Bewertung von natürlichen Abbauprozessen während einer wärmeren Periode in der Vergangenheit, die wiederum eine Beurteilung zukünftiger Abbauprozesse in einer zunehmend wärmeren Arktis erleichtern. Ein verstärktes Abtauen des Permafrostes könnte den Abbau von ehemals gefrorenem organischem Bodenmaterial

fördern und wesentlich zur zukünftigen CO₂-Freisetzung aus Permafrostböden beitragen (Walz, 2017).

Die Proben wurden entlang der Südküste auf Datengrundlage veröffentlichter Artikel aus unterschiedlichen Altersbereichen entnommen und entstammen quartären Schichten ausgehend vom Holozän, über die Eem-Warmzeit bis zurück zur Saale-Kaltzeit (Andreev et al. 2004, 2009; Wetterich et al. 2009). Das Probenmaterial setzt sich aus Seeablagerungen (Eem), Sedimenten aus dem Eiskomplex des späten Pleistozäns mit Eiskeilen von mehreren Metern Höhe und Breite sowie aus Alas-Ablagerungen zusammen. Letztere haben sich während des Holozäns in Thermokarstbecken akkumuliert, wo sie teilweise als limnische Sedimente gebildet wurden (Wetterich et al., 2009). Tabelle 4 fasst die wichtigsten quartären Einheiten des Standortes Lyakhovsky zusammen.

Tabelle 4: Quartäre stratigraphische Einheiten des südlichen Inselabschnitts von Lyakhovsky (nach Andreev et al. 2004, 2009; Wetterich et al. 2009).

Zeitalter (russ.)	Zeitalter (eur.)	Alter [ka]	Stratigraphische Einheit	Ablagerungen
Holozän	Holozän	<11.5	Alas Sequenz	Moorablagerungen und Seesedimente, Eiskeile
Sartan	Späte Weichselzeit	22-29	Yedoma Komplex	Eiskomplex und Paleosol
Kargin	Mittlere Weichselzeit	30-55	Yedoma Komplex (Molotkov)	Eiskomplex und Paleosol
Zyrian	Frühe Weichselzeit	<> 120	Kuchchugui-Folge	Auenablagerungen
Kazantsevo	Eem	~125	Krest Yuryakh-Folge	Thermokarst und Seesedimente
Taz	Späte Saalezeit	~200	Yukagir-Folge	Eiskomplex und Torf

3.2. Lena-Delta – Samoylov/Kurungnakh

Das Lena-Delta (72.0 – 73.8 °N, 122.0 – 129.5 °E) in der sibirischen Republik Sacha (Jakutien) bildet mit 29.000 km² Fläche das größte Flussdelta in der Arktis (Schneider et al., 2009). Es befindet sich 600 km nördlich des nördlichen Polarkreises und reicht mit ca. 150 Armen etwa 150 km in die Laptewsee hinein (Hubberten et al., 2006).

Das Delta lässt sich geomorphologisch in drei Terrassen aufteilen. Die Erste beinhaltet Flussauen mit einem Höhengniveau zwischen 1 m und 12 m, die den Hauptteil des östlichen Deltas ausmachen (Schwamborn et al., 2002). Dabei handelt es sich um den jüngsten Teil, der im mittleren Holozän entstand (Schneider et al., 2009). Der westliche Bereich wird von sandigen Inseln gebildet, deren größte die Insel Arga mit einem Durchmesser von 110 km ist. Sie bildet den größten Teil der zweiten Terrasse mit einem Höhengniveau von 11 m bis 30 m, welche in der Zeit vom späten Pleistozän bis frühen Holozän gebildet wurde (Schneider et al., 2009). Die dritte Terrasse besteht aus Inseln am südlichen Deltarand, wo sandige Sedimente von eisreichen Torf-Sand-Gemischen bedeckt sind (Schwamborn et al., 2002). An dieser Stelle wird ein Höhengniveau zwischen 30 m und 60 m erreicht (Schneider et al., 2009).

An diesem Standort wurden auf Samoylov (erste Terrasse) am südlichen Kliff der Insel holozäne Highcenter-Polygone beprobt und auf Kurungnakh (dritte Terrasse) der spätpleistozäne bis holozäne Eiskomplex sowie pleistozäne Flusssand-Ablagerungen untersucht (Abbildung 7). An den beiden Standorten wurden im Verlauf der letzten zwei Jahrzehnte eine Vielzahl an Studien mit den Schwerpunkten Bodenkunde, Geomorphologie, Mikrobiologie sowie Untersuchungen zum Gas- und Energieaustausch durchgeführt (z. B. Kutzbach et al., 2007; Boike et al., 2008; Wetterich et al., 2008, 2009; Sachs et al., 2010; Sanders et al., 2010; Zubrzycki, 2013; Eckhardt, 2017).

Die spätpleistozäne bis holozäne Sequenz der Insel Kurungnakh spiegelt die Umweltbedingungen während klimatischer Kalt-Warm-Schwankungen wider. Der Fokus liegt dabei auf dem Interstadial der mittleren Weichselzeit (50-32 kyr BP) (Wetterich et al., 2009).

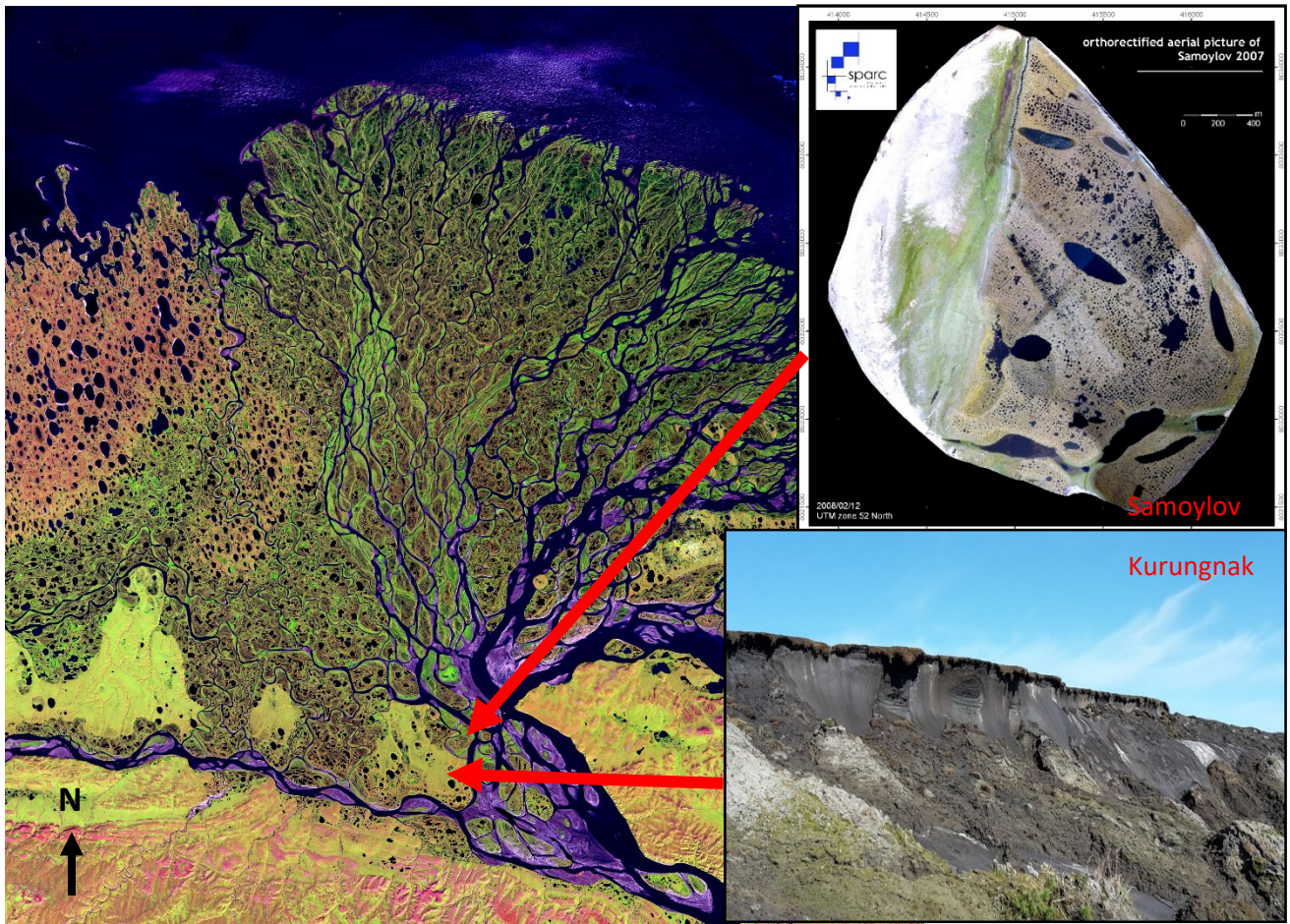


Abbildung 7: Lena-Delta – (Landsat, 2000) mit den beiden Standorten Samoylov (Boike et al., 2012) und Kurungnakh (Kliffhöhe: 40 m ü. d. M.) (Foto: Ruhland, 2016).

Aufzeichnungen zeigen, dass sich das Gebiet im Laufe der Zeit unter sich ändernden Sedimentationsregimes befand (Wetterich et al., 2009). Während dieses zu Beginn der Weichselzeit mäandrierend fluvial war, folgte in der mittleren und späten Weichselzeit ein kolluvialer oder proluvialer Einfluss auf sanft geneigten Ebenen, der wiederum von einem Thermokarst-beeinflussten Milieu im Holozän abgelöst wurde (Wetterich et al., 2009). Paläoökologische Untersuchungen weisen auf die Existenz einer arktischen Steppenvegetation unter extrem kalten und trockenen Bedingungen während der mittleren und späten Weichselzeit hin, die durch anhaltende Versumpfung während des Holozäns ersetzt wurde (Wetterich et al., 2009).

3.3. Batagay

Der Aufschluss, an dem eine Beprobung erfolgte, liegt 10 km südöstlich von Batagay, dem Gemeindezentrum des Bezirks Werchojansk, Republik Sacha (Jakutien). Das Untersuchungsgebiet befindet sich an der Westseite des Werchojansk-Kolyma-Orogens, das durch das Auftreten von tertiären, dunkelgrauen, terrigenen Siltsteinen und Argilliten – Tonsteinen, die eine niedriggradige Metamorphose durchlaufen haben (Vdovina, 2002) – geprägt ist (Abbildung 8).

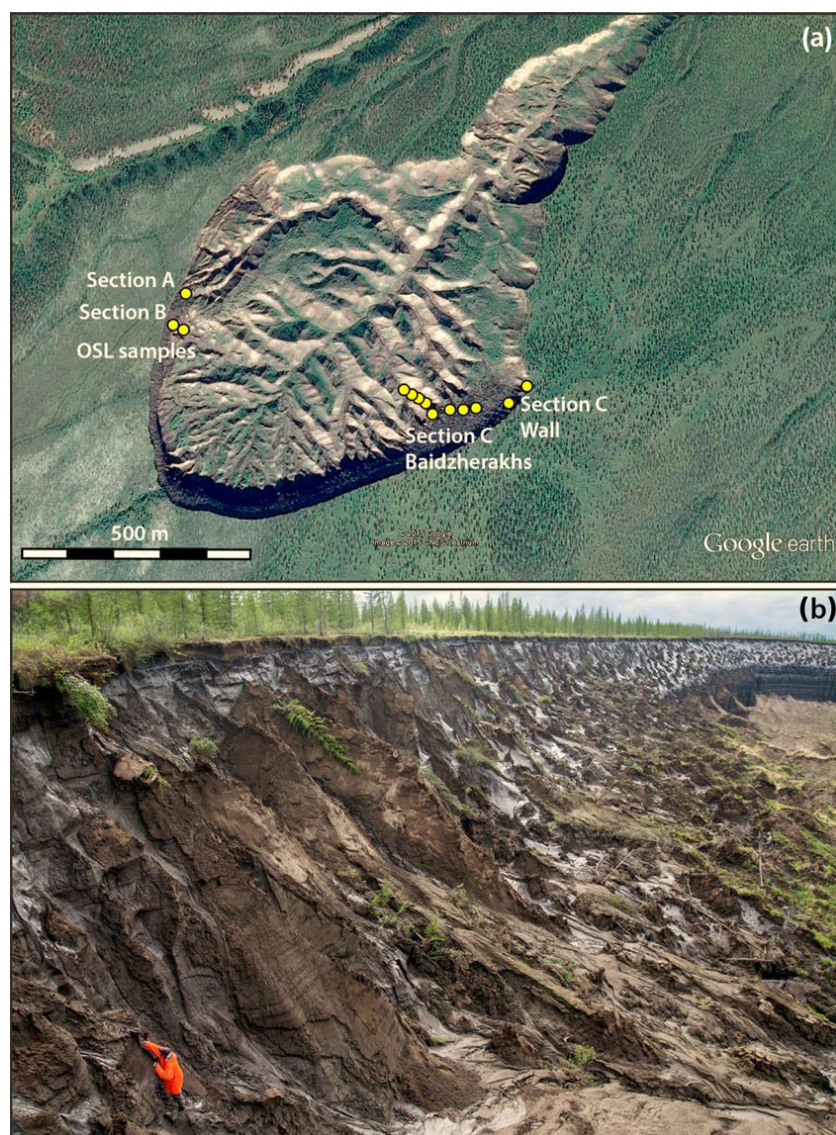


Abbildung 8: Standort Batagay mit Angabe der Probenahmepunkte (a) und Aufbau des südöstlichen Hanges, Abschnitt C (b) (Ashastina, 2017).

Sowohl die Schluffstein- als auch die tonigen Ablagerungen enthalten Sandschichten. Diese Sedimentpakete sind von Intrusivgesteinen durchsetzt (Ashastina et al., 2017). Die tonige Verwitterungskruste ist stellenweise von neogenem Gestein überlagert. Das Neogen wird von Tonablagerungen gebildet, die Anteile von Kies, Lehm, sandigem Lehm und Sanden haben. Quartäre Ablagerungen sind als diskontinuierliche Schichten vorhanden, die ältere Folgen aus hartem und dispergiertem Gestein überlagern (Kunitsky et al., 2013).

Die ersten Untersuchungen in der Region fokussierten sich auf die Struktur und Zusammensetzung der oberen 12,5 Meter. Dabei wurden thermische Denudationsprozesse untersucht (Kunitsky et al., 2013) und fossile Reste aus der Mammutfauna gefunden.

Ähnlich wie in den küstennahen Tieflandgebieten gibt es auch in den Tälern des Yana-Hochlandes einen mächtigen Eiskomplex (Kaplina et al., 1980, Kunitsky et al., 2013). Als Ergebnis intensiver thermischer Degradation bildete sich der Aufschluss innerhalb von nur 40 Jahren und schnitt sich tief in die eisreichen Permafrostablagerungen bis ins Grundgebirge ein (Kunitsky et al. 2013). Ein charakteristisches Merkmal für die Kontaktzone zum Grundgestein ist das Vorhandensein von kryogenem Eluvium in Form von Frostverwitterungsprodukten aus Siltsteinen, die den Leukogranit (Alaskit) überlagern.

Am Standort Batagay ist während der letzten 50 Jahre eine deutliche Veränderung des Klimas zu erkennen. Die Werchojansker Wetterstation erfasst seit dem Jahr 1888 alle meteorologischen Daten. Im Verlauf des letzten halben Jahrhunderts nahmen die Niederschlagsraten im Sommer um 20 mm zu und im Winter um 20 mm ab. Die durchschnittliche Jahrestemperatur stieg um 1°C (Kunitsky et al., 2013).

Über eine ¹⁴C-Datierung konnte das Probenmaterial in den zeitlichen Abschnitt der mittleren Weichsel bis zum Holozän eingeordnet werden (freundliche Mitteilung von Dr. Kseniia Ashastina, Senckenberg Forschungsinstitut und Naturmuseum, Frankfurt, 2016).

3.4. Yakutsk

Das holozäne Probenmaterial entstammt zwei teilweise bewaldeten Alas-Gebieten nordwestlich (N 62,08511° / E 129,32053°) sowie nordöstlich (N 62,15395° / E 130,96512°) der Stadt Yakutsk in der sibirischen Republik Sacha (Jakutien) (Abbildung 9). Dort wurden im Jahr 2011 mehrere einen Meter lange Bohrkerne genommen, die anschließend beprobt werden konnten.

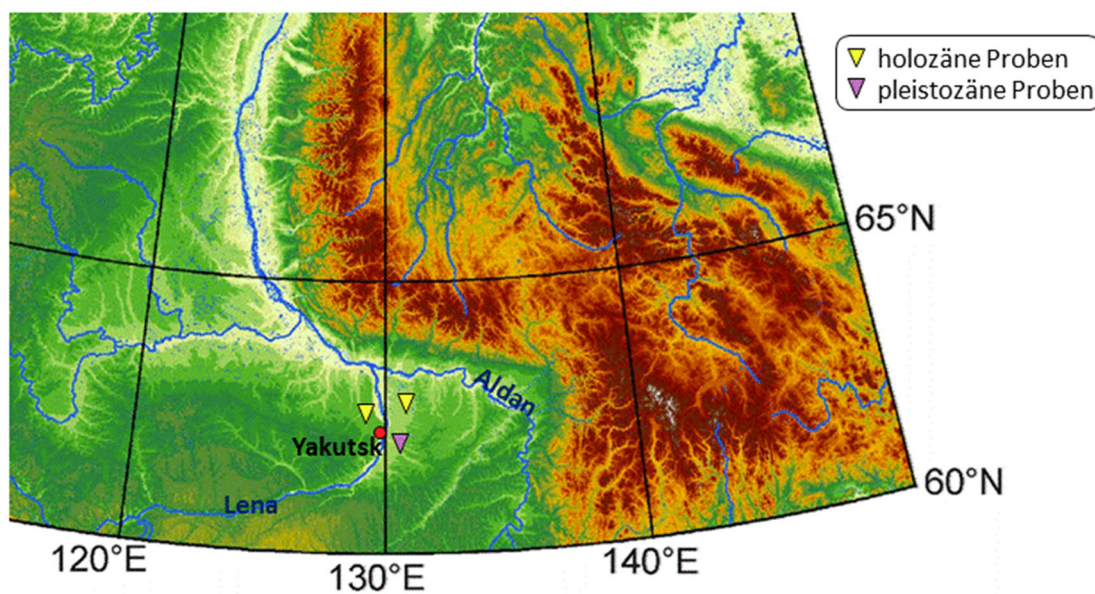


Abbildung 9: Bohrpunkte am Standort Yakutsk (Sedimentkerne mit holozänem und pleistozänem Material) (DEM: ESA DUE Permafrost project (Bartsch & Seifert, 2012; bearbeitet)).

Das pleistozäne Probenmaterial stammt aus dem Lena-Aldan Zwischenstromland (Yukechi Alas, N 61,76495° / E 130,46664°), einem aktiven Thermokarstgebiet in einer Zone kontinuierlichen Permafrostes 80 km südöstlich von Yakutsk (Abbildung 9). Der Yukechi Alas befindet sich auf einer Höhe von 200 bis 220 m ü. M, hat einen Durchmesser von ca. 500 m und erreicht Tiefen von 10 bis 15 m. Im März 2015 wurden dort während einer gemeinsamen Expedition des Alfred-Wegener-Instituts für Polar- und Meeresforschung, der Universität Leipzig und des Melnikov Permafrost Instituts im Rahmen des ERC-Projektes “Rapid Permafrost Thawing in a Warming Arctic and Impacts on the Soil Organic Carbon Pool (PETA-CARB)” sowie des DFG -Projektes “Short and long-term thermokarst dynamics due to climate

changes and human impacts in Central Yakutia, Siberia (2013-2016)“ insgesamt vier Bohrkern (jeweils zwei aus einem Alas und dem Yedoma-Komplex) genommen.

Für die in dieser Arbeit beschriebene Studie wurden zwei Kerne beprobt. Ein Alas-Kern (Alas1) mit einer Länge von 19,8 m und ein Yedoma-Kern (YED1) mit 22,35 m Länge (Abbildung 10). Beide wurden ausgehend von einer trockenen Oberfläche gebohrt. Auf das Kernmaterial, das Thermokarst-Seesedimente enthält, wurde bewusst verzichtet, um für den Abgleich der Resultate mit denen Ergebnissen der holozänen Proben möglichst ähnliche Ausgangsbedingungen herzustellen.

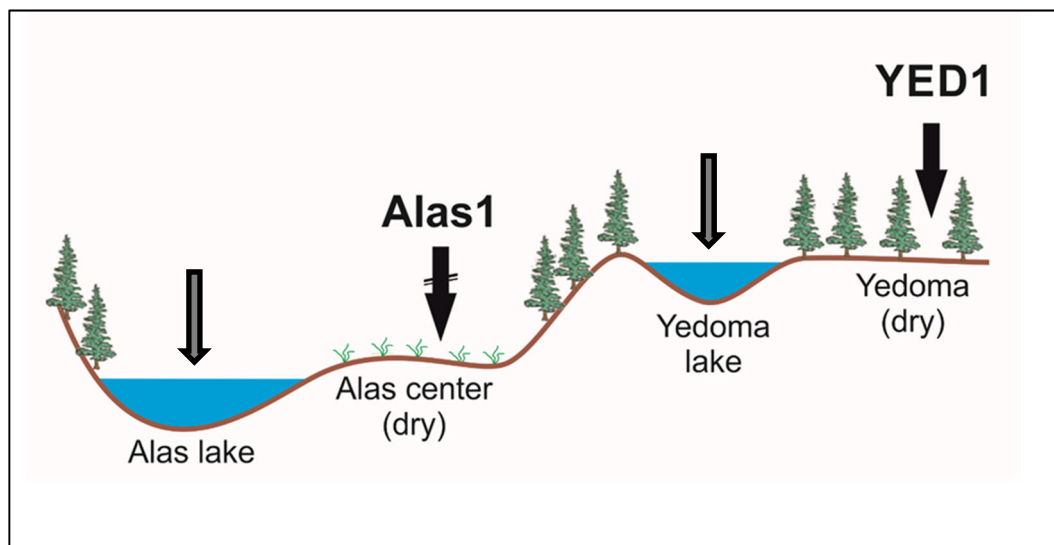


Abbildung 10: Bohrpunkte im Yukechi Alas (Abbildung von J. Strauss, bearbeitet).

Das Material der beprobten Kerne Alas1 und YED1 ist der mittleren Weichsel-Kaltzeit (Kargin) und späten Weichsel-Kaltzeit (Sartan) zuzuordnen. Die Einordnung basiert auf ^{14}C -Datierungen der zu untersuchenden Proben (Torben Windirsch, Masterarbeit an der Universität Potsdam). Die Ablagerungen sind somit in einer Zeit entstanden, in der mehrere Kalt-Warm-Schwankungen stattfanden. Diese Tatsache bietet die Möglichkeit, deren Präsenz über Sedimentanalysen nachzuweisen.

„Yedoma“ bezeichnet einen pleistozänen Permafrostboden, der durch einen hohen Eisgehalt sowie einen hohen Organik-Anteil und somit erhöhten Kohlenstoffgehalten gekennzeichnet ist.

4. Methoden und Material

4.1. Probennahme und Probenbeschreibung

Für die Probennahme wurden im Gelände geeignete Highcenter-Polygone und Kliffs ausgewählt, deren Horizonte nach einer Säuberung der oberflächlichen Bereiche beprobt wurden. Darüber hinaus erfolgte eine Beprobung von Sedimentbohrkernen in der Kühlkammer des GeoForschungsZentrums Potsdam.

4.2. Mineralogische Analyseverfahren

4.2.1. Rasterelektronenmikroskopie (REM) & energiedispersive Röntgenspektroskopie (EDX)

Probenpräparation: Für die Untersuchung der Sedimente wurden Streupräparate angefertigt. Dabei wird das Substrat auf ein Kohlenstoffklebepad gestreut, welches sich auf einem Stiftprobenteller befindet. Bevor der Stiftprobenteller mit der Probe in die Kammer des REM eingelegt werden kann, wird jeweils auf den gegenüberliegenden Seiten des Kohlenstoffklebepads eine leitende Klebeverbindung zwischen Probe und Probenteller hergestellt. Dieser Vorgang wird durchgeführt, um einer zu starken Aufladung des Probenmaterials entgegenzuwirken.

Bei der Elektronenmikroskopie wird ein Elektronenstrahl in einem bestimmten Muster über das Streupräparat geführt. Die Wechselwirkungen der Elektronen mit dem Präparat erzeugen schließlich eine detaillierte Abbildung der mineralischen Oberflächenstrukturen. Beim Auftreffen des Strahls auf das Material wird dieser in der Probe gestreut, so dass die emittierten Röntgenstrahlen ein birnenförmiges Raumvolumen einnimmt (Anregungsbirne). Die Energiedispersive Röntgenspektroskopie (EDX) dient dabei der Charakterisierung der Elementzusammensetzung kleinster Probenbereiche. Wenn ein Elektron des Elektronenstrahls im Atom der Probe ein kernnahes Elektron aus seiner Position schlägt, wird diese Lücke sofort von einem energiereicheren Elektron aus einem höheren Orbital aufgefüllt (Welton, 2003). Die Energiedifferenz wird in Form eines Röntgenquants frei. Die dadurch

entstandene Röntgenstrahlung ist charakteristisch für den Übergang und das Atom, also somit für das Element (charakteristische Röntgenstrahlung). Für ein Element sind verschiedene Übergänge erlaubt, je nachdem aus welcher Schale das energiereichere Elektron kommt und in welchem Energiezustand (Schale) die „Lücke“ aufzufüllen ist. So entstehen Röntgenquanten, die mit K_{α} , K_{β} , L_{α} ,... gekennzeichnet sind (Garratt-Reed & Bell, 2003). Die Energie einer Röntgenlinie (Lage der Linie im Spektrum) ist ein Indikator dafür, um welches Element es sich handelt. Die „Stärke“ der Linie hängt von der Konzentration des Elementes innerhalb der Probe ab. Der Detektor misst die Energie jedes eintreffenden Röntgenphotons. Die typische Energieauflösung eines EDX-Detektors liegt bei 120–140 eV. Als Detektor kommen unterschiedliche Varianten eines Halbleiterdetektors zum Einsatz. Typisch sind der Si(Li)-Detektor, der Siliziumdrift-detektor und Detektoren aus hochreinem Germanium (Gauglitz & Vo-Dinh, 2003).

Im EDX-Spektrum ist die Signalintensität in Abhängigkeit von der Energie der Röntgenquanten aufgetragen (Abbildung 11). Das EDX-Spektrum besteht aus elementspezifischen Peaks und dem breiten unspezifischen Untergrund, der durch Bremsstrahlung erzeugt wird (durch die Abbremsung von Elektronen im Coulombfeld).

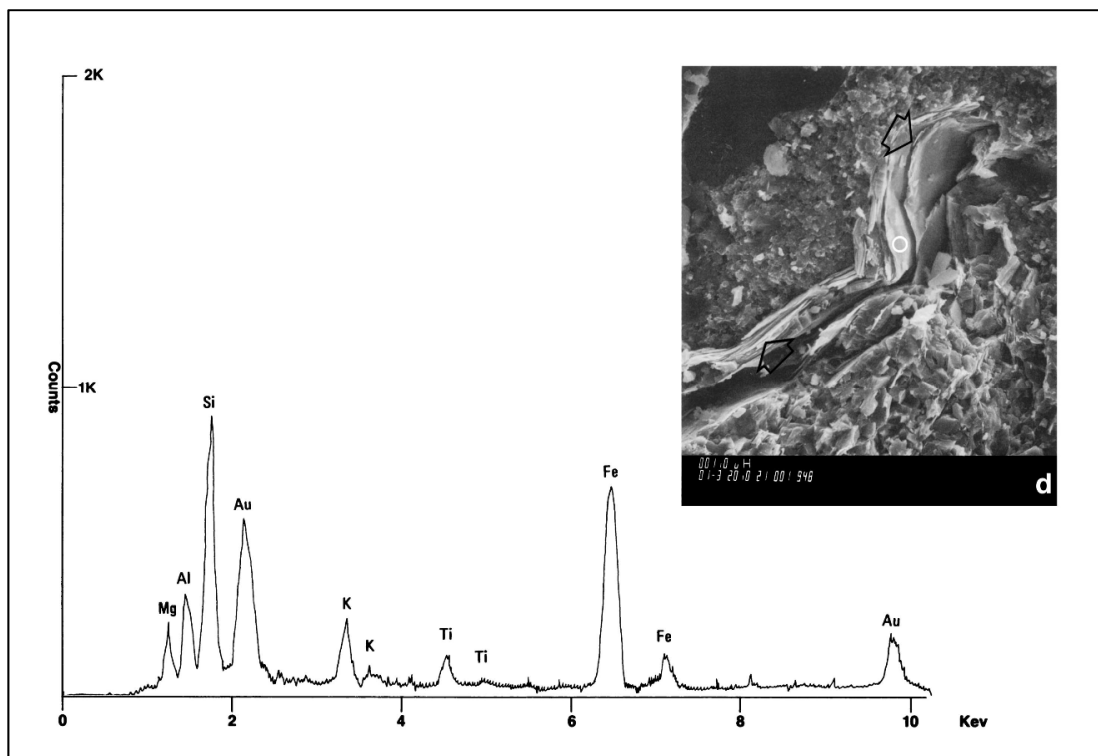


Abbildung 11: EDX-Spektrum von Biotit (Welton, 2003).

Für die meisten Elemente gibt es im Spektrum mehrere Peaks. Bei deren Zuordnung muss überprüft werden, ob alle Linien eines Elementes vorhanden sind und ob ihre Intensitäten im richtigen Verhältnis zueinanderstehen. Dabei sind mögliche Peaküberlagerungen mit anderen Elementen zu berücksichtigen.

Die Auswertung des Röntgenspektrums (Energie-Häufigkeits-Verteilung) erlaubt es somit, die Elementzusammensetzung einer Probe zu identifizieren und über die Intensität zu quantifizieren. Dazu wird die Röntgenstrahlung hinsichtlich ihrer Energie analysiert und die jeweilige Intensität der Spektrallinien gemessen. Da die Energie der Röntgenstrahlung von der Ordnungszahl der Atome abhängt (Moseley'sches Gesetz), kann anhand der Röntgenspektren auf die chemische Zusammensetzung der Probe geschlossen werden. Aus der (Energie-)spektralen Intensität wird auf die Häufigkeit der Atome (halbquantitative Analyse) zurückgerechnet (Schorn et al., 1999-2018).

Ein großes Problem stellen Aufladungseffekte bei der Untersuchung von isolierenden Materialien dar. Wenn die Energie der Elektronen zu niedrig ist, werden nur wenige Sekundärelektronen abgestrahlt, woraufhin sich die Probe lokal negativ auflädt. Im umgekehrten Fall können sich Oberflächen auch positiv aufladen, wenn der Primärstrahl zu stark ist. Diese Effekte können vermieden werden, indem die Probe mit einer extrem dünnen Edelmetallschicht (z. B. Gold, Platin, Chrom) versehen oder mit Graphit bedampft wird.

Die Messungen der in dieser Arbeit untersuchten Proben wurden an einem Quanta 600 der Firma FEI im Niedervakuum durchgeführt. Dabei befindet sich in der Kammer Wasserdampf. Dieses Gas wird zur Signalverstärkung genutzt. Durch eine angelegte Spannung von einigen hundert Volt zwischen Probe und Detektor werden die Sekundärelektronen zum Detektor hin beschleunigt. Auf dem Weg zum Detektor kommt es zu Stößen zwischen den Elektronen und den Gasatomen. Dabei werden die Atome ionisiert und es entstehen neue Elektronen. Die ionisierten Gasatome werden aufgrund ihrer positiven Ladung entgegengesetzt in Richtung Probe beschleunigt und sorgen dort für eine Neutralisierung von Aufladungen, welche bei Proben mit nichtleitenden Oberflächen entstehen könnten. Der Vorteil ist, dass durch die Aufladungskompensation der nichtleitenden Proben keine vorherige Bedampfung stattfinden musste, welche die Zusammensetzungsverhältnisse sowie die ursprüngliche Oberflächenstruktur gegebenenfalls beeinträchtigt hätte.

Die chemische Zusammensetzung der Probenbestandteile wurde mit einem „Element-C2B“-Detektor der Firma Ametek GmbH erfasst und die spezifischen Spektren über die Software „TEAM ELEMENT 4.5“ erstellt.

4.2.2. Röntgenpulverdiffraktometrie (XRPD)

Details über die Kristallstrukturen ergeben sich aus der **Röntgenpulverdiffraktometrie (XRPD)**. Diese Methode ermöglicht über die spezifischen Signalintensitäten enthaltener Minerale die Zusammensetzung der kristallinen Bestandteile zu bestimmen.

Die gemahlene Probe reflektiert die von der Röntgenröhre ausgesandte Strahlung unter bestimmten Bragg-Winkeln. Der Detektor fährt alle Winkel ab und nimmt für jeden die Intensität der reflektierten Strahlung auf. Es entsteht eine winkelabhängige Intensitätsverteilung (Diffraktogramm), die mit Hilfe einer Datenbank bekannter Substanzen abgeglichen werden kann. Bei unterschiedlichen Bestandteilen kann deren jeweiliger Anteil angenähert ermittelt werden. Auf diese Weise können u. a. angenäherte Quarz- und Feldspat-Gehalte Hinweise auf unterschiedliche Bildungsbedingungen am Standort liefern.

Darüber hinaus können über die Röntgenpulverdiffraktometrie (XRPD) folgende Minerale bestimmt werden: Hornblende, Calcit, Goethit, Pyrit, Pyroxen sowie Tonminerale, wie Illit, Chlorit, Kaolinit und Smektit.

4.3. Pedogene Analyseverfahren

4.3.1. pH-Wert-Bestimmung

Bei dem pH handelt es sich um den negativen dekadischen Logarithmus der H^+ -Konzentration. Eine Lösung ist umso saurer je höher die H^+ -Konzentration und je kleiner der pH ist. Bei einer neutralen Lösung (pH 7) sind gleich viele H^+ und OH^- -Ionen enthalten. Der pH stellt eine der wichtigsten bodenchemischen Kenngrößen dar.

Tabelle 5: Einstufung der Böden nach dem pH (gemessen in CaCl₂-Lösung) (nach KA5, 2005).

pH-Wert-Bereich	Bezeichnung	Kurzzeichen
≥ 10,7	extrem alkalisch	a6
10,0 bis < 10,7	sehr stark alkalisch	a5
9,3 bis < 10,0	stark alkalisch	a4
8,6 bis < 9,3	mäßig alkalisch	a3
7,9 bis < 8,6	schwach alkalisch	a2
7,2 bis < 7,9	sehr schwach alkalisch	a1
6,8 bis < 7,2	neutral	s0
6,1 bis < 6,8	sehr schwach sauer	s1
5,4 bis < 6,1	schwach sauer	s2
4,7 bis < 5,4	mäßig sauer	s3
4,0 bis < 4,7	stark sauer	s4
3,3 bis < 4,0	sehr stark sauer	s5
<3,3	extrem sauer	s6

Der pH des Bodens wird in Bodenlösungen bzw. Bodensuspensionen nach DIN ISO 10390, Teil 1 bestimmt. Diesen Suspensionen werden meist zusätzliche Salze (z. B. CaCl₂) zugesetzt, welche einen weitgehenden Austausch der H⁺-Ionen bewirken (KA5, 2005). Aus diesem Grunde ist der so bestimmte pH um ca. 0,5 pH-Einheiten niedriger als der pH einer Wassersuspension. Es gibt eine Reihe von Vorteilen eines in CaCl₂ gemessenen pH gegenüber einer H₂O-pH-Messung. Zum einen simuliert er die Bodenlösung von Ackerböden im gemäßigt-humiden Klima und ist weitgehend unabhängig von der zur Zeit der Probennahme vorherrschenden Salzkonzentration der Bodenlösung. Zum anderen unterliegt er kaum jahreszeitlichen Schwankungen und zeigt einen geringen Suspensionseffekt, da bei einer Belegung der Austauscher mit Ca-Ionen die Ionendiffusionsgeschwindigkeit von Kationen und Anionen gleich ausfällt.

Die Messung der H⁺-Ionenaktivität erfolgt mit einer Glaselektrode als Einstabmesskette am pH-Meter. An dem unteren Ende der Glaselektrode befindet sich eine sehr dünne kugelförmige Spezialglasmembran. Eine Pufferlösung innerhalb der Kugel erzeugt eine bekannte und konstante H⁺-Ionenkonzentration. Wenn die Membran in demineralisiertes Wasser getaucht wird, wird ein Teil der in der Außenwand der Glasmembran gebundenen Kationen (z. B. Na⁺, Ca²⁺) gegen H⁺-Ionen eingetauscht. Sobald die Elektrode mit einer wässrigen Lösung mit

unbekannter Ionenaktivität in Kontakt kommt, diffundieren entsprechend der H^+ -Ionenkonzentration der Lösung entweder H^+ -Ionen aus der Glasmembran in die Lösung oder werden an die Glasmembran adsorbiert. Durch diesen Prozess entsteht eine Potentialdifferenz zwischen der Innenwand und der Außenwand der Membran, die als elektrische Spannung im mV-Bereich registriert und nach Umrechnung als pH-Einheiten am pH-Meter angezeigt wird.

4.3.2. Ermittlung der elektrischen Leitfähigkeit

Bei dem Parameter elektrische Leitfähigkeit handelt es sich um einen Summenparameter aller Einzel-Leitfähigkeiten aller vorhandenen Anionen und Kationen mit unterschiedlicher Beweglichkeit im elektrischen Feld. Gemessen wird der Parameter im wässrigen Extrakt eines Bodens nach DIN ISO 11265. Die elektrische Leitfähigkeit spiegelt unterschiedliche Eigenschaften eines Bodenprofils in einem Wert wider. Wesentliche Einflussfaktoren sind der Wassergehalt des Bodens, der Tongehalt sowie die Bodentemperatur (Domsch & Giebel, 2001). Darüber hinaus wird der Parameter von den gelösten Mineralien bestimmt. Die Einheit für die Leitfähigkeit ist S/m bzw. dS/m.

Für das Verfahren wird lufttrockener Boden mit Wasser bei ca. 20°C im Extraktionsverhältnis 1:5 (Massenanteil/Volumenanteil) extrahiert, um die Elektrolyte in Lösung zu bringen. Die spezifische elektrische Leitfähigkeit wird im filtrierten Extrakt gemessen und das Ergebnis auf eine Temperatur von 25 °C umgerechnet (Ad-hoc-AG Boden, 2000).

4.3.3. Kohlenstoff- und Stickstoffbestimmung

Der Gesamtgehalt an Kohlenstoff (C) in einer Bodenprobe setzt sich aus der Summe von organischen C und anorganischen C zusammen.

Der C/N-Wert gibt Auskunft über die in den Bodenhorizonten vorhanden Kohlenstoff- und Stickstoffkonzentrationen. Die organische Bodensubstanz hat einen großen Einfluss auf die Bodeneigenschaften, da verschiedene Nährstoffe in ihr oder an sie gebunden sein können (wie z. B. N, P, S, Cu, Mn) und sie über Wechselwirkungen mit der Mineralphase die Aggregation des Bodens verbessert.

Die quantitative Bestimmung von C-gesamt und N-gesamt beruht auf der Verbrennung von Bodenproben und der anschließenden Quantifizierung der gebildeten Produkte mit einem Wärmeleitfähigkeitsdetektor nach DIN EN 15936: 2012-11 (Ad-hoc-AG Boden, 2000). Gemessen wurden die Werte mit dem **VarioMax Elementaranalysator**.

4.3.4. Korngrößenanalyse

Über die Korngrößenanalyse kann die Korngrößenverteilung und Bodenart bestimmt werden. Bei der Korngrößenverteilung handelt es sich um eine der wichtigsten Bodenkenngrößen, weil sie Aufschluss über die im Gelände vorherrschenden Ablagerungsbedingungen gibt. Bei der Analyse werden die Massenanteile der Primärteilchen in bestimmten Korngrößenfraktionen bestimmt (Hartge & Horn, 2014). Die Korngrößenfraktionen sind nach dem Äquivalentdurchmesser der Partikel unterteilt (Tabelle 6).

Tabelle 6: Äquivalentdurchmesser der Partikel unterschiedlicher Korngrößenfraktionen (KA5, 2005).

Äquivalentdurchmesser		Fraktion	Unterfraktion	Kurzzeichen
in μm	in mm			
< 2,0	<0,002	Ton		T
< 0,2	<0,0002		Feinton	fT
0,2-0,6	0,0002-0,0006		Mittelton	mT
0,6-2,0	0,0006-0,002		Gropton	gT
2-63	0,002-0,063	Schluff		U
2-6,3	0,002-0,0063		Feinschluff	fU
6,3-20	0,0063-0,02		Mittelschluff	mU
20-63	0,02-0,063		Grobschluff	gU
63-2000	0,063-2,0	Sand		S
63-200	0,063-0,2		Feinsand	fS
200-630	0,2-0,63		Mittelsand	mS
630-2000	0,63-2,0		Grobsand	gS

In der Tabelle werden die Anteile in der Fraktion < 2 mm (Feinboden) angegeben. Die Partikel $\geq 0,063$ mm werden durch Siebung, die kleineren Partikel durch Sedimentation getrennt. Das Analyseverfahren ist in DIN ISO 11277 geregelt.

4.3.5. Bestimmung der pedogenen Oxide

Eisen- und Manganoxide sind überwiegend charakteristische Verwitterungsneubildungen (sekundäre Minerale). Freigesetztes Fe^{3+} wird zum größten Teil in Form von Oxiden gebunden. Art und Menge der Oxide lassen sich durch selektive Extraktion bestimmen. Je nach Extraktionsmittel unterscheidet man dabei zwischen oxalatlöslichen und dithionitlöslichen Oxiden. Die Messung erfolgt mit Hilfe eines **Atomic-Absorption-Spektrometers (AAS)**.

Oxalatlösliches Eisen (Fe_o) umfasst schlecht kristallisiertes, amorphes Eisen (mikrokristalliner Ferrihydrit und schlecht kristallisierter Lepidokrokit) oder organisch gebundenes Eisen. Diese Formen entstehen bei Verwitterungsprozessen und sind teilweise als Kittsubstanzen zwischen Bodenteilchen abgelagert. Bei dithionitlöslichem Eisen (Fe_d) handelt es sich um gut kristallisiertes Eisen (z. B. Goethit). Liegen höhere Fe_d -Werte vor, spricht dies für kältere und trockenere Klimabedingungen zum Zeitpunkt der Pedogenese, aufgrund einer geringer vertretenden Vegetation und damit einhergehenden niedrigeren Produktion an Biomasse. Diese wirkt sich negativ auf den Kristallisationsfortschritt aus, so dass unter wärmeren Bedingungen der Anteil an gut kristallisiertem Eisen niedriger ausfällt (Zubrzycki, 2008).

Die Extraktion mit oxalsaurem NH_4 -Oxalat erfolgt bei Raumtemperatur und unter Ausschluss von Licht (Schlichting et al., 1995). Durch eine Extraktion bei Dunkelheit wird die Bildung von Fe^{2+} herabgesetzt und somit gewährleistet, dass nur die aktive Fraktion der Eisenoxide erfasst wird (Schwertmann, 1959a; Schwertmann, 1964). Dabei handelt es sich um die schlecht kristallisierte, amorphe Gruppe der pedogenen Eisenoxide, die leicht mobilisierbar ist (Schlichting et al., 1995). Bei zweistündigem Schütteln wird bei pH 3 im Wesentlichen Ferrihydrit (Stanjek, 2018), organisch gebundenes Eisen und in reduzierten Böden weitere leicht mobilisierbare Eisenoxide (Park & Burt, 1999) gelöst. Darüber hinaus löst Oxalat aber auch Magnetit (Baril & Bitton, 1967; Walker, 1983). Nicht gelöst werden gut kristallisierte Fe-Oxide sowie primäre, silikatisch gebundene Eisenverbindungen (Schlichting et al., 1995). Nur mit steigender Oberfläche lösen sich zunehmend auch gut kristallisierte Eisenoxide (Schwertmann, 1973; Borggaard, 1976). Die Löslichkeit steigt, bei gleicher spezifischer Oberfläche, in der Reihenfolge Goethit < Lepidokrokit < Akaganeit (Kauffman & Hazel, 1975). Manganoxide sind in Oxalat löslich (Blume & Schwertmann, 1969). Eine eindeutige

Abgrenzung zur dithionitlöslichen Fraktion ist allerdings nicht möglich, was aus den signifikanten Beziehungen zwischen Mn_o und Mn_d hervorgeht (Mirabella & Carnicelli, 1992). Nach Fitzpatrick et al. (1978) sind amorphe Ti-Oxide und Anatas < 5nm ebenfalls in Oxalat löslich.

Die Extraktion mit Dithionit ist ein chemisches Lösungsverfahren, das von Mehra und Jackson (1960) entwickelt wurde. Es wird mit Hilfe des Dithionit-Citrats bei pH 7,3 durchgeführt, erfolgt bei 70-75 °C und löst alle Eisen(hydr)oxide bis auf Magnetit (Stanjek, 2018). Durch die Reduktion mit Natrium-Dithionit werden pedogene Eisenoxide vom Eisen in Silikaten differenziert (Mehra & Jackson, 1960; Stanjek, 2018). Die Extraktion erfasst somit die „freien“ amorphen und kristallinen pedogenen Eisenoxide, nicht aber das Eisen der Tonminerale sowie die primären, silikatisch gebundenen Eisenoxide (Hintermaier-Erhard & Zech, 1997). Darüber hinaus können auch Fe-Salze und organische Fe-Komplexe erfasst werden (Moore, 1973; Bäuml, 2001). Zur Vermeidung nachfolgender Reoxidation oder Fällung, wird das Fe^{2+} mit Citrat komplexiert. Dieses puffert und hält die Metall-Ionen als Komplexe in Lösung (Schlichting et al., 1995). Citrat erhöht die Lösungsrate von Lepidokrokit (Waite & Morel, 1984). Weil organisch gebundenes Eisen vom Dithionitextrakt nicht angegriffen wird, muss die Probe vorher verascht werden. Durch die Extraktion mit Natrium-Dithionit können ebenfalls die gesamten Mn-Oxide des Bodens bestimmt werden.

4.4. Statistische Auswertung

Die statistische Auswertung erfolgte zum großen Teil über die Datenerfassung und graphische Auswertung mit Hilfe von Excel. Für die Ermittlung der Oberflächenrauigkeit von Quarz und Feldspat wurden zunächst für jeden beprobten Horizont fünf rasterelektronenmikroskopische Bildausschnitte gewählt, die möglichst viele Minerale enthalten. Die chemische Zusammensetzung der einzelnen Komponenten dieser Cluster wurde dann über EDX-Punktanalysen bestimmt, woraufhin eine Einordnung in verschiedene Mineralgruppen erfolgen konnte. Über eine Auszählung der angerauten Quarz- und Feldspatkomponenten konnten die mengenmäßigen Anteile erfasst und deren prozentualer Wert berechnet werden. Diese Ergebnisse führten zu einer graphischen Darstellung, indem die Rauigkeitsgrade von Quarz und Feldspat im Verhältnis zueinander aufgetragen wurden. Des Weiteren lieferte eine

Gegenüberstellung der untersuchten Parameter Excel-basierte Regressionenanalysen. Mithilfe des Software Programms „IBM SPSS Statistics“ wurden Korrelationsanalysen sowie ein t-Test zur Prüfung aller relevanten Parameter durchgeführt. Die Korrelationen erfolgten nach Pearson mit Signifikanzen auf dem Niveau von 0,05 (2-seitig) und 0,01 (2-seitig) für jeden Standort einzeln, für die jeweilige stratigraphische Gruppe (Holozän, Pleistozän – weichselzeitliches Material) sowie für die alle Proben als Gesamtkorrelation.

4.5. Fremddaten

Für die Auswertung der Standorte Lyakhovsky und Yakutsk wurden Fremddaten aus dem Projekt „CARBOPERM“ (Lyakhovsky) und aus einer vorausgehenden Untersuchung im Lena-Gebiet (Yakutsk) hinzugezogen. Es handelt sich dabei um kleine Datensätze, die nur Teilbereiche der Gesamtanalysen beinhalteten.

Zur stratigraphischen Einordnung der Proben wurde für den Standort Lyakhovsky auf die Gliederung nach Andreev et al. (2004, 2009) & Wetterich et al. (2009) zurückgegriffen, für die pleistozänen Proben der Standorte Batagay und Yakutsk erfolgten ¹⁴C-Datierungen. Die Werte wurden für Batagay von Dr. Kseniia Ashastina (Senckenberg Forschungsinstitut und Naturmuseum Frankfurt, freundliche mündliche Mitteilung, 2016) und Torben Windirsch (Masterarbeit an der Universität Potsdam, 2018) entgegengenommen. Die stratigraphische Einordnung der Kliffproben von Kurungnakh erfolgte auf Grundlage der von Wetterich et al. (2008) veröffentlichten Daten zum Eiskomplex.

5. Ergebnisse

5.1. Eigenschaften holozäner und pleistozäner Böden in Sibirien

5.1.1. Besonderheiten des Standortes Lyakhovsky

Pedogene Oxide, Goethit und C-Gehalt

Das Probenmaterial von **Lyakhovsky** (vgl. Abbildung 6 in Kap. 3.1.) umfasst pleistozäne Ablagerungen. Die Proben LYA-1 und LYA-2 stammen aus dem letzten glazialen Maximum, was sich in niedrigen Fe_o - und hohen Fe_d -Gehalten sowie in einem relativ hohen Goethitgehalt widerspiegelt (Abbildung 12 & 13).

LYA-3 und LYA-4 kommen aus der mittleren und frühen Weichselzeit. Zu diesem Zeitpunkt waren die Umweltbedingungen eher kalt und trocken. Besonders auffällig verhalten sich die Proben LYA-5 und LYA-6. Diese stammen aus der Eem-Warmzeit, was sich in der Verteilung der Eisenoxide niederschlägt (Abbildung 12).

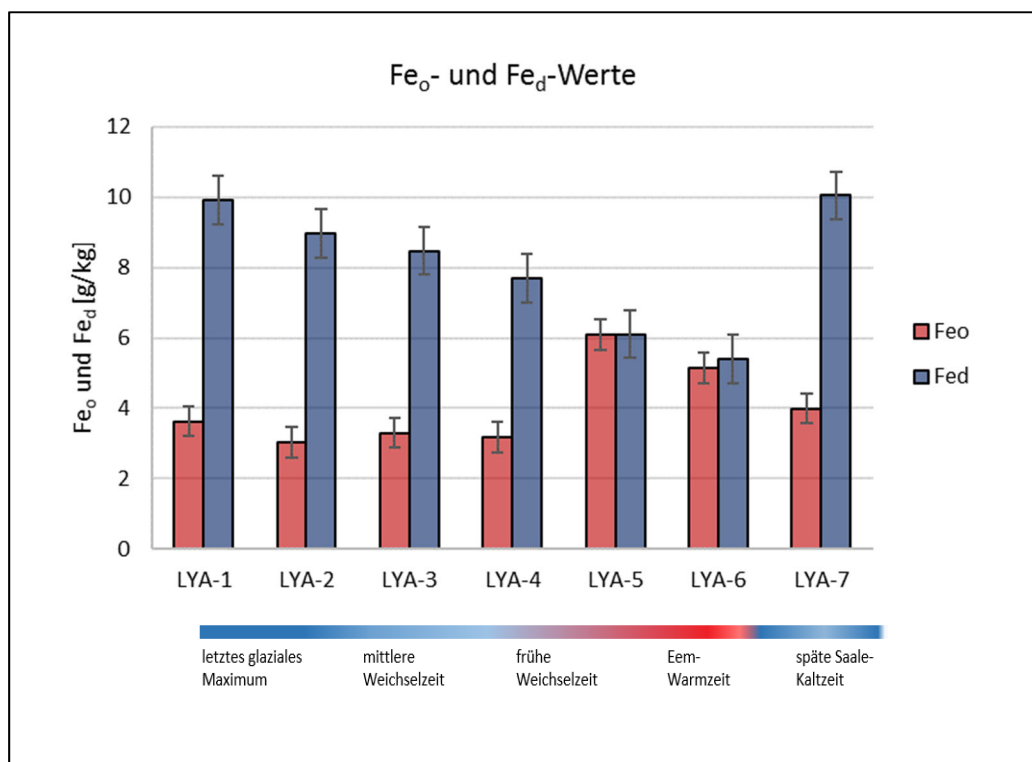


Abbildung 12: Übersicht der Gehalte an oxalat- (Fe_o) und dithionitlöslichen (Fe_d) Eisenoxiden von Proben des Standortes Lyakhovsky.

Signifikant höhere Fe_o -Werte, äußerst geringe Goethitgehalte von 0,02 g/kg und 0,26 g/kg sowie ein relativ hoher Kohlenstoffgehalt in Probe LYA-6 spiegeln wärmere Umweltbedingungen zum Zeitpunkt der Pedogenese wider (Abbildung 13). Dabei zeigt sich eine nach Pearson hochsignifikante negative Korrelation ($p < 0,01$) zwischen Fe_o und dem Goethitgehalt (vgl. Anhang G, Tabelle G1). Probe LYA-7 entstammt der späten Saale-Kaltzeit. Dies zeichnet sich durch höhere Fe_d - und Goethitgehalte sowie einen relativ niedrigen Fe_o -Wert ab (Abbildung 12 & Abbildung 13).

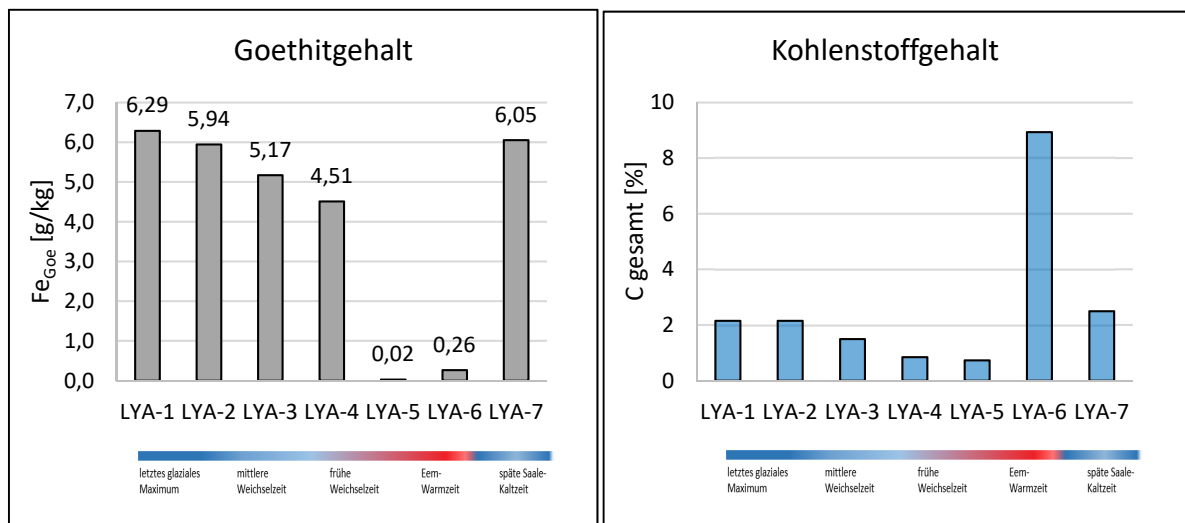


Abbildung 13: Goethit- (Fe_{Goe}) und Kohlenstoffgehalte (C) von Proben des Standortes Lyakhovsky.

Der dithionitlösliche Eisengehalt und der Goethit-Anteil korrelieren hochsignifikant ($p < 0,01$). Darüber hinaus ergibt sich eine hochsignifikante negative Korrelation zwischen Goethit und Fe_o .

Mit Hilfe der stratigraphischen Einordnung nach Andreev et al. (2004, 2009) & Wetterich et al. (2009) und der gewonnenen Daten aus den Analysen konnten die Proben LYA-1 bis LYA-3 in den Verlauf der von Wetterich et al. im Jahr 2014 postulierten Klimavariabilitäten während des Jungpleistozäns eingeordnet werden (Abbildung 14).

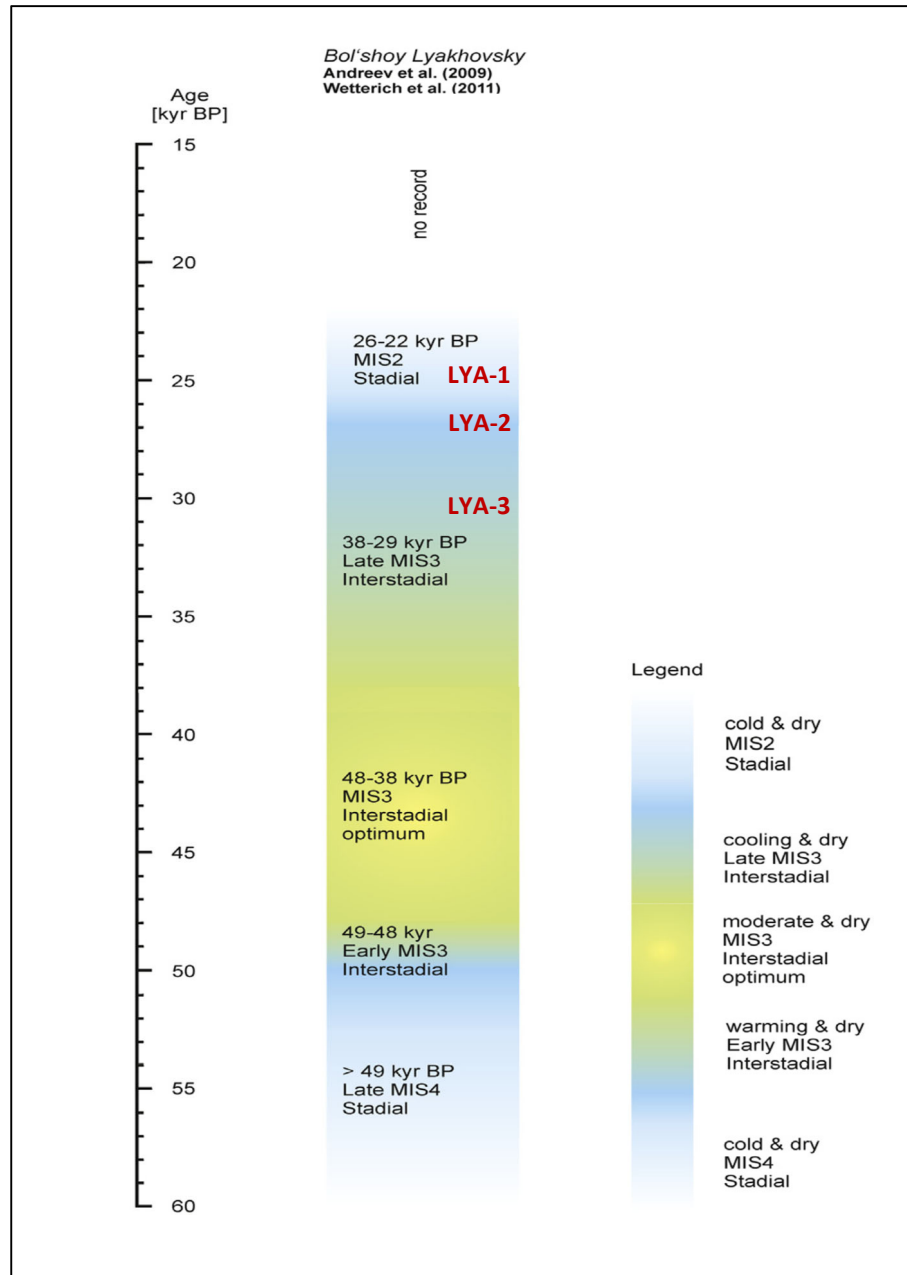


Abbildung 14: Schematische Darstellung der Klimavariabilitäten während des Jungpleistozäns für Bol'shoy Lyakhovsky (Wetterich et al., 2014, verändert & ergänzt).

Oberflächenstrukturen von Quarz und Feldspat, Tonminerale

Über die Rasterelektronenmikroskopie konnten verschiedenartige Oberflächenstrukturen an **Quarzen** des Standortes **Lyakhovsky** erkannt werden. Besonders auffällig verhalten sich die Quarze der Proben LYA-6 und LYA-7. Während das Probenmaterial LYA-6 eemzeitlichen Ursprungs ist, stammt Probe LYA-7 aus der späten Saalezeit.

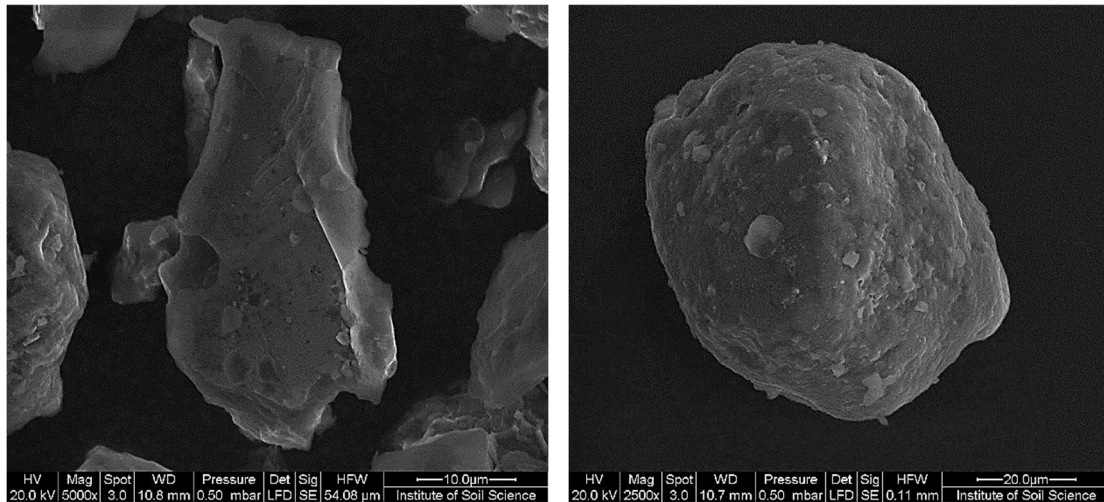


Abbildung 15: Quarz der eemzeitlichen Probe LYA-6 (links), im Vergleich zu einem Quarz des saalezeitlichen Materials LYA-7 (rechts). Während die Quarze der warmzeitlichen Probe tendenziell glatte Oberflächen aufweisen, haben die Quarzkörner der kaltzeitlichen Ablagerung aufgrund starker Frosteinwirkung raue Oberflächenstrukturen.

Die Quarze des saalezeitlichen Materials zeigen durchweg schuppige und flockige Oberflächenstrukturen. Einige Körner führen deutliche Risse. Vereinzelt sind zerbrochene Partikel erkennbar, die eine stark zerklüftete Oberflächenstruktur besitzen. In diesem Zusammenhang ist eine Quarzanreicherung in den kleineren Kornfraktionen im Zuge der Frostverwitterung zu vermerken.

Die Quarze der eemzeitlichen Probe LYA-6 zeigen im Allgemeinen deutlich weichere Oberflächenmerkmale sowie ausgeprägte Kanten (Abbildung 15 - links). Nur vereinzelt lassen sich Körner mit angerauten Flächen erkennen. Risse und der daraus resultierende Zerfall der Komponenten sind in dieser Probe kaum nachweisbar.

Bei den **Feldspäten** ist ebenfalls ein eindeutiger Unterschied im Erscheinungsbild erkennbar. Während sie in der warmzeitlichen Probe LYA-6 deutliche Lösungsstrukturen aufweisen, treten sie in den saalezeitlichen Ablagerungen (Probe LYA-7) in kompakter Form auf (Abbildung 16).

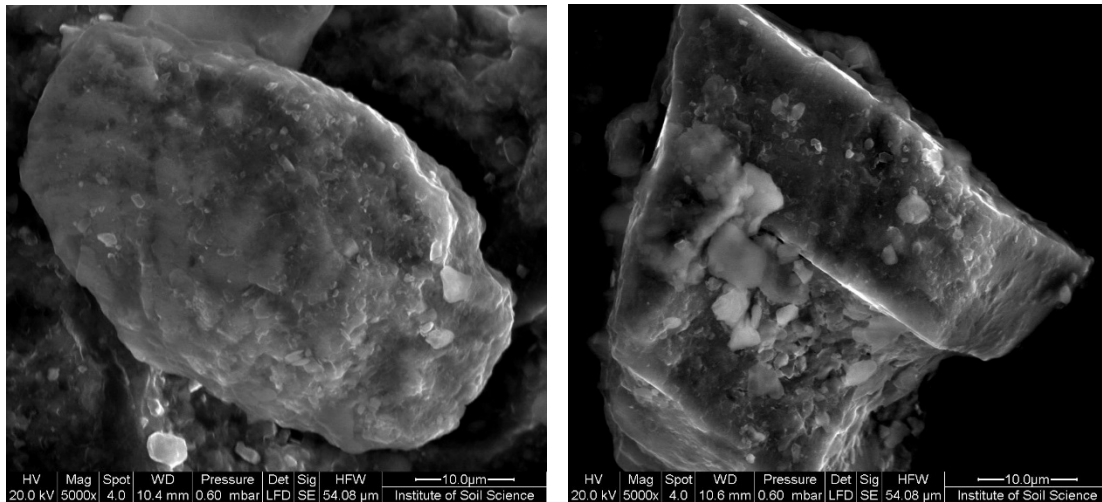


Abbildung 16: Feldspat der eemzeitlichen Probe LYA-6 mit Lösungsstrukturen (links), im Vergleich zu einem kompakten Feldspat der saalezeitlichen Probe LYA-7 (rechts).

Die Oberflächen der Feldspäte in Probe LYA-6 sind deutlich angeraut und die Struktur der Körner zeigt die charakteristische trichtergesteuerte Ausgangsform nicht mehr an.

Die statistische Auswertung ergibt eine signifikante negative Korrelation ($p < 0,05$) zwischen der Oberflächenrauigkeit von Quarz und Feldspat. Darüber hinaus korreliert der Fe_d -Gehalt hochsignifikant ($p < 0,01$) mit der Rauigkeit von Quarz und negativ signifikant ($p < 0,05$) mit der Rauigkeit von Feldspat. Der Goethitgehalt zeigt eine hochsignifikante Korrelation mit der Oberflächenrauigkeit von Quarz (vgl. Anhang G, Tabelle G1).

Welche **Tonminerale** bei der Verwitterung entstehen, ist von der Zusammensetzung der Bodenlösung und deren pH-Wert sowie von den Löslichkeitsprodukten der einzelnen Minerale abhängig. Die warmzeitliche Probe LYA-6 führt einen deutlichen Anteil an Kaolinit (Abbildung 17). Dieser könnte bei der chemischen Verwitterung von Feldspäten entstanden sein.

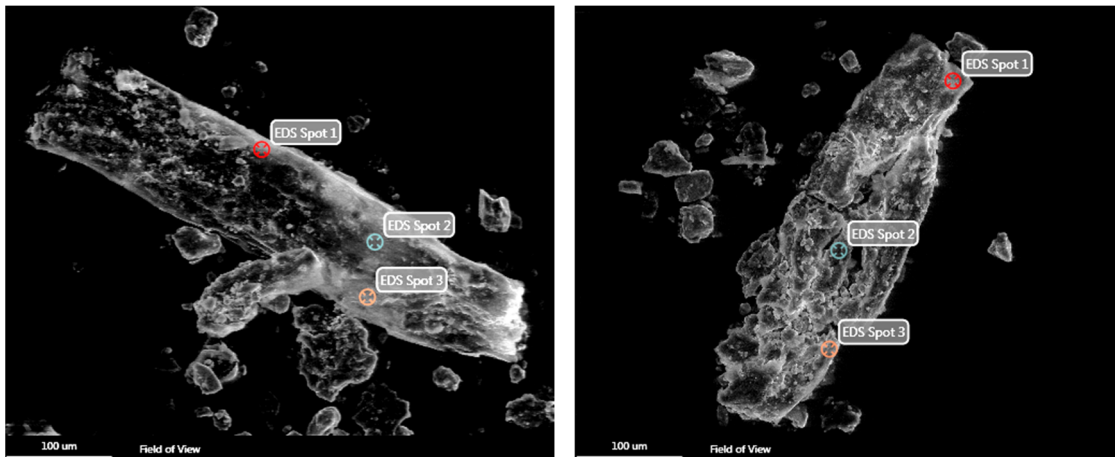


Abbildung 17: Kaolinit (Probe LYA-6).

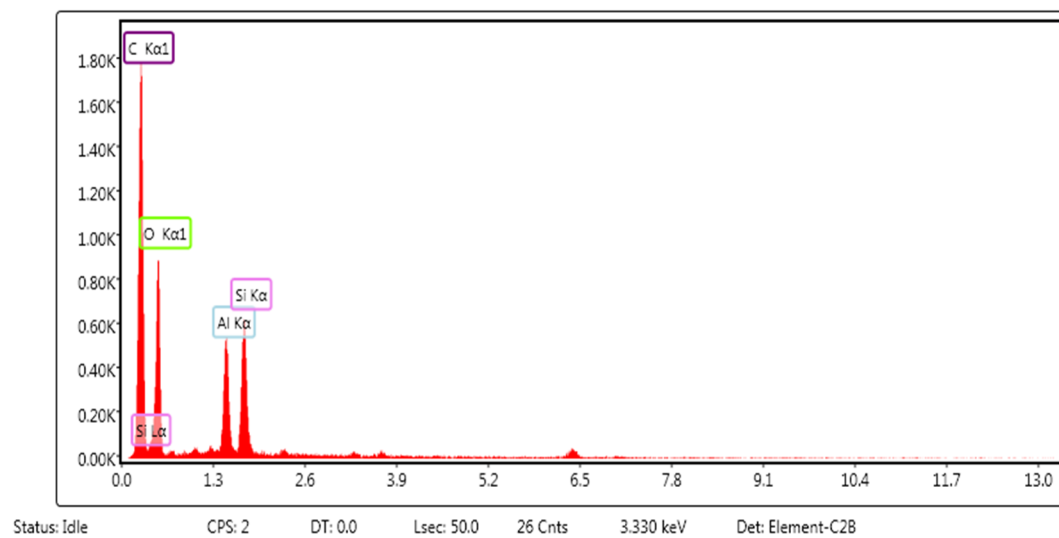


Abbildung 18: Spezifisches Spektrum von Kaolinit.

In der kaltzeitlichen Probe LYA-7 tritt darüber hinaus häufig Illit auf, der u. a. durch Hydrolyse und physikalische Verwitterung von Glimmern gebildet wird (Amelung et al., 2018) (Abbildung 19).

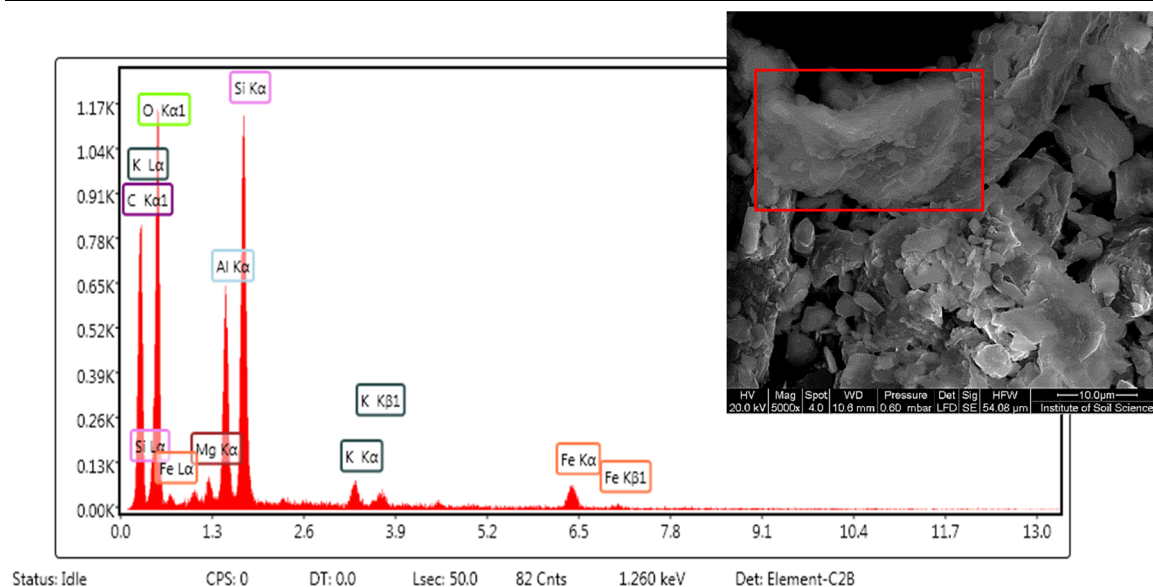


Abbildung 19: Spezifisches Spektrum von Illit mit Bildausschnitt von Probe LYA-7.

pH-Werte

Die Resultate der pH-Analysen zeigen bis zur spät-eemzeitlichen Probe LYA-5 ein durchgängig schwach alkalisches Milieu an. Der in der eemzeitlichen Probe LYA-6 gemessene pH-Wert liegt hingegen im stark sauren Bereich und deutet humide Klimabedingungen zum Zeitpunkt der Pedogenese während der Warmzeit an (Abbildung 20).

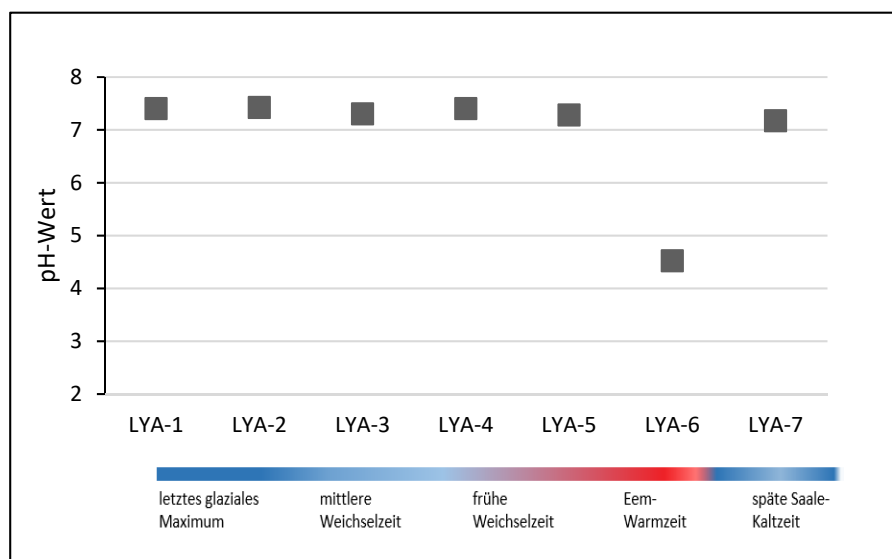


Abbildung 20: pH-Werte der Proben des Standortes Lyakhovsky (LYA).

Der pH-Wert zeigt eine hochsignifikante negative Korrelation ($p < 0,01$) mit dem Kohlenstoffgehalt (vgl. Anhang G, Tabelle G1).

5.1.2. Besonderheiten des Standortes Lena-Delta – Samoylov/Kurungnakh

pH-Werte

Für die holozänen Highcenter-Polygone des Standortes Samoylov im Lena-Delta (vgl. Abbildung 7 in Kap. 3.2.) zeigen sich durchgehend saure pH-Werte, welche die Entstehung des Bodens und die daraus resultierenden chemischen Eigenschaften unter rezenten Bedingungen in der Auftauschicht widerspiegeln (Abbildung 21).

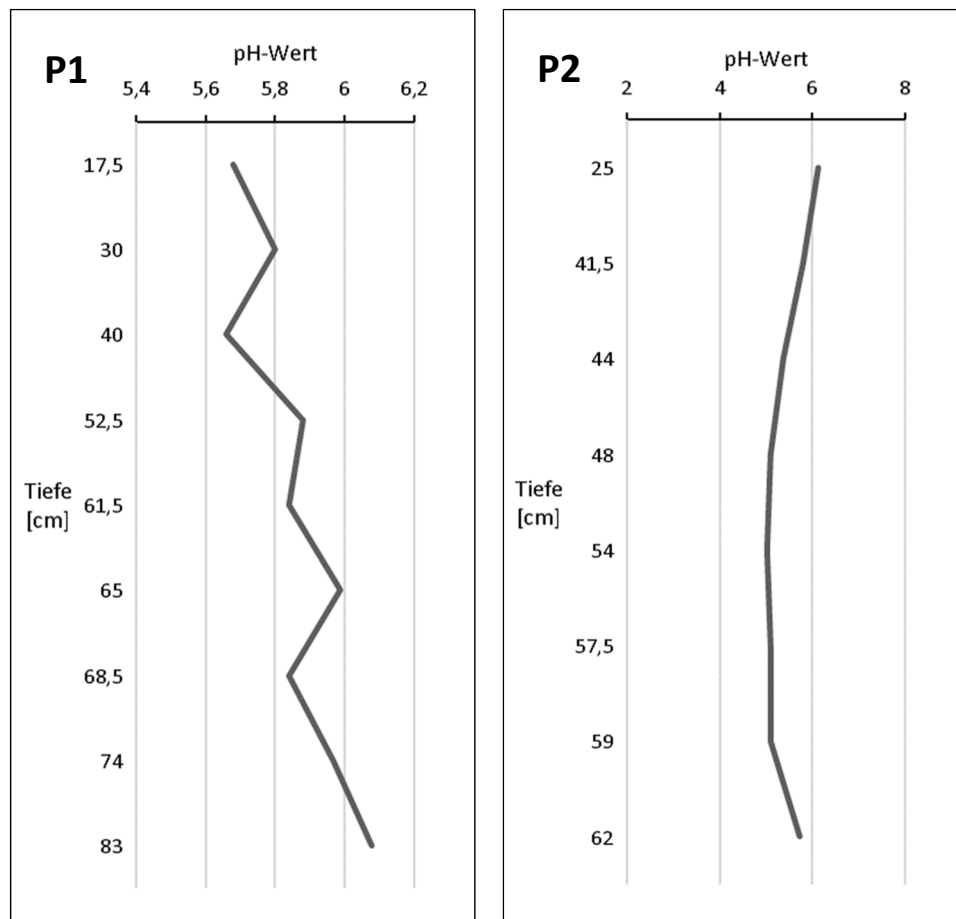


Abbildung 21: Verlauf des pH mit der Tiefe zweier holozäner Highcenter-Polygone auf Samoylov.

Bei Polygon 1 (Abbildung 21, linke Seite) ist dabei eine progressive Tendenz des pH mit der Tiefe erkennbar, welche an diesem Standort mit dem abnehmenden Einfluss von Niederschlag

und Sickerwasser in tieferen Horizonten einhergehen vermag. Der davon abweichende Verlauf der Werte von Polygon 2 (Abbildung 21, rechte Seite) steht möglicherweise im Zusammenhang mit unterschiedlichen standortbedingten Einflüssen und/oder Bodeneigenschaften.

Bei der Betrachtung des pH-Verlaufs des Standortes Kurungnakh zeigt sich hingegen ein anderes Bild (Abbildung 22).

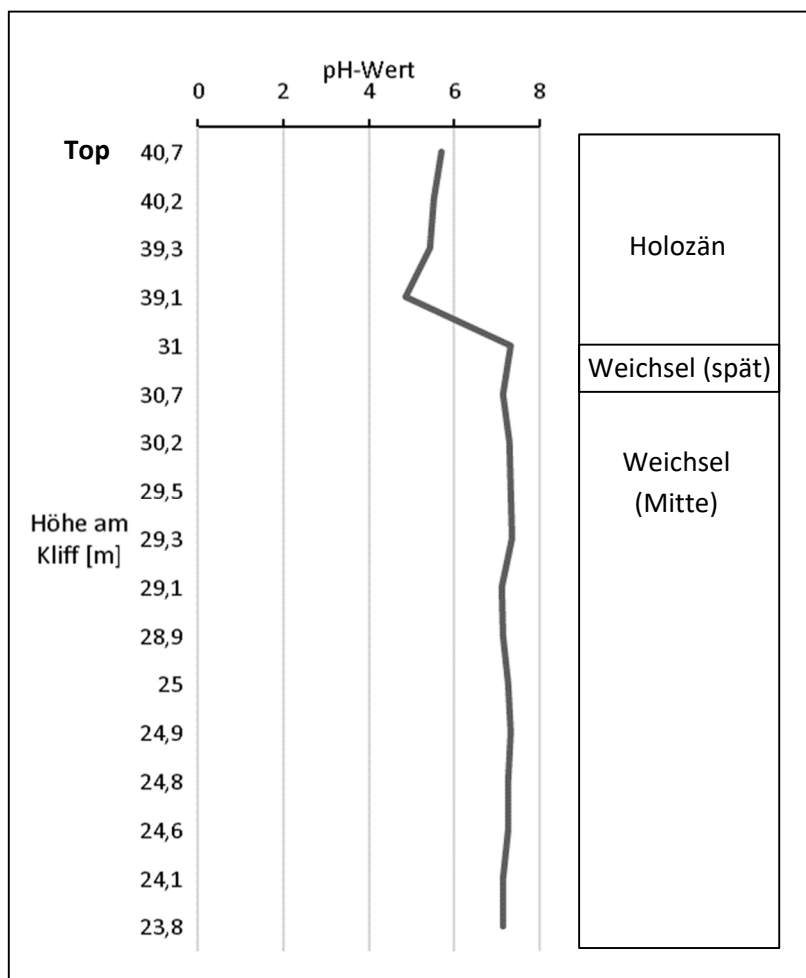


Abbildung 22: pH-Verlauf mit zunehmender Tiefe im Eiskomplex von Kurungnakh.

In den holozänen Horizonten liegen die pH-Werte im schwach bis mäßig sauren Bereich, was mit den rezenten Bodenbildungsprozessen einhergeht. Mit zunehmender Tiefe gehen diese dann in den schwach alkalischen Bereich über und zeigen einen konstanten Verlauf. Dieser kontinuierliche Abschnitt wird von Ablagerungen der mittleren und späten Weichselzeit

gekennzeichnet (Wetterich et al., 2008) und deutet tendenziell kalte sowie vor allem aride Klimabedingungen zum Zeitpunkt der Pedogenese an.

Eventuelle Schwankungsphasen innerhalb der mittleren Weichsel-Kaltzeit lassen sich damit zwar nicht nachweisen, jedoch untermauern die Resultate der Eisenoxid-Konzentrationen die oben aufgeführte Interpretation. Der pH-Wert zeigt eine hochsignifikante negative Korrelation ($p < 0,01$) mit Fe_o und Fe_d , korreliert jedoch mit dem Goethitgehalt hochsignifikant. Zwischen dem pH und dem Kohlenstoffgehalt liegt ebenfalls eine hochsignifikante negative Korrelation vor (vgl. Anhang G, Tabelle G4).

Pedogene Oxide, Goethit und C-Gehalt

Die Werte des oxalatlöslichen Eisens (Fe_o) nähern sich in den oberen Horizonten des Eiskomplexes stark an die Gehalte des dithionitlöslichen Eisens (Fe_d) an und übersteigen den gut kristallinen Anteil sogar bei 39,1 m Kliffhöhe. Fe_o erreicht somit höhere Werte in dem Abschnitt, welcher die holozänen Ablagerungen umfasst. Ab einer Höhe von 31 m sinkt Fe_o dann im weiteren Verlauf mit der Tiefe unter den Wert des Fe_d (Abbildung 23). Darüber hinaus liegt der Goethitgehalt im holozänen Abschnitt des Eiskomplexes deutlich unter dem Fe_o -Gehalt, während er diesen im Verlauf der pleistozänen Ablagerungen eindeutig überschreitet. Fe_o ist mit Fe_d hochsignifikant korreliert ($p < 0,01$), mit Goethit negativ hochsignifikant. Fe_d und Goethit korrelieren negativ signifikant ($p < 0,05$) (vgl. Anhang G, Tabelle G4). Innerhalb der Kurven sind über den pleistozänen Abschnitt kleine Schwankungen erkennbar (Abbildung 23). Die Kohlenstoffwerte sind im holozänen Teil des Kliffs höher als im Pleistozänen und sinken ebenfalls bei einer Höhe von 31 m deutlich ab. Im weiteren Verlauf pendeln sie sich zwischen 0 und 5 % ein. Der Kohlenstoffgehalt korreliert mit dem Fe_o -Gehalt hochsignifikant ($p < 0,01$) und mit Goethit negativ hochsignifikant (vgl. Anhang G, Tabelle G4).

Über einen t-Test lassen sich die Mittelwerte der untersuchten Parameter für das Holozän und Pleistozän (Weichsel spät & Weichsel Mitte) gegenüberstellen. Daraus folgt, dass sich die holozänen Werte von pH, Fe_o , Fe_d und Goethit hochsignifikant ($p < 0,01$) von den pleistozänen unterscheiden. Innerhalb der Kohlenstoffwerte liegt ein signifikanter ($p < 0,05$) Unterschied vor (vgl. Anhang G, Tabelle G5).

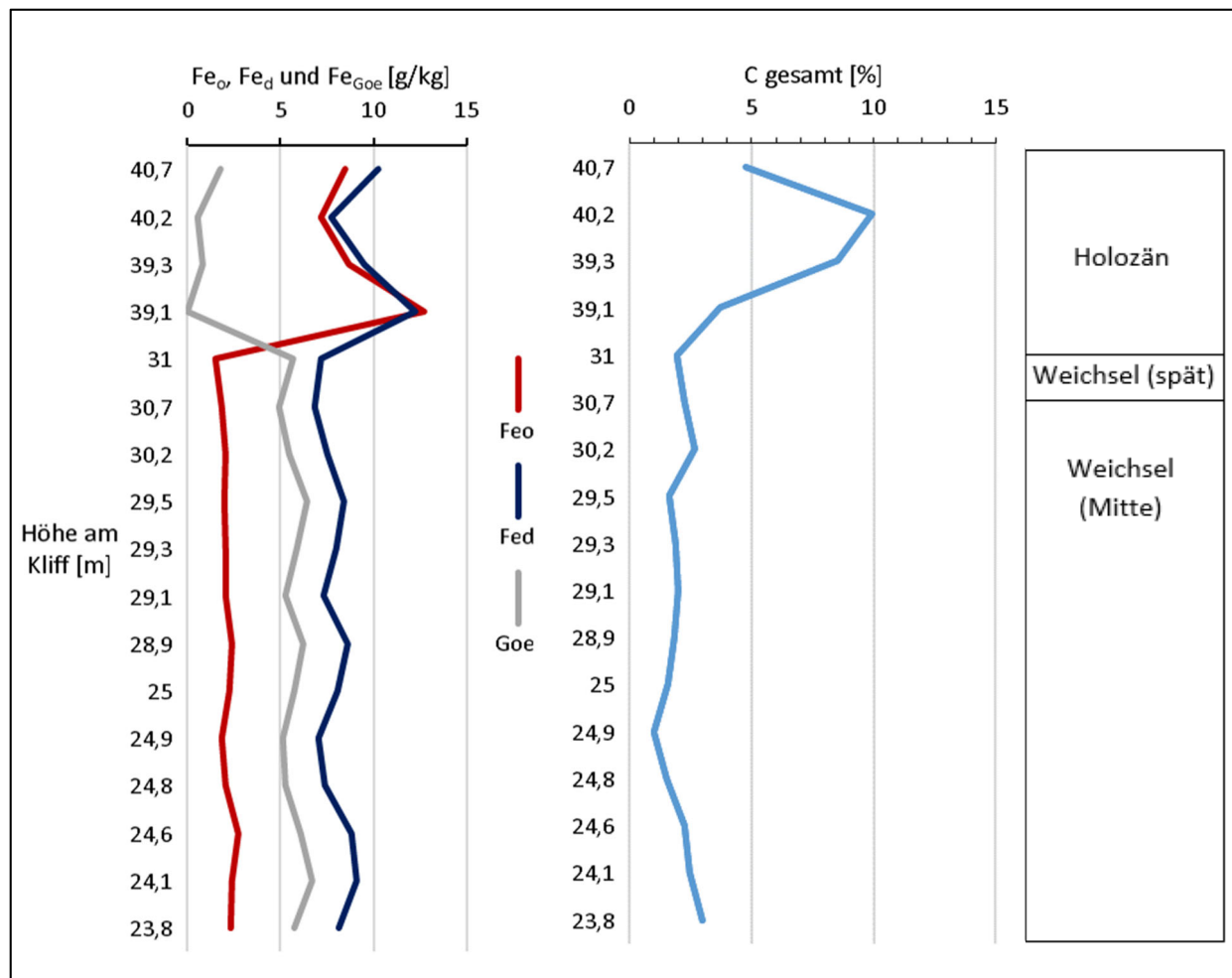


Abbildung 23: Verlauf der oxalat- und dithionitlöslichen Eisengehalte (Fe_o , Fe_d), des Goethitgehaltes (Goe) sowie des Kohlenstoffgehaltes (C) mit zunehmender Tiefe im Eiskomplex von Kurungnakh.

Oberflächenstrukturen von Quarz und Feldspat

Die Kornmorphologie weist Unterschiede in den warm- bzw. kaltzeitlich abgelagerten Sedimenten auf. Abbildung 24 zeigt charakteristische Beispiele der holozänen Proben des Eiskomplexes. Während die Quarze über eine kompakte Struktur mit glatten Oberflächen verfügen, zeigen die in den Ablagerungen enthaltenen Feldspäte raue Flächen, Lösungsstrukturen und liegen teilweise zerbrochen vor.

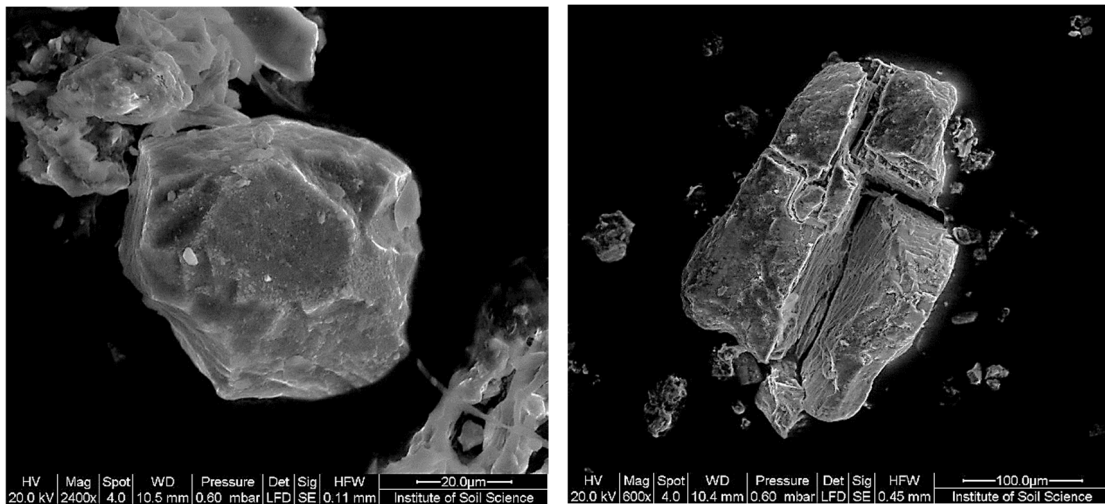


Abbildung 24: Kompakter Quarz (links) und zerbrochener Feldspat (rechts) innerhalb der holozänen Probe LD-K-2 bei 40,2 m Kliffhöhe.

In den kaltzeitlichen Abschnitten bzw. in Perioden starker Kalt-Warm-Schwankungen während des Pleistozäns weisen die Mineralformen eine entgegengesetzte Kornmorphologie auf. Die Quarze zeigen raue Oberflächen, während die Feldspäte über glatte Strukturen verfügen (Abbildung 25).

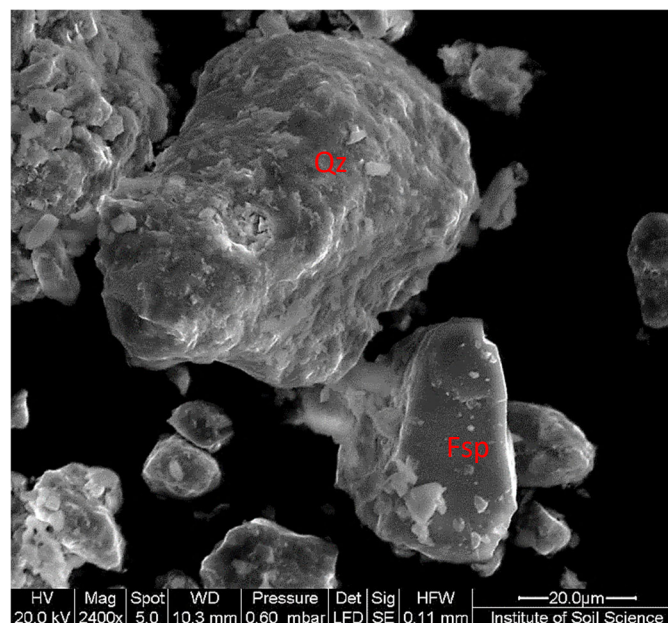


Abbildung 25: Quarz und Feldspat innerhalb einer pleistozänen, kaltzeitlichen Probe LD-K-8 bei 29,5 m Kliffhöhe.

Die Oberflächenrauigkeit zeigt eine signifikante negative Korrelation ($p < 0,05$) mit dem Kohlenstoffgehalt (vgl. Anhang G, Tabelle G4).

Die Partikel innerhalb der pleistozänen Flusssand-Ablagerungen auf Kurungnakh weisen teilweise einen erhöhten Rundungsgrad auf, welcher einen fluvialen Transport widerspiegelt (Abbildung 26).

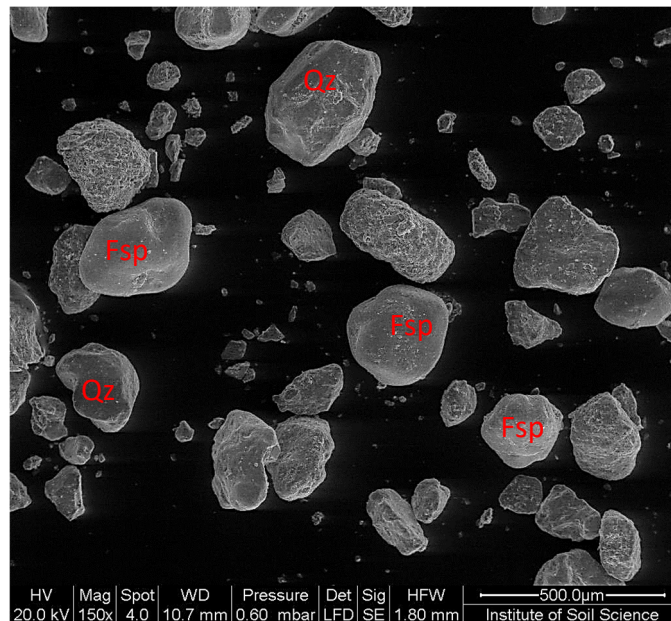


Abbildung 26: Übersichtsvergrößerung der pleistozänen Flusssand-Ablagerung LD-pl2. Quarze (Qz) und Feldspäte (Fsp) zeigen gerundete Oberflächen.

Die Feldspäte zeigen eine stärkere Rundung mit glatten Oberflächen, während die Quarzkörner, zwar ebenfalls gerundet, aber noch mit ausgeprägteren Kanten vorliegen (Abbildung 26).

5.1.3. Besonderheiten des Standortes Batagay

Pedogene Oxide, Goethit und C-Gehalt

Die Proben aus **Batagay** (vgl. Abbildung 8 in Kap. 3.3.), sowohl die holozäne (BAT-1) als auch die beiden pleistozänen (BAT-2 und BAT-3), zeigen relativ niedrige Fe_o -Werte, dafür jedoch hohe Fe_d -Werte (Abbildung 27). Dies spricht für eine Region, die tendenziell eher einem sehr kalten, relativ trockenen Klima mit wenig Vegetation ausgesetzt ist.

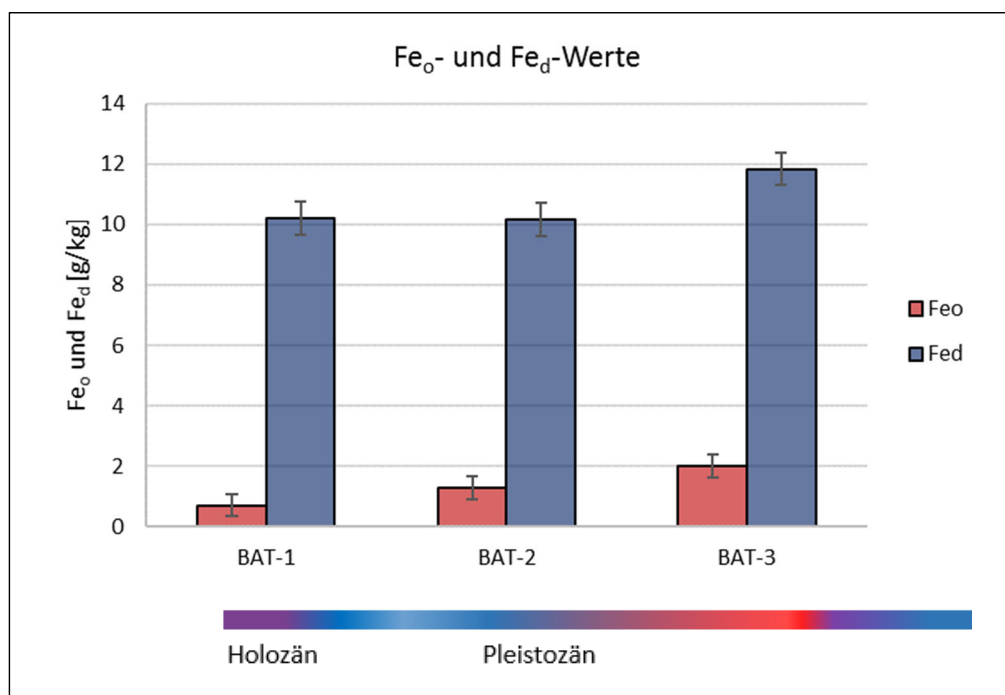


Abbildung 27: Übersicht der oxalat- und dithionitlöslichen Eisenoxide (Fe_o, Fe_d) von Proben des Standortes Batagay.

Das Eisen liegt in gut kristallisierten Formen vor, was auch den hohen Goethit-Anteil erklärt (Abbildung 28). Probe BAT-3 zeigt mit 2,0 g/kg den höchsten Fe_o -Anteil, der zwar trotzdem noch niedrig ist, sich aber von den anderen beiden Proben absetzt. Gleichzeitig zeigt BAT-3 jedoch auch mit 11,84 g/kg den höchsten Fe_d -Gehalt.

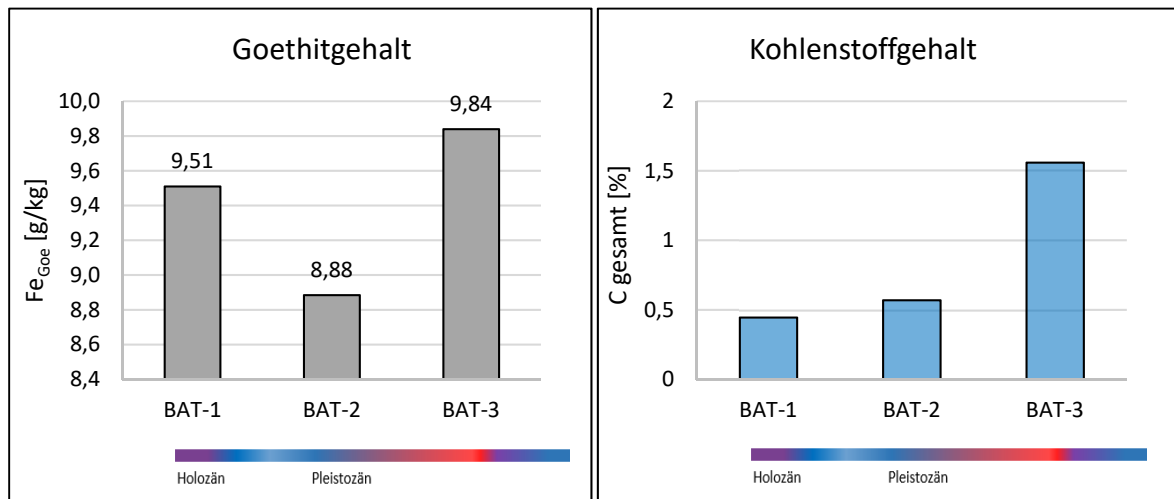


Abbildung 28: Goethit- (Fe_{Goe}) und Kohlenstoffgehalte (C) von Proben des Standortes Batagay.

Oberflächenstrukturen von Quarz und Feldspat

Die Quarze des Standortes **Batagay** zeigen ebenfalls morphologische Unterschiede. Während in BAT-2 flockige Oberflächenstrukturen erkennbar sind, beinhaltet BAT-3 überwiegend glatte Körner (Abbildung 29).

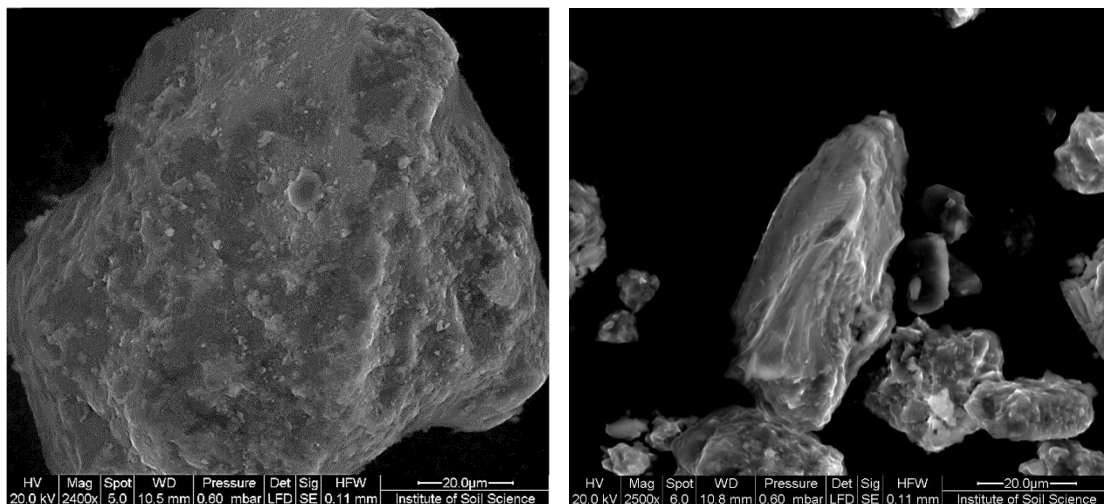


Abbildung 29: Unterschiede in der Oberflächenmorphologie. Im Bild links ist ein Quarz mit rauen Strukturen zu erkennen (Probe BAT-2), auf der rechten Seite sind die Oberflächen glatter ausgebildet (Probe BAT-3).

Charakteristisch für eine starke Frostverwitterung sind neben einer rauen Oberflächenstruktur auch ausgeprägte Risse, die Temperaturschwankungen anzeigen und nicht selten zum Zerfall der Partikel führen (Abbildung 30).

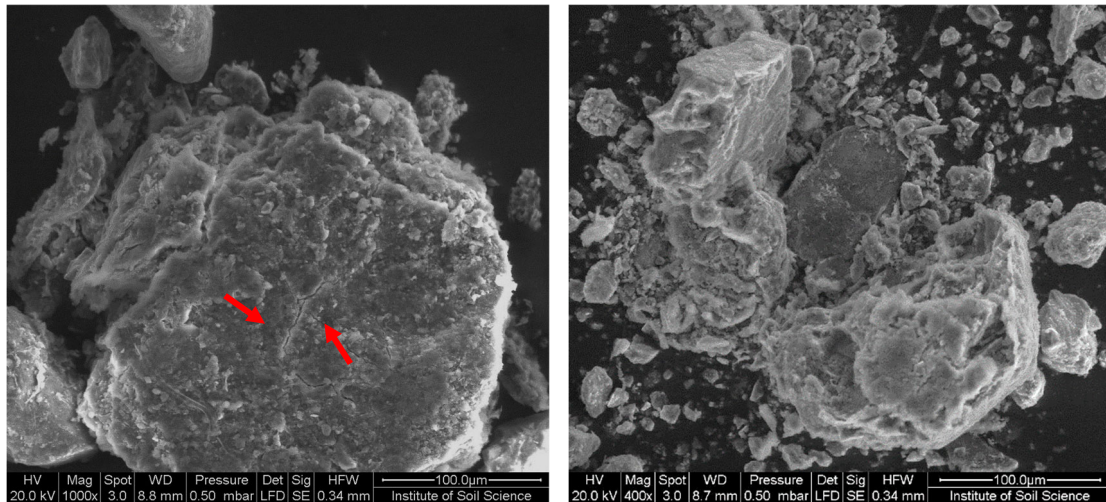


Abbildung 30: Kryogene Rissführung im Quarz (links), kryogener Zerfall eines Quarzkorns (rechts) in Probe BAT-2.

Darüber hinaus ist auch hier ein morphologischer Unterschied innerhalb der Feldspäte zu vermerken. Probe BAT-3 führt auffallend viele angeraute und zerbrochene Feldspäte, während sie in Probe BAT-2 deutlich intakter vertreten sind. Der Zerfall der Feldspäte in Probe BAT-3 könnte auf Verwitterungsprozesse während eines wärmeren Zeitabschnitts hindeuten (s. Abbildung 31).

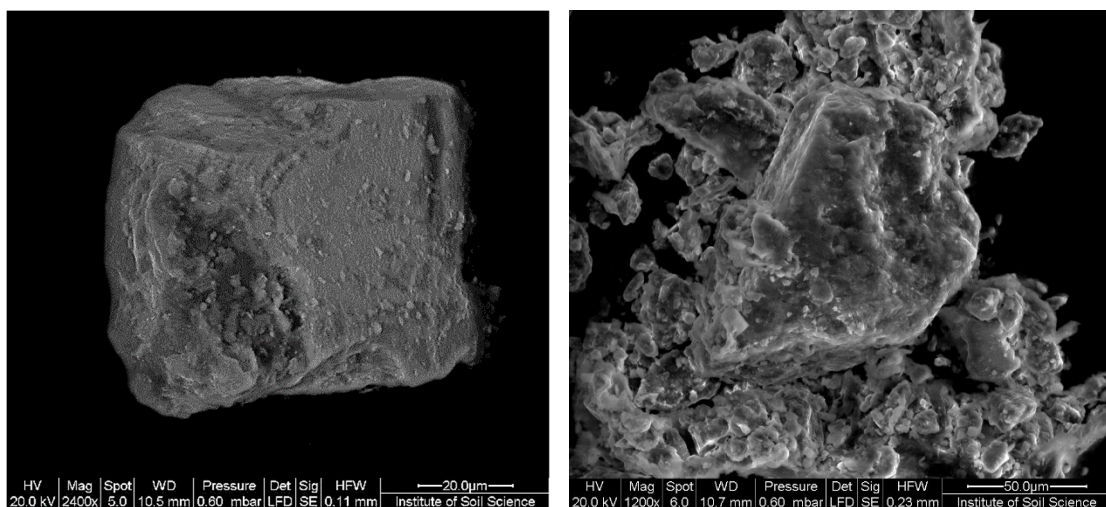


Abbildung 31: Intakter Feldspat aus Probe BAT-2 (links); Feldspat mit deutlichen Lösungsstrukturen aus Probe BAT-3 (rechts).

pH-Werte

Der pH-Wert der holozänen Probe BAT-1 liegt mit 6,3 im schwach sauren Bereich, während die beiden pleistozänen Ablagerungen BAT-2 und BAT-3 mit Werten von 7,7 und 7,5 in ein schwach alkalisches Milieu einordnen.

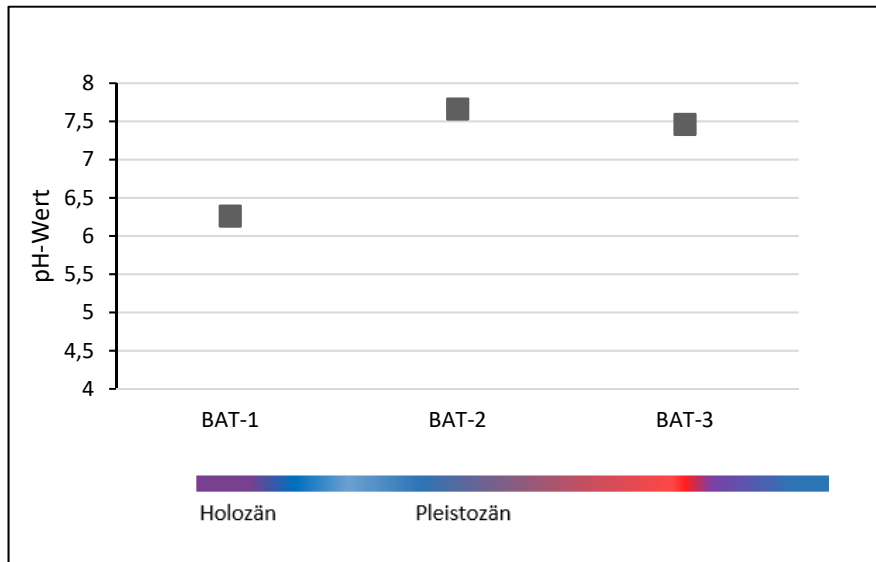


Abbildung 32: pH-Werte der Proben des Standortes Batagay (BAT).

5.1.4. Besonderheiten des Standortes Yakutsk

pH-Werte, pedogene Oxide und C-Gehalte der holozänen Proben

Die holozänen Proben von Yakutsk (vgl. Abbildung 9 in Kap. 3.4.) zeigen unterschiedliche pH-Werte von stark sauer bis mäßig alkalisch (Abbildung 33). Das Kernmaterial, das durchgängig in den stark bis mäßig sauren Bereich eingeordnet werden kann, wurde im Bereich eines Birkenwaldes genommen.

Der Kohlenstoffgehalt nimmt mit zunehmender Tiefe ab. Während im Top-Bereich noch Werte von bis zu 23 % an Gesamtkohlenstoff vorliegen, gehen die folgenden Gehalte im weiteren Verlauf gegen Null. Die einzige Ausnahme bildet ein Kern, innerhalb dessen sich der Kohlenstoffgehalt nach 10 cm fast verdreifacht, im Anschluss dann aber wieder der regulären Verteilung folgt (Abbildung 33).

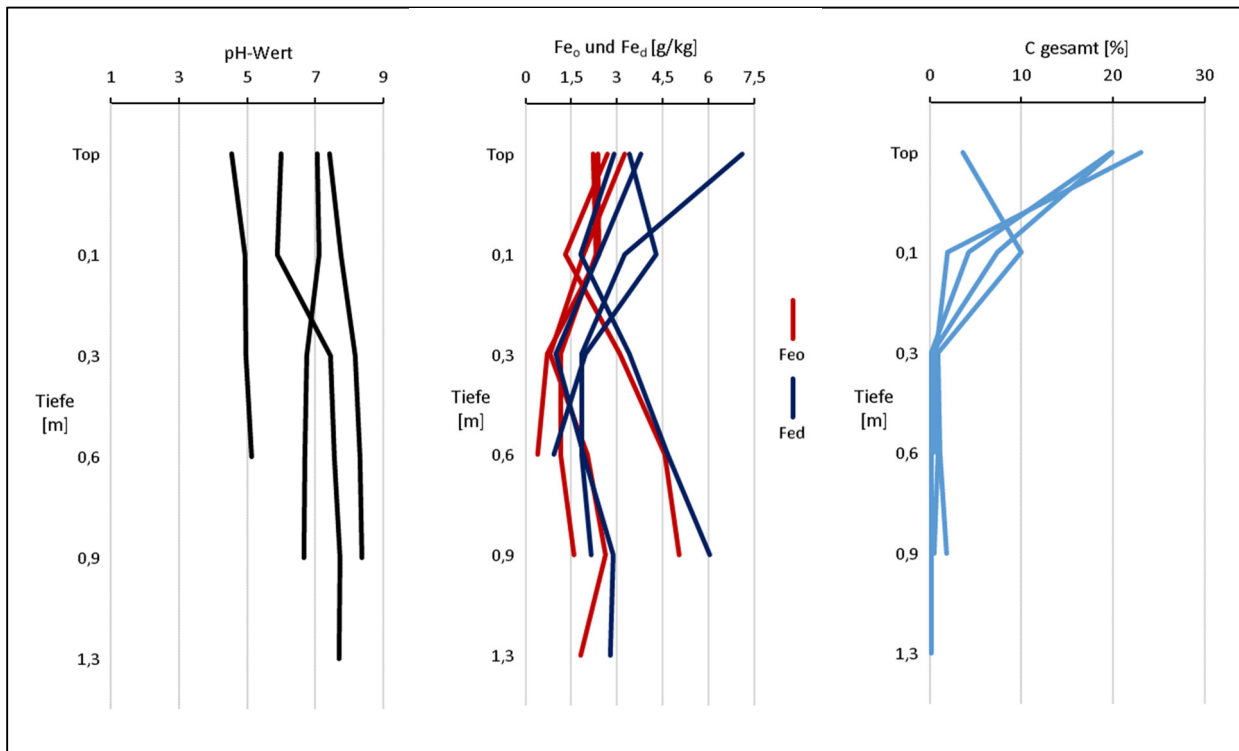


Abbildung 33: Verlauf des pH, des oxalat- und dithionitlöslichen Eisengehalte (Fe_o, Fe_d) sowie des Kohlenstoffs mit der Tiefe innerhalb der holozänen Bohrkern bei Yakutsk.

Die Grafik der Eisenoxide zeigt, dass die dithionitlöslichen Eisengehalte (Fe_d) zwar generell über denen der oxalatlöslichen (Fe_o) liegen, insgesamt meist aber nur geringfügig davon abweichen (Abbildung 33). Innerhalb von drei Kernen liegt eine signifikante Korrelation ($p < 0,05$) zwischen Fe_o und Fe_d vor (vgl. Anhang G, Tabelle G9-11).

Oberflächenstrukturen von Quarz und Feldspat der holozänen Proben

Die mikroskopischen Analysen untermauern ebenfalls das rezente warmzeitliche Bildungsmilieu mit einem verstärkten Auftreten einer glatten Kornmorphologie mit ausgeprägten Kanten bei Quarzen und rauen Oberflächen sowie Lösungsstrukturen innerhalb der Feldspatgruppe (Abbildung 34).

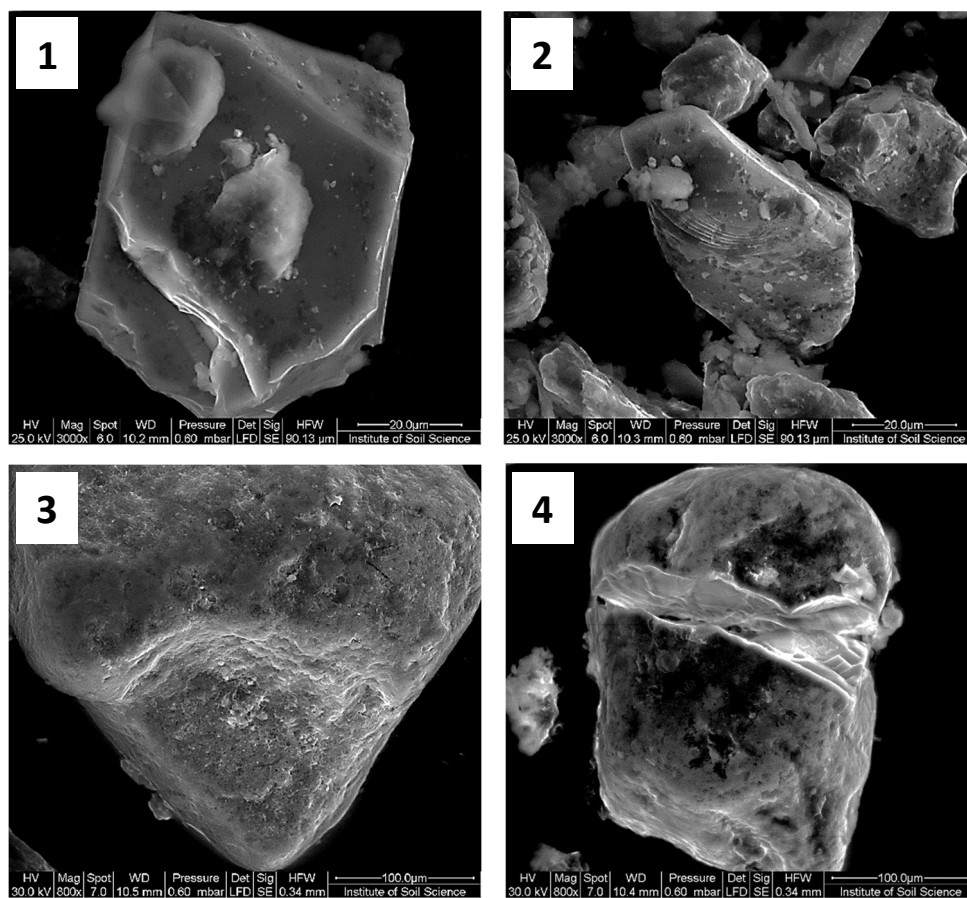


Abbildung 34: Durchschnittliche Erscheinungsformen der Quarze und Feldspäte innerhalb der holozänen Bohrkerne von Yakutsk. Während die Quarze glatte Oberflächen zeigen (1+2), ist die Kornmorphologie der Feldspäte mit Lösungsspuren (3) bis hin zu Bruchstellen (4) deutlich rauer (1: YAK-H/Bk1-2; 2: YAK-H/Bk1-4; 3: YAK-H/Bk3-3; 4: YAK-H/Bk3-1).

pH-Werte, pedogene Oxide, Goethit und C-Gehalt der pleistozänen Proben ‚YED1‘

Pleistozänes Kernmaterial:

Das Material von Bohrkern YED1 lässt sich über ^{14}C -Datierungen in die mittlere Weichsel-Kaltzeit (Kargin) einordnen. Es umfasst einen Abschnitt zwischen 37.162 ± 136 yr BP und 49.232 ± 501 yr BP (Windirsch, 2018).

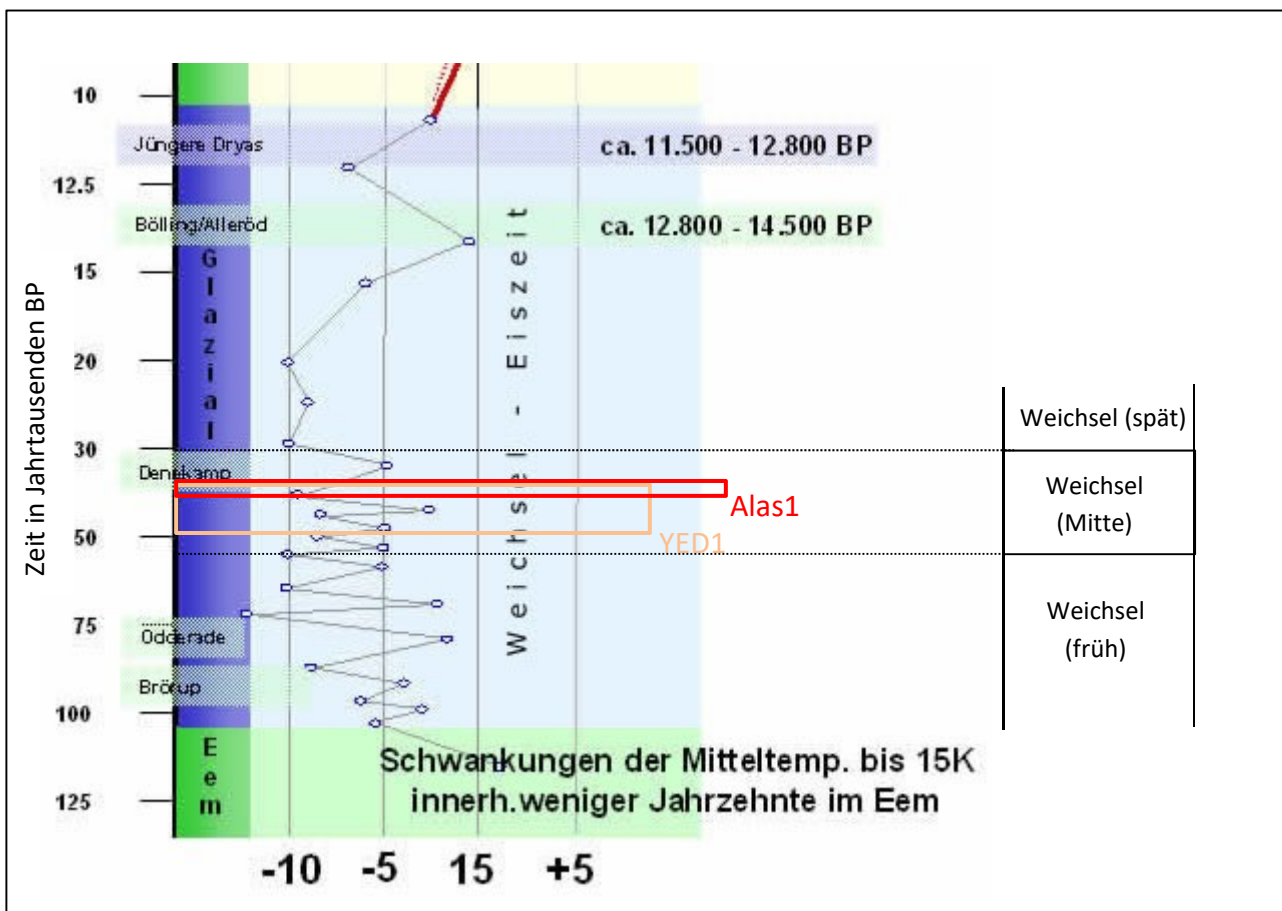


Abbildung 35: Klimaentwicklung im Verlauf der Weichsel-Kaltzeit (nach Kehl, 2014; bearbeitet). Die Kästen ‚Alas1‘ und ‚YED1‘ kennzeichnen die jeweiligen Untersuchungszeiträume.

Die Entwicklung der oxalat- (Fe_o) und dithionitlöslichen (Fe_d) Eisengehalte mit der Tiefe sowie der Verlauf des Kohlenstoffgehaltes weisen deutliche Zusammenhänge auf. Generell zeigen sich niedrigere Fe_o -Gehalte und höhere Fe_d -Gehalte, was charakteristisch für eine kältere Klimaphase ist (Zubrzycki, 2008). Während die Werte für Fe_o die 2,4 g/kg kaum überschreiten, weist Fe_d höhere Gehalte von bis zu 7,8 g/kg auf. Betrachtet man den Verlauf der Fe_o - und Fe_d -

Kurven, so zeigt sich bis zu einer Tiefe von 18,4 m eine relativ gleichsinnige Entwicklung dieser Parameter. Zwischen 13,3 m und 17,0 m liegen konstante Fe_o -Werte vor, während die Fe_d -Gehalte nur geringfügig schwanken. Im unteren Abschnitt hingegen, herrscht eine gegenläufige Entwicklung der Gehalte von Fe_o und Fe_d mit insgesamt drei Schwankungsphasen. Die Erste befindet sich bei einer Tiefe von 18,4 m. Dort nimmt der Gehalt an Fe_o zu, während sich der Fe_d -Gehalt reduziert. Bei 19,7 m, der zweiten Schwankungsphase, sinkt hingegen der Fe_o -Wert und der Fe_d -Gehalt steigt an. Die im Anschluss, bei einer Tiefe von 20,3 m, folgende dritte Phase zeigt erneut steigende Fe_o -Werte sowie rückläufige Fe_d -Gehalte (Abbildung 36). Es liegt eine hochsignifikante Korrelation ($p < 0,01$) zwischen dem Fe_d - und dem Goethitgehalt vor.

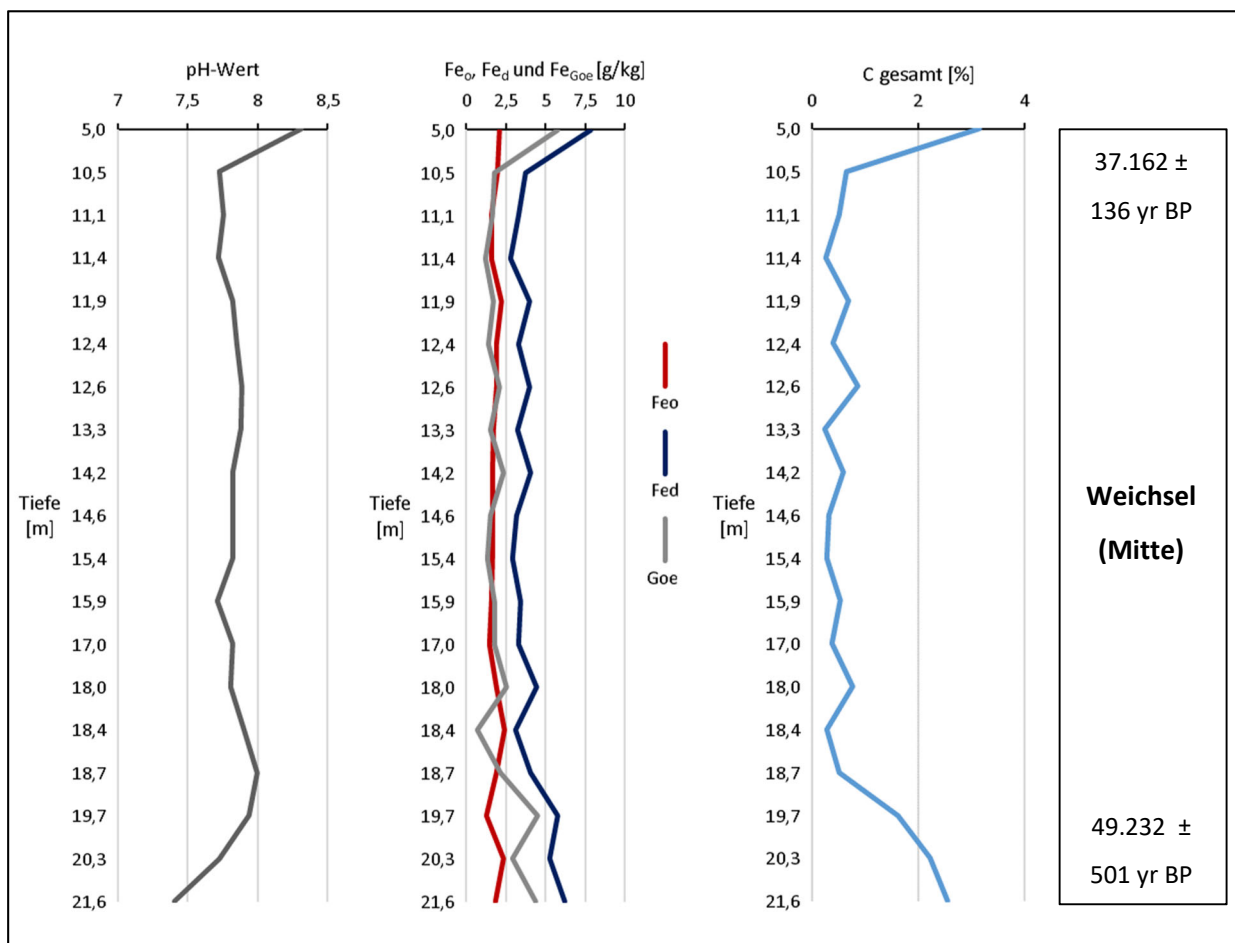


Abbildung 36: Tiefenverlauf des pH, der oxalat- und dithionitlöslichen Eisengehalte (Fe_o , Fe_d) sowie des Kohlenstoffgehaltes (C) innerhalb des pleistozänen Bohrkernes YED1.

Betrachtet man den Verlauf der Kohlenstoff-Verteilung (C) im Kernverlauf, so ist zu erkennen, dass die Fe_d -Gehalte ebenfalls mit den C-Gehalten hochsignifikant korreliert sind ($p < 0,01$) (vgl. Anhang G, Tabelle G12). Beide zeigen, mit einer einzigen Ausnahme (bei 20,3 m), gleiche Verlaufskurven, was ein Indiz dafür sein könnte, dass an diesem Standort organisches Material verstärkt an die Mineralphase gebunden vorliegt. Diese Komponenten bilden organo-mineralische Verbindungen (Assoziate) (Abbildung 37).

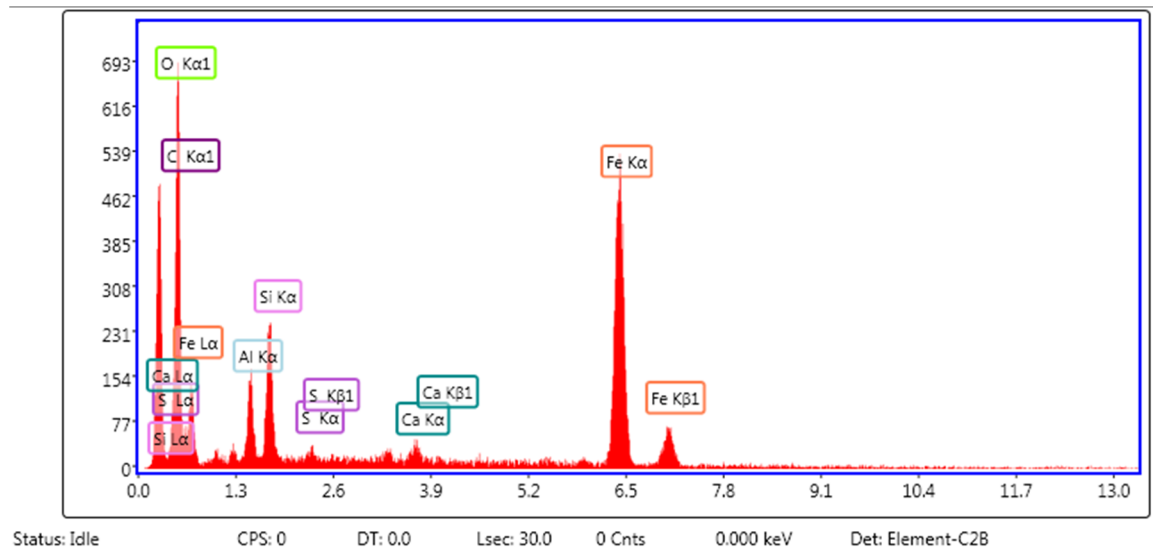


Abbildung 37: Spezifisches Spektrum einer organo-mineralischen Verbindung (Probe YAK-Y11).

Das Spektrum in Abbildung 37 zeigt einen ausgeprägten Fe- sowie einen C-Peak. Darüber hinaus sind weitere mineralische Komponenten, wie z. B. Al, Si, Ca sowie die organischen Verbindungen O und S enthalten.

Fe_d ist an diesem Standort zu einem relativ großen Anteil durch Goethit vertreten (Abbildung 38), was dadurch erklärt werden kann, dass während der Weichsel-Kaltzeit kältere und trockenere Klimabedingungen vorherrschten. Durch eine damit einhergehende geringe Produktion von Biomasse, konnte die Kristallisation weitestgehend ungestört stattfinden.

Goethit korreliert sowohl mit Fe_d als auch mit Kohlenstoff im Profilverlauf hochsignifikant ($p < 0,01$) (vgl. Anhang G, Tabelle G12).

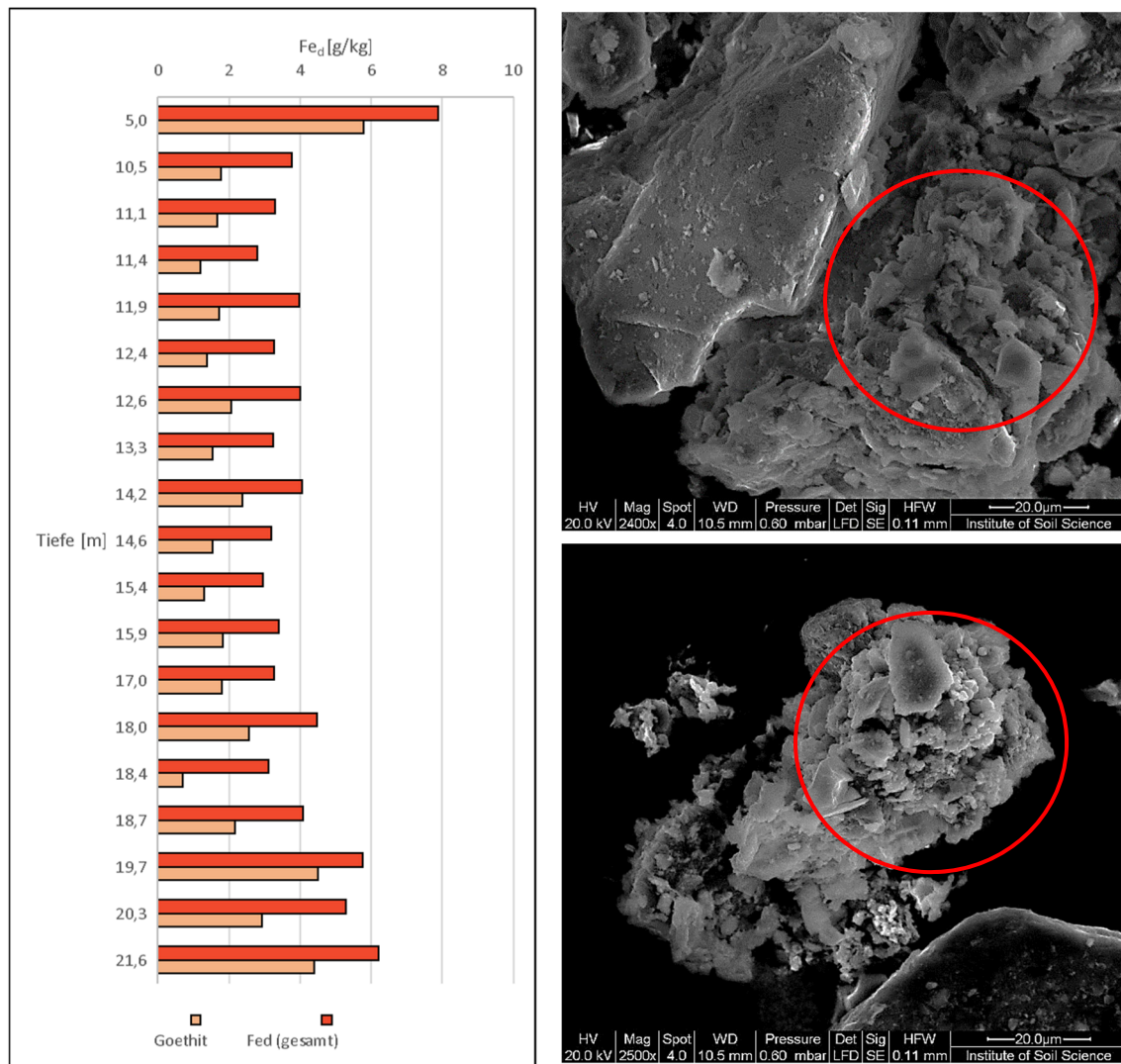


Abbildung 38: Goethitgehalt im Verhältnis zu Fe_d (gesamt) (links). Mikroskopische Aufnahmen organomineralischer Verbindungen (rechts, Bild oben: Probe YAK-Y1 aus 5 m Tiefe, Bild unten: Probe YAK-Y11 aus 15,4 m Tiefe).

Der verbleibende Anteil des Gesamtgehaltes an dithionitlöslichen Eisen wird vermutlich von Lepidokrokit gebildet, der ebenfalls eine gut kristallisierte Eisenoxid-Form darstellt (Schwertmann, 1959a).

Oberflächenstrukturen von Quarz und Feldspat der pleistozänen Proben ‚YED1‘

Die Oberflächenmorphologie der Quarz- und Feldspatpartikel weist fast im gesamten Kernverlauf gegensätzliche Erscheinungsformen auf. In einer Tiefe von 5 m deuten die Ablagerungen eine wärme Periode an, was sich in überwiegend glatten Flächen innerhalb der Quarze und rauen Oberflächenstrukturen bei den Feldspäten widerspiegelt (Abbildung 39). In

15,4 m Tiefe hingegen zeigen sich mehr Quarze mit rauen Flächen und ein höherer Feldspatanteil, der in intakter und glatter Form ausgebildet vorliegt, was wiederum einen kälteren Abschnitt vermuten lässt (Abbildung 40).

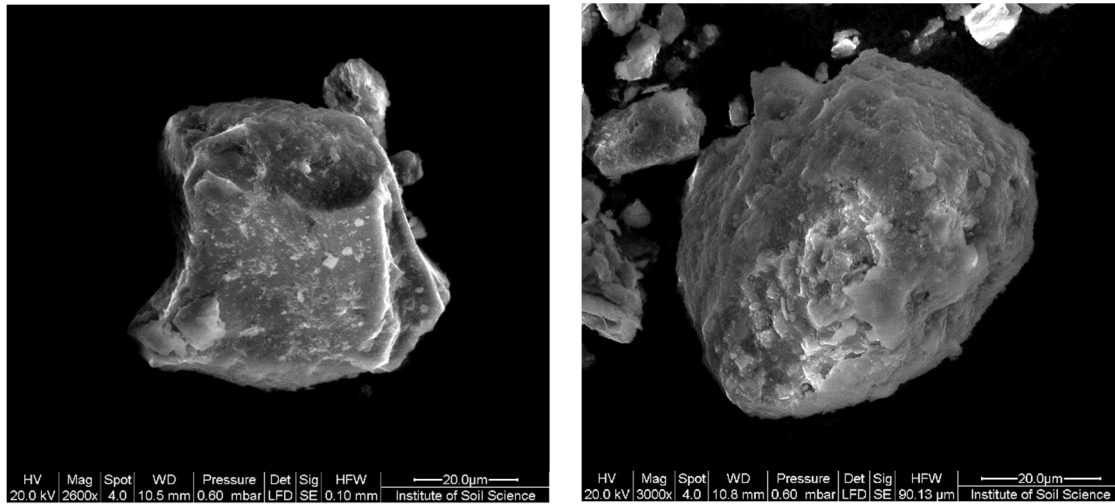


Abbildung 39: Erscheinungsformen von Quarz (intakt, links) und Feldspat (raue Oberflächen, rechts) in einer Ablagerung mit wärmeren Ausgangsbedingungen (Probe YAK-Y1 aus 5 m Tiefe).

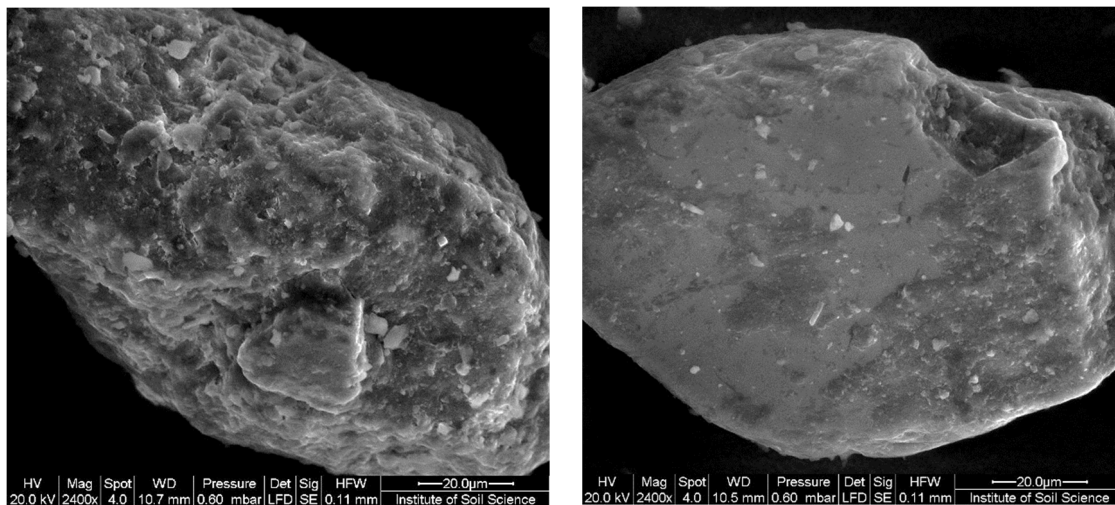


Abbildung 40: Erscheinungsformen von Quarz (angeraut, links) und Feldspat (glatte Oberflächen, rechts) in einer Ablagerung mit kälteren Ausgangsbedingungen (Probe YAK-Y11 aus 15,4 m Tiefe).

pH-Werte, pedogene Oxide, Goethit, C- und Calcitgehalt der pleistozänen Proben ‚Alas1‘

Das Material von Bohrkern Alas1 umfasst überwiegend den Abschnitt einer wärmeren Periode innerhalb der mittleren Weichsel (Kargin) - das Denekamp-Interstadial (Abbildung 35). Über ^{14}C -Datierungen konnte für die Proben eine Obergrenze bei 36.800 ± 258 yr BP und eine Untergrenze bei 42.865 ± 251 yr BP festgelegt werden (Windirsch, 2018).

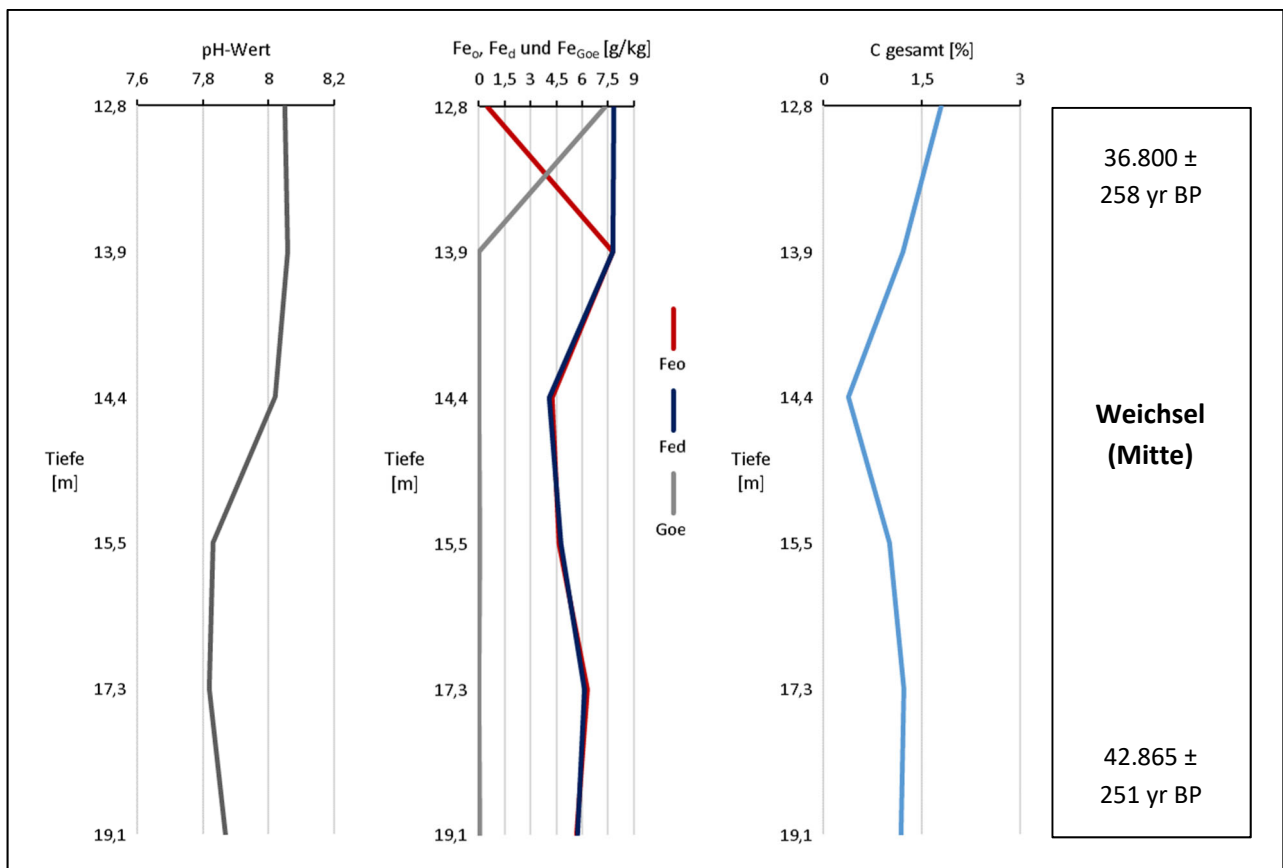


Abbildung 41: Tiefenverlauf des pH, der oxalat- und dithionitlöslichen Eisengehalte (Fe_o, Fe_d) sowie des Kohlenstoffgehaltes (C) innerhalb des pleistozänen Bohrkernes Alas1.

Der Verlauf des pH verlässt den basischen Bereich im gesamten Verlauf nicht und liegt zwischen Werten von 7,8 und 8,1.

Der Kohlenstoffgehalt ist im Allgemeinen mit einem Maximalwert von 1,8 % eher gering. Bei der Betrachtung der Kohlenstoffverteilung mit der Tiefe zeigt sich eine signifikante Korrelation ($p < 0,05$) mit der Verteilung des dithionitlöslichen Eisengehaltes im Verlauf des Bohrkernes (vgl. Anhang G, Tabelle G13). Diese Tatsache könnte dafür sprechen, dass der Kohlenstoff auch in diesem Fall stärker an die Mineralphase gebunden vorliegt.

Der oxalatlösliche Eisengehalt steigt mit dem Beginn der wärmeren Periode von 0,5 auf 7,8 g/kg stark an, zeigt sich dann im weiteren Verlauf jedoch relativ konform mit dem Fe_d -Wert,

der schon zu Beginn einen Gehalt von 7,9 g/kg aufweist (Abbildung 41). Fe_o korreliert dabei negativ signifikant ($p < 0,05$) mit dem Goethitgehalt (vgl. Anhang G, Tabelle G13).

Charakteristisch für diesen wärmeren Zeitabschnitt erweist sich darüber hinaus ein erhöhter Calcit-Gehalt, der über EDX-Analysen im gesamten Verlauf des Bohrkernes nachweisbar ist (Abbildung 42).

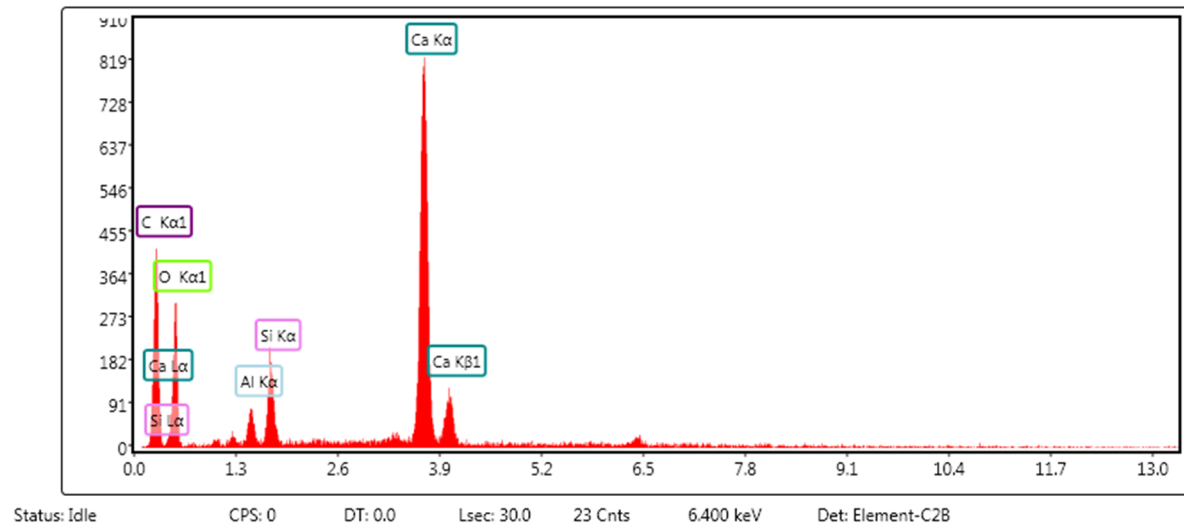


Abbildung 42: Exemplarisches spezifisches Spektrum für Calcit (Probe YAK-A1).

Oberflächenstrukturen von Quarz und Feldspat der pleistozänen Proben ‚Alas1‘

Die Kornmorphologien der Quarz- und Feldspatpartikel zeigen in beiden Fällen sowohl raue als auch glatte Strukturen, im Durchschnitt überwiegen jedoch die charakteristischen Erscheinungsformen: Die Quarze sind eher mit glatten Oberflächen ausgebildet, während bei den Feldspäten häufig Lösungsstrukturen zu erkennen sind (Abbildung 43).

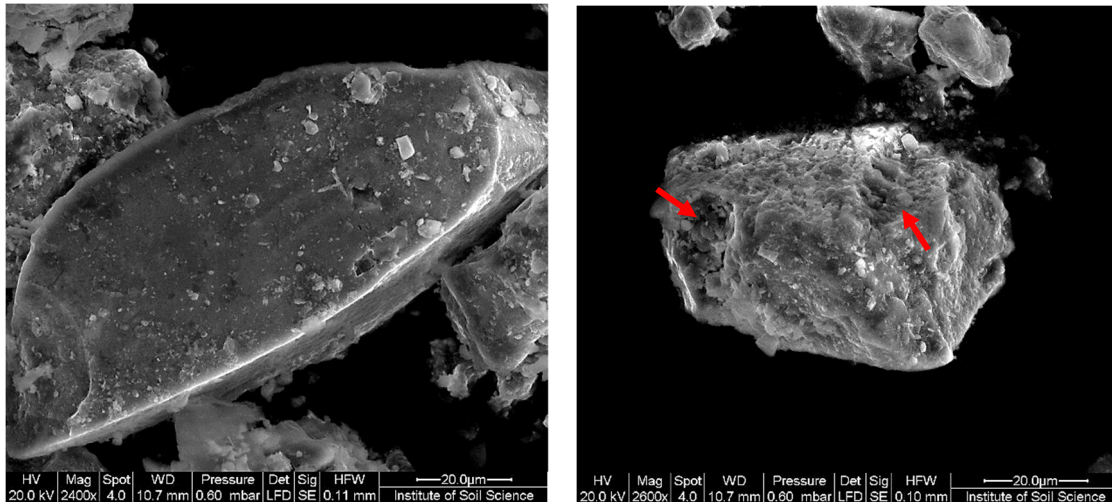


Abbildung 43: Quarz mit glatter Oberflächenmorphologie (links) und Feldspat mit Lösungsstrukturen (rechts) (Probe YAK-A6).

5.2. Resultate der mineralogischen Untersuchungen

5.2.1. Mineralogische Zusammensetzung der beprobten Horizonte

Mit Hilfe der Röntgenpulverdiffraktometrie (XRPD) konnte über die gemessenen Intensitäten der reflektierten Röntgenstrahlung die mineralogische Zusammensetzung der Proben quantitativ erfasst werden (vgl. Anhang A). Die Stärke der Signalintensität ermöglicht hierbei einen Überblick über die Häufigkeit des Auftretens eines Minerals innerhalb eines Horizontes, liefert jedoch keine Aussage über die exakte Menge eines bestimmten Bestandteils im Probensatz. Deshalb wird im Folgenden von „Intensität“ gesprochen, nicht von „Gehalt“. Nicht zuletzt auch deshalb wurde die Rasterelektronenmikroskopie zu einer abschließenden Beurteilung des Mineralbestandes hinzugezogen. Über diese Methode können gegebenenfalls auch akzessorische Minerale aufgespürt werden, die aufgrund der geringen Menge über die XRPD nicht mehr nachweisbar sind (z. B. Kaolinit, Smektit).

Bei den Analysen konnten folgende Minerale ermittelt werden: Quarz, verschiedene Feldspatarten (Alkalifeldspäte, Plagioklase), Hornblende, Calcit, Pyroxen, Goethit, Pyrit, Illit, Chlorit, Kaolinit und Smektit (siehe Anhang A.). Quarz und Feldspat zeigen in allen Horizonten die stärksten Signalstärken, während alle anderen ermittelten Minerale im Vergleich dazu eine deutlich geringere Intensität aufweisen. Die hohe Quarzintensität resultiert einerseits aus der

Tatsache, dass größtenteils Mineralböden für die Probennahme gewählt wurden, um einen möglichst hohen Mineralgehalt abzudecken. In diesen Böden ist der Quarzgehalt häufig sehr hoch. Andererseits stehen bzw. standen die Böden, aus denen das Probenmaterial stammt, generell unter jahreszeitlich bedingten Tau-Gefrier-Prozessen. Diese begünstigen eine relative Quarzanreicherung im Zuge physikalischer Verwitterungsvorgänge.

Warm- und Kaltzeiten sowie Schwankungsphasen zeichnen sich stellenweise in den Intensitätsverläufen einzelner Minerale ab und können zur Interpretation genutzt werden.

Der Standort **Lyakhovsky** beinhaltet Ablagerungen aus der Eem-Warmzeit, welche sich bei Probe LYA-6 durch eine geringere Feldspat-Intensität abzeichnet. Es ist davon auszugehen, dass chemische Verwitterungsprozesse in diesem zeitlichen Abschnitt eine Feldspatreduktion bewirkt haben, die das niedrige Signal erklären könnte. Das Calcit-Signal lässt sich ebenfalls durch die warmzeitliche Verwitterung erklären. Es steigt im weiteren chronologischen Verlauf bei Probe LYA-5 noch weiter an und spiegelt vermutlich eine höhere Konzentration aufgrund der anfänglichen Lösung zu Beginn der Warmzeit wider. Smektit taucht als sekundäres Mineral auf und auch Kaolinit konnte geringfügig innerhalb der warmzeitlichen Ablagerungen erkannt werden. In diesem Fall jedoch nicht über XRPD, aber mit Hilfe der Rasterelektronenmikroskopie, worauf bei der Beschreibung der Besonderheiten des Standortes Lyakhovsky bereits ausführlicher eingegangen wurde (vgl. Kap. 5.1.1.). Das Kaolinit-Signal in Probe LYA-7, welche der späten Saale-Kaltzeit zuzuordnen ist, resultiert möglicherweise aus Umlagerungsprozessen, welche ältere, nicht glazigene Ablagerungen mit den eiszeitlichen im Laufe der Zeit vermischten. Das Illit-Signal ist in den kälteren Phasen tendenziell stärker ausgeprägt. Eine Entstehung von Illit aus Glimmern durch physikalische Verwitterung während Schwankungsphasen ist somit nicht auszuschließen (Robert & Kennett, 1997).

Das holozäne Probenmaterial aus den beiden Highcenter-Polygonen von **Samoylov** führt neben Calcit deutliche Mengen an Chlorit und Illit sowie partiell geringe Mengen an Kaolinit und Smektit. Auffällig ist, dass sich das Smektit-Signal in beiden Profilen bei einer Tiefe von ca. 40 cm auffinden lässt. Während die genannten sekundären Minerale auf eine holozäne Pedogenese zurückzuführen sind, sollte bei Kaolinit jedoch die Möglichkeit einer potentiellen Anlieferung über das Fluss/Delta-System mitberücksichtigt werden. Dennoch besteht unter

einem Zusammenspiel bestimmter Faktoren auch die Möglichkeit einer Kaolinitbildung in kalten Klimaten (Egli et al., 1997).

Das Kliff von **Kurungnakh** lässt den holozänen Abschnitt anhand von niedrigeren Feldspat-Intensitäten, geringen Goethit-Signalen und stärkeren Chlorit-Werten erkennen. Der Goethitgehalt scheint mit Beginn des kaltzeitlichen Abschnitts und dessen weiteren Verlauf anzusteigen, was häufig charakteristisch für eine Kaltzeitphase ist. Dennoch ist davon auszugehen, dass es während einer Kaltzeit mehrere Wärmeschwankungen gegeben hat, was sich auch am Verlauf der Mineral-Intensitäten interpretieren lässt. So zeigt sich bei 29,3 m Kliffhöhe eine Feldspatreduktion, welche auf einen wärmeren Abschnitt hindeutet. Dies wird von der höheren Calcit-Intensität und einem stärker ausgeprägten Chlorit-Signal untermauert. Im weiteren Verlauf bei einer Höhe von 24,8 m zeigt sich eine erhöhte Feldspat-Intensität und ein hohes Quarz-Signal. Gemeinsam mit dem reduzierten Calcit-Wert und einer höheren Illit-Intensität zeigt dieser Bereich die Tendenz zu einer kälteren Phase bzw. einer Periode intensiverer Kälteschwankungen.

Der im gesamten Kliff-Verlauf in geringen Mengen vorhandene Kaolinit wurde mit hoher Wahrscheinlichkeit über das Fluss/Delta-System angeliefert, weil an diesem Standort keine überzeugenden Kriterien einer Kaolinitentstehung vorhanden sind. Dafür spricht auch der Boden-pH, der kaum Werte unter 5 erreicht. Außerdem handelt es sich überwiegend um Probenmaterial, das aus der Weichsel-Kaltzeit stammt und grundsätzlich kälteren Umweltbedingungen ausgesetzt war.

Eine Interpretation der **pleistozänen Flusssand-Ablagerungen** gestaltet sich tendenziell eher schwierig, da über den Transportweg sehr viel Material durchmischt wird. Es fällt jedoch auf, dass die sekundären Minerale Kaolinit und Smektit nur in den beiden ältesten Ablagerungen (Proben LD-pl3 & LD-pl4) zu finden sind. Möglicherweise deutet die Probe LD-pl3 eine Ablagerung einer wärmeren Periode an, wofür die niedrigere Feldspat-Intensität, das höhere Calcit-Signal, der hohe Chlorit-Wert und das Vorhandensein von Smektit sprechen würden.

Die Feldspat-Intensitäten der holozänen Probe BAT-1 und der pleistozänen Probe BAT-3 zeigen vergleichbare Werte. Darüber hinaus zeigt sich Chlorit als sekundäres Mineral. Smektit wurde durch die XRPD nicht erfasst, konnte aber in geringen Mengen

rasterelektronenmikroskopisch nachgewiesen werden (Abbildung 44). Das Illit-Signal fällt bei Probe BAT-2 am höchsten aus und nimmt bei BAT-1 wieder ab. Dieses Material lässt sich in die frühe Phase des Holozäns einordnen (freundliche mündliche Mitteilung von Dr. Kseniia Ashastina, Senckenberg Forschungsinstitut und Naturmuseum Frankfurt, 2016). Es stand gegebenenfalls noch unter den letzten Einflüssen des letzten glazialen Maximums, was das stärker ausgeprägte Quarz-Signal erklären könnte.

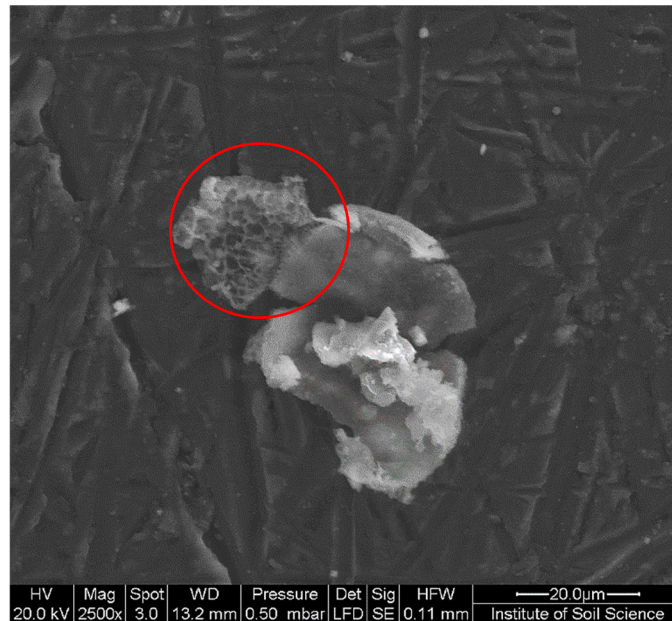


Abbildung 44: Smektit mit charakteristischer gewebeartiger Struktur in Probe BAT-3 (rot umrandet).

Die holozänen Bohrkerne von **Yakutsk** zeigen vor allem jeweils im Top-Bereich geringe Feldspat-Intensitäten, weil dort der Einfluss der chemischen Verwitterung am stärksten ist. Darüber hinaus zeigen sich insgesamt nur geringe Goethit-Signale. Gut erkennbar sind hingegen die Gehalte an sekundären Mineralen. Besonders erwähnenswert sind dabei die Bohrkerne Nr. 2 und 4, welche Smektit enthalten. Illit ist im Allgemeinen stärker vertreten als Chlorit und resultiert möglicherweise aus den jahreszeitlichen Frost-Tau-Bedingungen.

Innerhalb des pleistozänen Bohrkerne **YED1** zeigt sich im Bereich von 5 m Tiefe eine wärmere Periode, was von einem niedrigen Feldspat-Signal, einer hohen Calcit-Intensität und durch sekundäre Minerale, vor allem von Chlorit, Kaolinit und Smektit untermauert wird. Im weiteren Verlauf lässt sich in der Signalintensität der Feldspatgruppe eine leichte Wellenbewegung erkennen, welche ebenfalls von der Quarzrate größtenteils nachvollzogen wird. Diese Verlaufsform deutet möglicherweise Schwankungsphasen innerhalb der

Weichselkaltzeit an, die anhand der mineralogischen Zusammensetzung und deren Intensitäten interpretiert werden können. So zeigt das Probenmaterial in einer Tiefe von 18,0 m ein höheres Feldspat-Signal sowie eine ausgeprägtere Quarz-Intensität, was gemeinsam mit dem Goethitgehalt und dem Vorkommen von Illit eine kühlere Phase andeutet. Bei 20,3 m hingegen zeigt sich erneut eine niedrigere Feldspat- und Quarzrate sowie ein umfangreiches Spektrum an sekundären Mineralen (Chlorit, Kaolinit, Smektit), was wiederum eine wärmere Periode nahelegt.

Der pleistozäne Bohrkern **Alas1** repräsentiert vorwiegend die Phase der Denekamp-Warmzeit, was vor allem durch ein geringes Auftreten von Goethit, einer im Großen und Ganzen kontinuierlichen Calcit-Intensität und dem Auftreten von Chlorit und Kaolinit als sekundäre Mineralkomponenten belegt wird. Dennoch befindet sich diese wärmere Episode innerhalb einer Kaltzeit, was die ausgeprägten Illit-Signale erklären könnte.

5.2.2. Oberflächenstrukturen der Minerale

Die Oberflächenstruktur von Quarz und Feldspäten kann als Indikator genutzt werden, um Aussagen über die klimatischen Bedingungen definierter Zeitabschnitte während des Pleistozäns zu treffen. Während in wärmeren Episoden der Anteil der Quarze mit glatten Oberflächen überwiegt und eine größere Menge angerauter Feldspäte vorliegt, verhält sich dieses Verhältnis in kälteren Perioden und Abschnitten intensiver Temperaturschwankungen genau gegensätzlich. Die Quarze zeigen dann raue Strukturen, während die Feldspäte glatte Oberflächen aufweisen. Diese beiden Minerale eignen sich sehr gut als relative Temperaturindikatoren, da Quarz eine niedrige kryogene Stabilität aufweist und Feldspat empfindlich auf chemische Verwitterung reagiert. Klimatische Veränderungen können somit Spuren auf den Oberflächen von Mineralen hinterlassen.

Im Verlauf dieser Studie wurde geprüft, ob auch Glimmer für derartige Aussagen genutzt werden können, jedoch konnte sehr schnell festgestellt werden, dass dies zu keinen aussagekräftigen Ergebnissen führt. Zum einen waren Glimmer im Untersuchungsmaterial mengenmäßig nur im geringen Maße vertreten, zum anderen zeigen sie eine hohe kryogene

Stabilität und verhalten sich aufgrund ihres Aufbaus/ihrer Spaltbarkeit eher „temperaturneutral“.

Die folgenden Daten resultieren aus der Clusteranalyse (vgl. Kap. 4.4. & Anhang B.). Für die stratigraphische Einordnung der Proben wurden Fremddaten hinzugezogen (vgl. Kap. 4.5.).

Der Standort **Lyakhovsky** (s. Abbildung 6 in Kap. 3.1.) repräsentiert die späte Saale-Kaltzeit (LYA-7) sehr deutlich mit einer hohen Rauigkeit der in den Ablagerungen enthaltenen Quarze (85,7%). Die Oberflächenstruktur innerhalb der Feldspatgruppe verhält sich gegensätzlich und erreicht nur Werte von 22,2 %. Diese Verteilung kehrt sich in der folgenden Probe (LYA-6) um, so dass die rauen Feldspäte mit 97,4 % und die angerauten Quarzpartikel mit 8,3 % vertreten sind. Dieser Abschnitt markiert die Eem-Warmzeit, deren Auswirkung auch in Probenmaterial LYA-5 noch gut erkennbar ist. Auch LYA-4 und LYA-3 aus der frühen Weichselzeit stehen noch unter dem Einfluss wärmerer Ausgangsbedingungen mit Werten für den angerauten Feldspatanteil, die 50 % deutlich überschreiten. In der darauffolgenden Episode (LYA-2) erkennt man einen erneuten Wechsel mit dem Übergang in die mittlere Weichselzeit. Dort werden innerhalb der rauen Quarze Werte von bis zu 73,9 % erreicht, während die angerauten Feldspäte mit 21,9 % nur geringfügig vertreten sind. Den Abschluss bildet eine Probe aus dem letzten glazialen Maximum (LYA-1) mit 77,8 % angerauter Quarzpartikel und nur 31 % rauer Feldspäte (Abbildung 45).

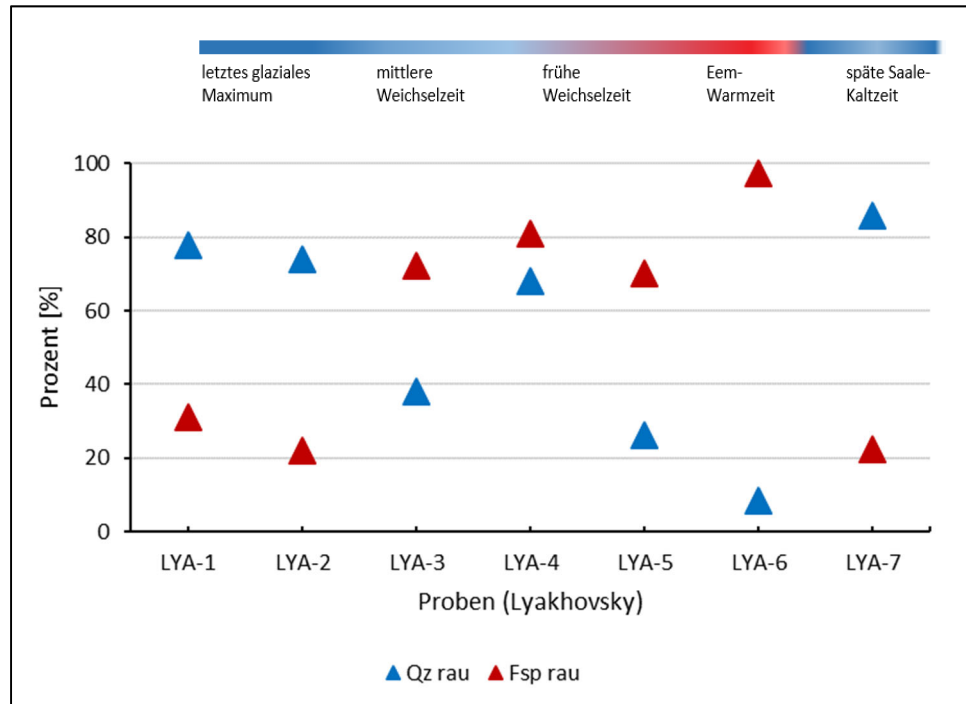


Abbildung 45: Oberflächenrauigkeit von Quarz und Feldspat, Standort Lyakhovsky (siehe Anhang B. Tabelle B1).

Die **holozänen Highcenter-Polygone** von **Samoylov** am Standort **Lena-Delta** (s. Abbildung 7 in Kap. 3.2.) zeigen eindeutige Verteilungen warmzeitlicher Ablagerungen. Der Anteil der angerauten Quarzpartikel liegt im ersten Profil im Grunde immer über dem prozentualen Wert der rauhen Feldspäte, mit einer einzigen Ausnahme bei einer Tiefe von 74 cm. Dort liegt der korrodierte Feldspatanteil mit 54,2 % nur geringfügig über dem der Quarze (53,9 %).

Im Profilverlauf des zweiten Highcenter-Polygons von Samoylov zeigt sich ein ähnliches Bild. Der prozentuale Anteil der angerauten Feldspäte liegt bis zu einer Tiefe von 57,5 cm deutlich über dem der angerauten Quarze. An dem genannten Punkt nähern sich die Werte mit 42,9 % (Qz) und 44,1 % (Fsp) schließlich an, bevor sie im tiefsten Abschnitt erneut auseinanderlaufen und die angerauten Feldspäte dominieren (Abbildung 46).

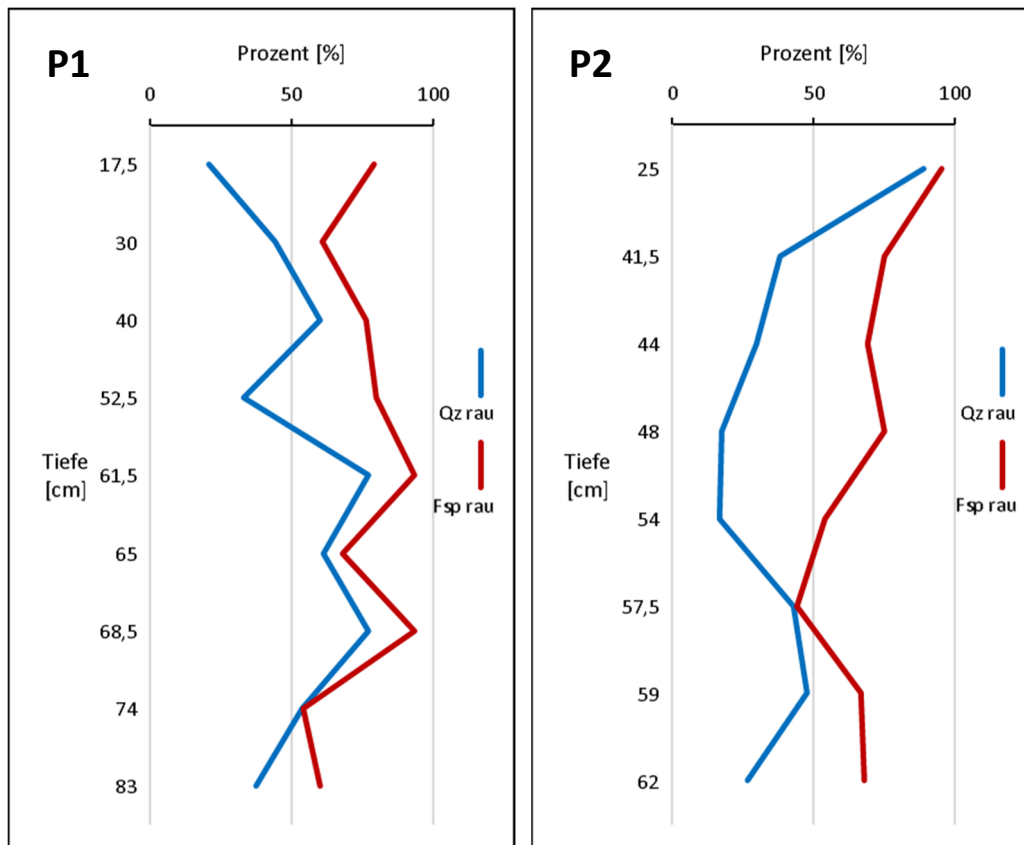


Abbildung 46: Tiefenverteilung der Oberflächenrauigkeit von Quarz und Feldspat, Standort Lena-Delta – Highcenter Polygon 1 (links), Highcenter-Polygon 2 (rechts) (siehe Anhang B. Tabellen B2 & B3).

Das Profil des **Eiskomplexes** von **Kurungnakh** am Standort **Lena-Delta** zeigt im Top-Bereich eindeutige Werte für **holozäne** Ablagerungen mit einer höheren Rauigkeit innerhalb der Feldspäte. Im weiteren Verlauf spiegelt sich das **Pleistozän** mit stärkeren Schwankungen wider, was durch eine gegensätzliche Entwicklung der Mineralrauigkeit von Quarz und Feldspat gut erkennbar ist. Ab 29,5 m Höhe steigt der Anteil der rauen Quarze an und signalisiert möglicherweise bis zu einer Höhe von 28,9 m und einem Maximalwert von 100 % eine kältere Periode. Bei 29,3 m erhöht sich jedoch die Feldspatrauigkeit, so dass eine kurze wärmere Phase nicht ausgeschlossen werden kann. Ab 28,9 m Kliffhöhe sinkt die Rauigkeit der Quarze und die angerauten Feldspäte dominieren ab 25 m erneut das Sediment. In diesem Abschnitt lässt sich jedoch eine parallele Entwicklung der Mineralrauigkeit erkennen. Bei 24,1 m Höhe zeigt sich eine kleine Schwankung mit 50 % angerauten Quarzpartikeln und 41,7 % rauen Bestandteilen aus der Feldspatgruppe, was möglicherweise einen Abschnitt starker Temperaturschwankungen kennzeichnet. Im Anschluss signalisiert eine höhere Rauigkeit der Feldspäte wieder stabilere und wärmere Bedingungen (Abbildung 47).

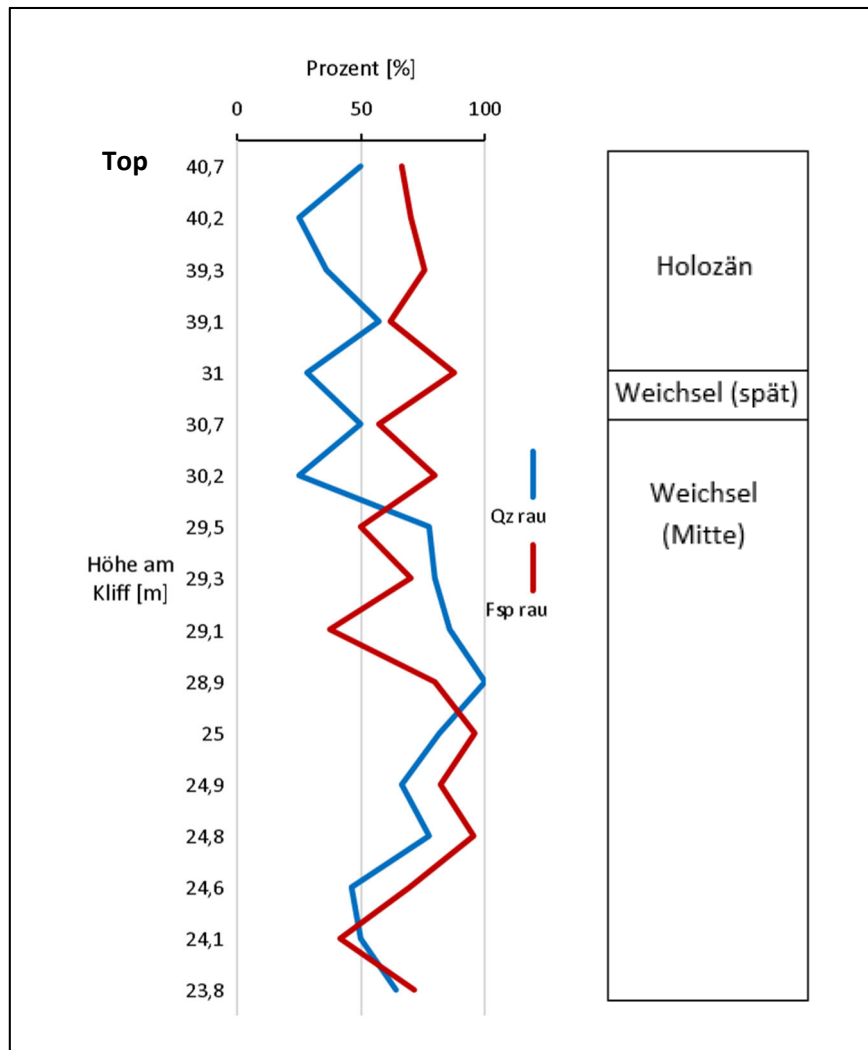


Abbildung 47: Tiefenverteilung der Oberflächenrauigkeit von Quarz und Feldspat, Standort Lena-Delta – Eiskomplex von Kurungnakh (siehe Anhang B. Tabelle B4).

Die **pleistozänen Flusssand-Ablagerungen** von **Kurungnakh** zeigen ein zweigeteiltes Bild. Während die ersten beiden Proben eher für wärmere Bedingungen sprechen, zeigen die im Anschluss folgenden Ablagerungen charakteristische Merkmale einer kälteren Klimasituation bzw. starker Schwankungsphasen. Vor allem Probe LD-pl4 spricht mit 100 % angerauten Quarzen für instabile, kältere Ablagerungsbedingungen (Abbildung 48).

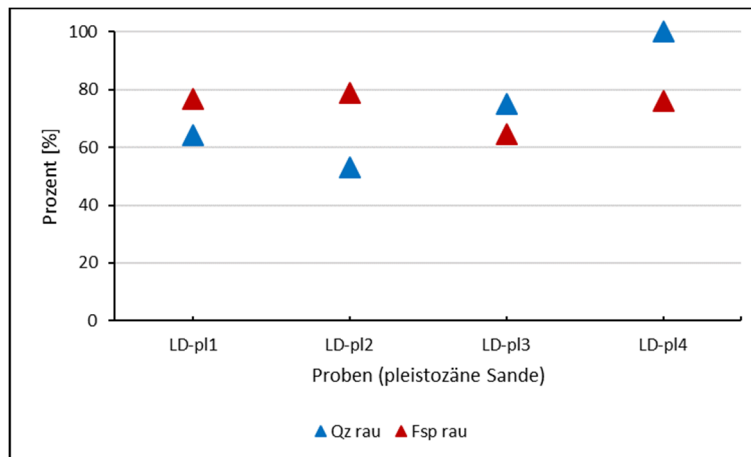


Abbildung 48: Oberflächenrauigkeit von Quarz und Feldspat, Standort Lena-Delta – pleistozäne Flusssand-Ablagerungen (siehe Anhang B. Tabelle B5).

Der Standort **Batagay** (s. Abbildung 8 in Kap. 3.3.) zeigt die Verteilung einer **holozänen** Probe (BAT-1) und zwei **pleistozäner** Proben (BAT-2 und BAT-3). Während die Rauigkeit der Feldspäte im holozänen Abschnitt noch charakteristisch über jener der Quarze liegt, nimmt der Wert bei BAT-2 deutlich ab und sinkt dabei von 57,1 % auf 19,4 % ab. Im Anschluss daran steigt der Wert erneut auf 60 % und übersteigt bei BAT-3 den „rauen“ Quarzanteil, was möglicherweise wärmere Bedingungen innerhalb des Pleistozäns impliziert. Die Rauigkeit der Quarze variiert dabei nicht sehr stark und liegt im gesamten Abschnitt zwischen 42,1 % und 60,9 % (Abbildung 49).

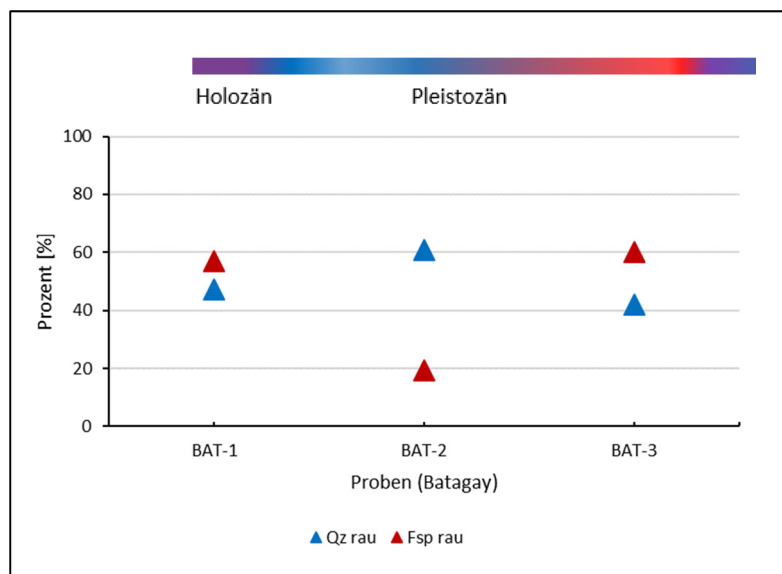


Abbildung 49: Oberflächenrauigkeit von Quarz und Feldspat, Standort Batagay (siehe Anhang B. Tabelle B6).

Die **holozänen** Kerne des Standortes **Yakutsk** (s. Abbildung 9 in Kap. 3.4.) zeigen Verteilungskurven warmzeitlicher Ablagerungsbedingungen. Der Anteil angerauter Feldspäte liegt grundsätzlich über den Werten der „rauen“ Quarze und resultiert aus der chemischen Verwitterung und den rezenten milden Klimabedingungen (Abbildung 50).

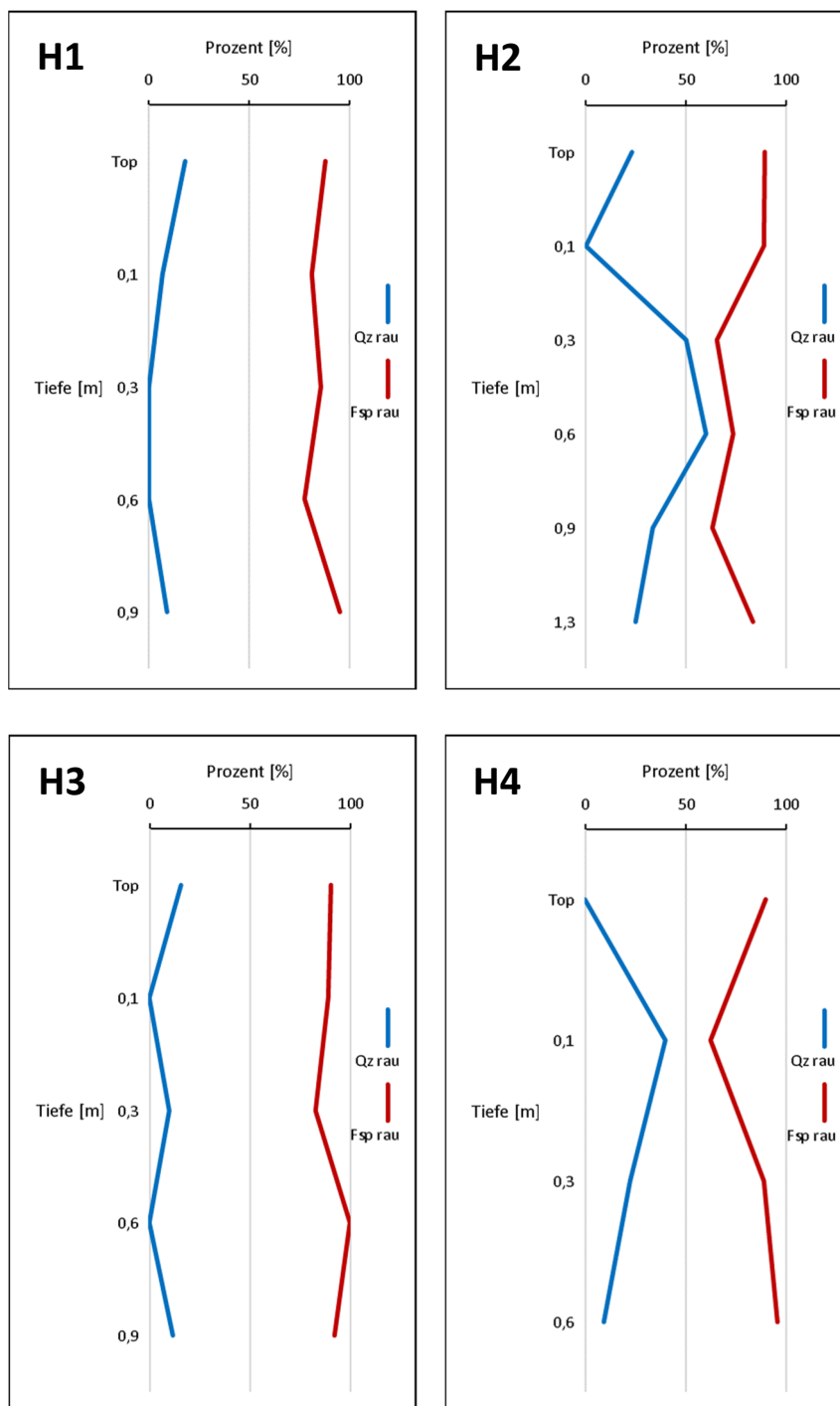


Abbildung 50: Tiefenverteilung der Oberflächenrauigkeit von Quarz und Feldspat, Standort Yakutsk – holozäne Bohrkerne (siehe Anhang B. Tabelle B7).

Die Entwicklung der Quarz- und Feldspatwerte innerhalb des **pleistozänen Bohrkernes YED1** am Standort **Yakutsk** deuten mehrere Schwankungsphasen an (Abbildung 51). Der Verlauf der Feldspat-Kurve zeigt am Top des Kernes ein relativ starkes Absinken der Rauigkeit bei einer Tiefe von 10,5 m. Im Anschluss steigt der Wert wieder auf einen Betrag, der sich zwischen 69,6 % und 76,7 % einpendelt. Dieser Verlauf zeigt möglicherweise eine wärmere Periode im Pleistozän an. Erst ab einer Tiefe von 13,3 m sinken die Werte wieder auf bis zu 13,6 % ab und implizieren eher kältere Bedingungen, die sich über einen längeren Zeitraum zu halten scheinen.

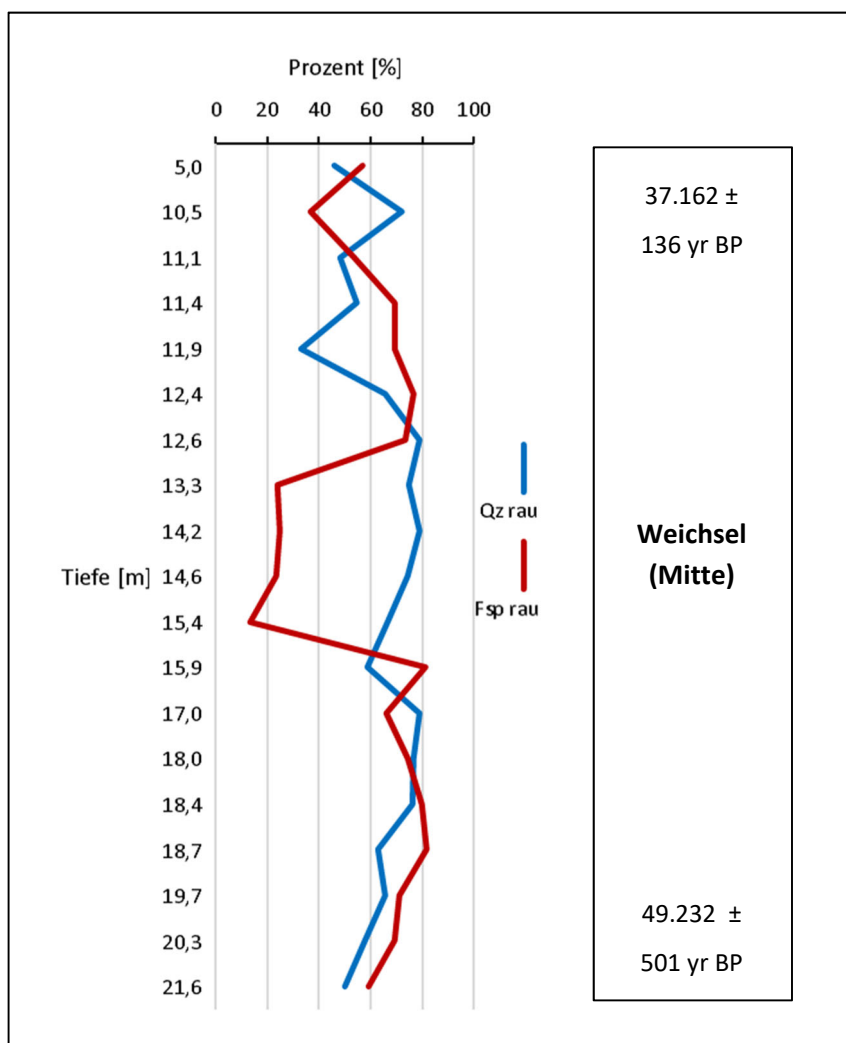


Abbildung 51: Tiefenverteilung der Oberflächenrauigkeit von Quarz und Feldspat, Standort Yakutsk – pleistozäner Bohrkern YED1 (siehe Anhang B. Tabelle B8).

Die Quarzkurve zeigt bis zu einer Tiefe von 15,9 m einen dazu mehr oder weniger gegensätzlichen Verlauf und spricht für die interpretierten Schwankungsphasen. Im Anschluss folgt ein höherfrequenter Wechsel. Zunächst scheint eine wärmere Periode einzutreten, die dann bei 17 m Tiefe wieder von einer kälteren Phase abgelöst wird und anschließend erneut in ein wärmeres Stadium übergeht. Letzteres scheint dann aufgrund des höheren angerauten Feldspatanteils und einer geringeren Rauigkeit der Quarze wiederum länger anzuhalten. Bei einer Tiefe von 19,7 m ist jedoch eine Annäherung der beiden Kurven zu erkennen. Der Anteil der rauen Quarzpartikel scheint ein wenig anzusteigen, während die Rauigkeit innerhalb der Feldspatgruppe gegenläufig absinkt (Abbildung 51).

Der Profilverlauf des **pleistozänen Bohrkernes Alas1** weicht im Vergleich zu YED1 in der Verteilung der Rauigkeit von Quarz und Feldspat ab, was sich hauptsächlich darin äußert, dass beide Kurven im Hauptteil des Profils ein ähnliches Verteilungsmuster aufweisen, wobei die Quarzkurve ein wenig flacher ausfällt. Bei 13,9 m und 15,5 m Tiefe weichen die Werte stärker voneinander ab, pendeln sich im weiteren Kernverlauf jedoch wieder ein. Lediglich im unteren Abschnitt, bei 19,1 m Tiefe, liegen die Werte der angerauten Feldspäte mit 70 % deutlich über den Werten der rauen Quarze und deuten wärmere Klimabedingungen an (Abbildung 52).

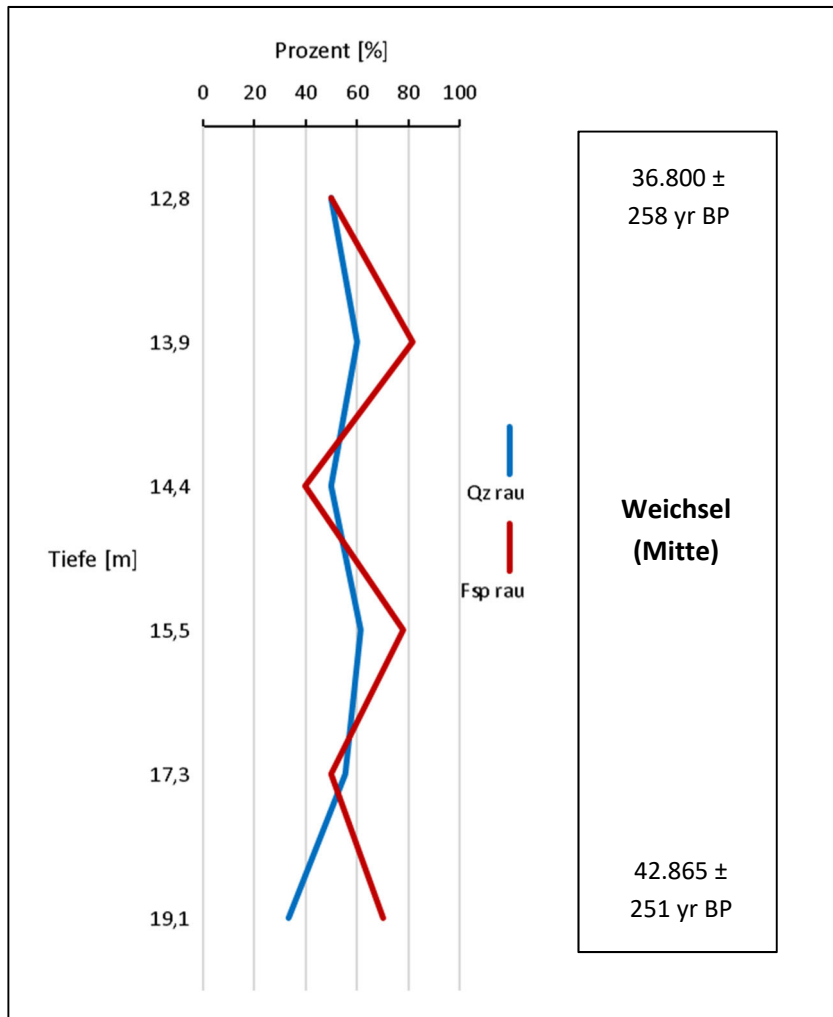


Abbildung 52: Tiefenverteilung der Oberflächenrauigkeit von Quarz und Feldspat, Standort Yakutsk – pleistozäner Bohrkern Alas1 (siehe Anhang B. Tabelle B9).

5.3. Resultate der pedogenen Untersuchungen

5.3.1. Bodeneigenschaften der Horizonte

Die Bodeneigenschaften der beprobten Horizonte wurden über eine Korngrößenanalyse sowie über pH- und Leitfähigkeitsmessungen bestimmt (vgl. Anhang C & D).

Bei den Proben des Standortes **Lyakhovsky** handelt es sich überwiegend um schwach bis stark tonigen Schluff. Die einzige Ausnahme bildet LYA-3 aus der frühen Weichselzeit mit stark schluffigem Ton. Der pH-Wert liegt durchgehend im alkalischen Bereich, nur in der eemzeitlichen Probe LYA-6 nicht. Dort zeigt er mit 4,5 ein stark saures Milieu an. Die Leitfähigkeit schwankt zwischen einem Maximum von 456 $\mu\text{S}/\text{cm}$ innerhalb der Probe LYA-4 aus der frühen Weichselzeit und einem Minimalwert von 70,8 $\mu\text{S}/\text{cm}$ in der eemzeitlichen Probe LYA-6.

Die holozänen Highcenter-Polygone auf **Samoylov** des Standortes **Lena-Delta** sind aus mittelschluffigem bis mittel lehmigem Sand aufgebaut, die über pH-Werte im schwach bis mäßig sauren Bereich verfügen.

Der Top-Bereich des Eiskomplexes von **Kurungnakh** besteht aus schluffigem Lehm, der mit dem Übergang in die pleistozänen Ablagerungen bei einer Kliffhöhe von 31 m in schluffig-lehmigen Sand übergeht. Im weiteren Verlauf folgt sandig-lehmiger Schluff. Dieser wird von schwach sandigem Lehm abgelöst, welcher in stark sandigen Lehm übergeht. Darauf folgt stark lehmiger Sand, der im weiteren Profilverlauf zunächst von mittel sandigem Lehm und abschließend von schwach sandigem Lehm abgelöst wird. Der pH liegt innerhalb der holozänen Ablagerungen im schwach bis mäßig sauren Bereich und wechselt mit dem Übergang in die pleistozänen Schichten in den schwach alkalischen.

Die **pleistozänen Flusssand-Ablagerungen** von Kurungnakh werden aus schwach tonigem Sand, schwach sandigem Lehm und reinen Sand gebildet. Die pH-Werte variieren zwischen 6,7 und 7,1 und zeigen somit sowohl schwach saure als auch neutrale Bedingungen an.

Das holozäne Probenmaterial des Standortes **Batagay** (BAT-1) setzt sich aus mittel schluffigem Sand zusammen. Das pleistozäne Material besteht aus schwach lehmigem Sand (BAT-2) und sandig-lehmigem Schluff (BAT-3). Auch in diesem Fall zeigt die holozäne Probe mit einem Wert von 6,3 ein schwach saures Milieu an, während die beiden pleistozänen Proben mit 7,5 und 7,7 im schwach alkalischen Bereich einzuordnen sind. Die elektrische Leitfähigkeit ist im holozänen Abschnitt mit 37,2 $\mu\text{S}/\text{cm}$ am niedrigsten und steigt im pleistozänen Abschnitt auf bis zu 248 $\mu\text{S}/\text{cm}$ an.

Die holozänen Bohrkern des Standortes **Yakutsk** bieten ein breites Korngrößenspektrum von stark tonigem Schluff bis hin zu reinem Sand. Auch die pH-Werte variieren im Bereich von stark sauer bis schwach alkalisch und die Leitfähigkeit steht unter starken Schwankungen zwischen Werten von 59,7 und 635 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Der pleistozäne Bohrkern **YED1** führt bei einer Tiefe von 5 m stark schluffigen Ton. Bei 10,5 m liegt mittel lehmiger Sand vor. Im Anschluss folgt bis in eine Tiefe von 18,7 m eine Wechselfolge aus schwach und mittelschluffigem Sand. Diese Folge wird bei 12,4 m von schwach lehmigen Sand und bei 18,0 m von sandigem Schluff unterbrochen. Ab 19,7 m Tiefe liegt mittel bis stark toniger Schluff vor. Die pH-Werte befinden sich durchweg mit Werten zwischen 7,4 und 8,3 im schwach alkalischen Bereich. Die Leitfähigkeit liegt bei einer Tiefe von 5 m bei 698 $\mu\text{S}/\text{cm}$, pendelt sich dann im weiteren Verlauf in einem Wertebereich zwischen 97 und 190,4 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ein und steigt erst bei 19,7 m auf 307 $\mu\text{S}/\text{cm}$ sowie bei 20,3 m auf 432 $\mu\text{S}/\text{cm}$ wieder an. Im Anschluss sinkt die Leitfähigkeit wiederum auf einen Wert von 193,4 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Das pleistozäne Material des Bohrkernes **Alas1** umfasst bei einer Tiefe von 12,8 m stark tonigen Schluff, der sich im weiteren Verlauf zu mittel tonigem Schluff entwickelt und bei 14,4 m von schwach schluffigem Sand abgelöst wird. Im Anschluss folgt ab einer Tiefe von 15,5 m mittel toniger Schluff, welcher von schwach tonigem Schluff bei 19,1 m abgelöst wird. Die pH-Werte liegen über den gesamten Kernverlauf zwischen 7,8 und 8,1 im schwach alkalischen Bereich. Die Leitfähigkeit erreicht einen Maximalwert von 267 $\mu\text{S}/\text{cm}$ bei 12,8 m Tiefe und einen Minimalwert von 139,7 $\mu\text{S}/\text{cm}$ bei einer Tiefe von 14,4 m.

5.3.2. Verteilung der Kohlenstoff- und Stickstoffkonzentrationen

Der Kohlenstoffgehalt innerhalb der Proben des Standortes **Lyakhovsky** liegt generell zwischen 0,7 und 2,5 %. Einzige Ausnahme bildet die eemzeitliche Probe LYA-6, bei der der Wert auf 8,93 % ansteigt. Darüber hinaus ist auch ein höherer Stickstoffwert in dieser warmzeitlichen Probe zu erkennen. Dieser erreicht dort 0,67 %, während er sich bei den anderen untersuchten Proben zwischen 0,07 und 0,24 % aufhält (vgl. Anhang E).

Die Highcenter-Polygone von **Samoylov** am Standort **Lena-Delta** zeigen relativ konstante Kohlenstoffwerte zwischen 1,3 und 2,6 %. Bei einer Tiefe von 57,5 cm ist jedoch bei Polygon 2 ein leichter Anstieg auf 4 % zu vermerken. Der Stickstoffgehalt verhält sich dort ähnlich und zeigt bei einer Tiefe von 57,5 cm mit 0,19 % den höchsten Wert. Die Stickstoffgehalte der verbleibenden Proben in beiden Polygonen liegen zwischen 0,1 und 0,15 %.

Im Kliff von **Kurungnakh** werden die holozänen Schichten durch höhere Kohlenstoffwerte gekennzeichnet. Der Maximalwert liegt bei einer Höhe von 40,2 m und beträgt 9,9 %. Mit dem Übergang in die pleistozänen Ablagerungen sinkt der Kohlenstoffgehalt merklich ab und pendelt sich über den gesamten weiteren Profilverlauf in den Bereich zwischen 1 und 3 % ein. Der Stickstoffgehalt erreicht den Spitzenwert von 0,7 % ebenfalls bei 40,2 m Höhe und sinkt im weiteren Verlauf auf bis zu 0,09 % ab.

Innerhalb der **pleistozänen Flusssand-Ablagerungen** liegen die Kohlenstoffgehalte im Schnitt zwischen 0,36 und 0,44 % und die Stickstoffgehalte zwischen 0,07 und 0,11 %. Eine Probe (LD-pl3) enthält 2,57 % Gesamtkohlenstoff und 0,24 % Stickstoff.

Beim Standort **Batagay** zeigt eine der pleistozänen Proben (BAT-3) mit 1,6 % den höchsten Kohlenstoff- und mit 0,21 % den höchsten Stickstoffgehalt. Das holozäne Probenmaterial (BAT-1) und die erste pleistozäne Probe (BAT-2) erreichen Gesamtkohlenstoffgehalte von 0,4 und 0,6 % sowie einen Stickstoffgehalt von 0,1 %.

Das Probenmaterial der holozänen Bohrkern des Standortes **Yakutsk** zeigt im Bereich vom Top bis in 0,1 m Tiefe die höchsten Kohlenstoffgehalte mit Werten bis zu 23,1 %. Ab einer Tiefe von 0,3 m werden nur noch geringe Werte zwischen 0,15 und 1,9 % erreicht, welche im

Kernverlauf stabil bleiben. Der höchste Stickstoffgehalt liegt bei 1,9 % im Topbereich von Kern Nr.3, die niedrigsten Werte pendeln sich ab einer Tiefe von 0,3 m zwischen 0,02 und 0,2 % ein. Das Material aus dem pleistozänen Bohrkern **YED1** von Yakutsk zeigt bei einer Tiefe von 5 m einen Kohlenstoffwert von 3,2 %. Dieser sinkt im Anschluss ab und schwankt im weiteren Profilverlauf zwischen 0,25 und 0,9 %. Zu einem erneuten und kontinuierlichen Anstieg kommt es ab einer Tiefe von 19,7 m. Bei 21,6 m wird ein Gesamtkohlenstoffgehalt von 2,6 % ermittelt. Der Stickstoffgehalt verhält sich äquivalent mit einem höheren Wert bei 5 m (0,14 %), Schwankungen im weiteren Profilverlauf zwischen 0,03 und 0,07 % sowie einem kontinuierlichen Anstieg ab 19,7 m mit einem Maximalwert von 0,2 % bei einer Tiefe von 21,6 m.

Der Kohlenstoffgehalt innerhalb des pleistozänen Bohrkernes **Alas1** aus Yakutsk zeigt einen relativ konstanten Verlauf, weist jedoch bei einer Tiefe von 14,4 m einen kleinen Einbruch auf. Dort beträgt der Kohlenstoffgehalt 0,4 % während er vorab bei einer Tiefe von 12,8 m 1,8 % erreicht und auch ab 15,5 m Tiefe wieder auf Werte von bis zu 1,23 % ansteigt.

Die Werte des Stickstoffgehaltes belaufen sich dabei bei einer Tiefe von 12,8 m auf 0,14 %, bei 14,4 m auf 0,04 % und bei 17,3 m auf 0,1 %.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass der Kohlenstoffgehalt in den warmzeitlichen Ablagerungen höher ausfällt als in den kaltzeitlichen Horizonten. Die Stickstoffkonzentrationen verhalten sich ähnlich und erreichen die höchsten Werte in den warmzeitlich abgelagerten Proben.

5.3.3. Verteilung der Eisen- und Mangangehalte

Die Proben des Standortes **Lyakhovsky** zeigen im Verlauf des Pleistozäns unterschiedliche Verteilungen der oxalat- und dithionitlöslichen Eisengehalte (Fe_o und Fe_d). Während die saalezeitliche Probe LYA-7 noch einen im Verhältnis hohen Fe_d -Wert von 10,1 g/kg aufweist, sinkt dieser bei den eemzeitlichen Proben LYA-6 und LYA-5 deutlich ab. Dafür erhöht sich dort der Wert des oxalatlöslichen Eisens auf bis zu 6,1 g/kg. Im Verlauf der frühen und mittleren Weichselzeit (LYA-4 bis LYA-2) steigt der Fe_d -Wert kontinuierlich bis zum letzten glazialen Maximum (LYA-1) an und erreicht dort einen Wert von 9,9 g/kg. Der Fe_o -Wert ist in diesem Abschnitt mit Werten zwischen 3,03 und 3,6 g/kg im Verhältnis zu Fe_d relativ niedrig. Der

Goethitgehalt erreicht die höchsten Werte ebenfalls in den kaltzeitlichen Ablagerungen und die niedrigsten Gehalte in den eemzeitlich abgelagerten Horizonten. Während in der saalezeitlichen Probe LYA-7 und im letzten glazialen Maximum LYA-1 Werte von 6,05 g/kg und 6,29 g/kg erreicht werden, zeigen die Proben aus dem Eem sehr geringe Werte von 0,02 g/kg und 0,26 g/kg an. Sowohl der oxalat- als auch der dithionitlösliche Mangangehalt erreicht den niedrigsten Wert innerhalb der warmzeitlichen Probe LYA-6 mit 0,03 g/kg. Die höchsten Werte zeigt das saalezeitliche Material (LYA-7) mit 0,25 g/kg für Mn_o und 0,35 g/kg für Mn_d . Die Gehalte im Verlauf der frühen und mittleren Weichselzeit liegen zwischen 0,11 und 0,26 g/kg. Allgemein liegen die Werte des dithionitlöslichen Mangangehaltes an diesem Standort, mit Ausnahme der Probe LYA-6, leicht über denen des oxalatlöslichen Anteils (vgl. Anhang F).

Innerhalb der beiden Highcenter-Polygone von **Samoylov** am Standort **Lena-Delta** liegen die Fe_d -Werte über den Fe_o -Werten und erreichen einen Maximalwert von 8,9 g/kg. Während bei Polygon 1 Fe_o und Fe_d mit der Tiefe abnehmen, steigen die Gehalte bei Polygon 2 bei 54 cm sowie bei 57,5 cm stark an und flankieren damit eine Wechselfolge. Nach einem anschließenden Abfallen der Werte bei 59 cm auf 2,6 g/kg (Fe_o) und 4,1 g/kg (Fe_d), steigen diese bei 62 cm wieder um bis zu 2,5 g/kg an. Der Goethitgehalt liegt in den untersuchten Proben der beiden Polygone teilweise unter der Nachweisgrenze und erreicht einen Maximalwert von 4,67 g/kg. Die oxalat- und dithionitlöslichen Mangangehalte verhalten sich innerhalb der Highcenter-Polygone einander sehr ähnlich. Die einzige Ausnahme bilden die Werte bei Polygon 2 in einer Tiefe von 57,5 cm. Dort existiert eine Differenz von 0,1 g/kg. Im Vergleich mit den Eisengehalten zeigt sich eine ähnliche Verteilung. Bei Polygon 1 fällt jedoch auf, dass es bei den Eisenwerten zwischen 17,5 cm und 30 cm Tiefe zu einem Anstieg kommt - für den dithionitlöslichen Anteil um 3 g/kg, während bei den Mangangehalten ein starker Abfall von 0,35 auf 0,01 g/kg zu vermerken ist.

Im Kliff von **Kurungnakh** nähern sich im holozänen Abschnitt die oxalatlöslichen Eisenwerte stark den Fe_d -Werten an und erreichen einen Maximalwert von 12,7 g/kg bei einer Höhe von 39,1 m. Bei 31 m Höhe sinkt der Fe_o -Wert dann im Zuge der pleistozänen Proben für den gesamten weiteren Profilverlauf deutlich unter den Wert des dithionitlöslichen Eisens. Beide Werte verhalten sich dabei relativ konstant und unterliegen keinen starken Schwankungen, so dass für Fe_o der Wert von 2,75 g/kg und für Fe_d 9,1 g/kg nicht mehr überschritten werden.

Der Goethitgehalt liegt innerhalb des holozänen Abschnitts deutlich unter Fe_o und Fe_d mit Werten unter 1,78 g/kg. In den pleistozänen Ablagerungen steigt dieser deutlich an und übersteigt Fe_o mit Werten zwischen 4,96 g/kg und 6,72 g/kg. Auch das Kliff verfügt über relativ geringe Mangangehalte mit 0,26 g/kg für Mn_o und 0,33 g/kg für Mn_d als Maximalwerte bei 40,7 m Kliffhöhe. Ab einer Höhe von 29,5 m liegen im weiteren Verlauf bis zu einer Höhe von 24,9 m für beide Anteile relativ konstante Werte zwischen 0,18 g/kg und 0,2 g/kg für Mn_d sowie 0,12 g/kg und 0,14 g/kg für Mn_o vor.

Bei allen **pleistozänen Flusssand-Ablagerungen** von Kurungnakh zeigt sich ein höherer Fe_d -Wert, der im Maximum bei 8,3 g/kg (Probe LD-pl3) liegt. Die Werte des oxalatlöslichen Eisens zeigen einen ähnlichen Verlauf mit 3,2 g/kg im Maximum (Probe LD-pl3). Der Goethitgehalt liegt zwischen 2,84 g/kg und 5,06 g/kg. Auch die oxalat- und dithionitlöslichen Mangangehalte sind in Probe LD-pl3 mit 0,3 g/kg für Mn_d und 0,2 g/kg für Mn_o am höchsten. Alle anderen pleistozänen Flusssand-Ablagerungen übersteigen den Wert von 0,1 g/kg nicht.

Die Fe_o - und Fe_d -Werte der Proben des Standortes **Batagay** unterliegen keinen großen Schwankungen. Sowohl das holozäne Material (BAT-1) als auch die erste pleistozäne Probe weisen einen Fe_d -Wert von 10,2 g/kg auf. Die Fe_o -Gehalte liegen bei 0,7 und 1,28 g/kg. Die zweite pleistozäne Probe (BAT-3) erreicht in beiden Fällen höhere Werte. Während für das dithionitlösliche Eisen ein Wert von 11,8 g/kg ermittelt wurde, ergeben die Analysen einen Fe_o -Wert von 2 g/kg. Der Goethitgehalt beläuft sich innerhalb der holozänen Probe BAT-1 auf 9,51 g/kg, die beiden pleistozänen Proben BAT-2 und BAT-3 erreichen Werte von 8,88 g/kg bzw. 9,84 g/kg. Darüber hinaus zeigt BAT-3 auch die höchsten oxalat- und dithionitlöslichen Mangangehalten mit 0,28 g/kg für Mn_d und 0,16 g/kg für Mn_o . Die Werte für BAT-1 und BAT-2 fallen niedriger aus und befinden sich im Bereich zwischen 0,06 und 0,17 g/kg. Mn_d erreicht an diesem Standort höhere Werte als Mn_o .

Die holozänen Bohrkerne des Standortes **Yakutsk** zeigen einen anderen Zustand. Obwohl die Bodenbildungsprozesse unter warmzeitlichen Bedingungen stattfanden und auch noch andauern, liegen bei allen vier Profilen die Fe_d -Werte über den Fe_o -Werten. Teilweise nähern sich die Gehalte stark an, z. B. bei Kern Nr. 3 oder es kommt zu einer kleinräumigen Überlagerung (Kern Nr. 2), dennoch ist eine Dominanz an gut kristallisiertem Eisen

vorherrschend. Vor allem im Top-Bereich werden Werte von bis zu 7,1 g/kg erreicht. Der Verlauf der Fe_o - und Fe_d -Gehalte variiert von Kern zu Kern sehr stark und beinhaltet sowohl einen anfänglichen Anstieg der Werte als auch ein kontinuierliches Abfallen mit der Tiefe. In zwei Fällen (Kern Nr. 2 und Nr. 3) setzt im Profilverlauf auch ein erneuter Anstieg der Gehalte auf bis zu 6 g/kg ein. Der Goethitgehalt fällt in allen vier Kernen mit Werten unter 1,87 g/kg relativ gering aus. Die einzige Ausnahme bildet die Probe YAK-H/Bk1-1 aus dem Topbereich mit einem Wert von 4,9 g/kg. Die Anteile der oxalat- und dithionitlöslichen Mangangehalte sind innerhalb der Bohrkernkerne mengenmäßig vergleichbar. Mn_d erreicht in Kern Nr. 4 sowohl den Maximalwert von 0,57 g/kg als auch einen Wert unter der Nachweisgrenze. Für Mn_o gelten 0,6 g/kg als Obergrenze und 0,01 g/kg als Untergrenze. Die einzige Ausnahme bildet Kern Nr. 3, bei dem in einer Tiefe von 0,1 m eine Differenz von 0,04 g/kg zwischen Mn_d und Mn_o vorliegt. Im gesamten Kernverlauf liegen dort die Mn_d -Werte oberhalb der Mn_o -Gehalte. Im Verlauf des pleistozänen Bohrkernes **YED1** liegen die Fe_d -Werte ebenfalls über den Werten des oxalatlöslichen Eisens, zeigen im Vergleich dazu jedoch stärkere Schwankungen im Gehalt. Während das oxalatlösliche Eisen in allen Proben Werte zwischen 1,27 und 2,4 g/kg erreicht, schwankt der dithionitlösliche Eisengehalt zwischen 7,89 g/kg im Maximum bei 5 m Tiefe und 2,8 g/kg bei einer Tiefe von 11,4 m. Ab einer Tiefe von 18,4 m verhalten sich die Fe_o - und Fe_d -Kurven gegenläufig zueinander, was eine Periode stärkerer Kalt-Warmschwankungen andeuten könnte. In diesem Abschnitt konnten auch erneut höhere Fe_d -Werte nachgewiesen werden. Auch der Goethitgehalt unterliegt ab dieser Tiefe stärkeren Schwankungen. Er erreicht bei 18,4 m Tiefe einen Wert von 0,7 g/kg, steigt bei 19,7 m auf 4,5 g/kg an und sinkt anschließend bei 20,3 m Tiefe auf 2,92 g/kg ab. Die oxalat- und dithionitlöslichen Mangangehalte sind mit der Verteilung der Fe_d -Werte vergleichbar und zeigen sowohl bei 5 m als auch bei 21,6 m Tiefe die höchsten Werte, welche im Maximum 0,19 g/kg erreichen. Des Weiteren sind zwischen 11,9 und 18,4 m Tiefe kleinere Schwankungen zu erkennen, die auch innerhalb der Eisenwerte auftreten. Das Minimum an Mn_d befindet sich mit 0,02 g/kg bei einer Tiefe von 11,4 m. Die oxalatlöslichen Mangangehalte liegen in einem ähnlichen Wertebereich, erreichen bei 21,6 m Tiefe jedoch nur 0,15 g/kg. Grundsätzlich verhalten sich beide Mangan-Anteile im Kernverlauf mengenmäßig sehr ähnlich, so dass es häufig zu einer Überlappung der Werte kommt.

Innerhalb des pleistozänen Bohrkernes **Alas 1** des Standortes Yakutsk liegt nur im Topbereich, bei einer Tiefe von 12,8 m, ein merklicher Unterschied in den Eisengehalten vor. Während der

dithionitlösliche Eisengehalt dort mit 7,86 g/kg vertreten ist, beläuft sich der oxalatlösliche nur auf 0,5 g/kg. Im weiteren Kernverlauf verhalten sich die Werte jedoch annähernd identisch. Dabei steigt der Fe_o -Wert bei 13,9 m Tiefe äquivalent zu Fe_d auf 7,78 g/kg an und sinkt anschließend bei einer Tiefe von 14,4 m gemeinsam mit Fe_d auf Werte knapp über 4 g/kg ab. Im weiteren Verlauf kommt es zu einem erneuten, leichten Anstieg beider Komponenten, die bei einer Tiefe von 17,3 m Werte von 6,1 g/kg (Fe_d) und 6,3 g/kg (Fe_o) erreichen. Im Anschluss ist ein leichtes Abfallen der Gehalte zu verzeichnen. Auch der Goethitgehalt zeigt nur bei 12,8 m Tiefe einen höheren Wert von 7,33 g/kg. Im Anschluss sinkt er mehrfach unter die Nachweisgrenze und erreicht einen Maximalwert von 0,08 g/kg. Äquivalent zu den dithionitlöslichen Eisenwerten erreichen auch die Mangangehalte bei 12,8 m Tiefe die Maximalwerte von 0,3 g/kg für Mn_d und 0,21 g/kg für Mn_o . Darüber hinaus sinken diese ebenfalls bei 14,4 m Tiefe ab. Während Mn_d dort auf einen Wert von 0,1 g/kg kommt, zeigt Mn_o mit 0,09 g/kg einen ähnlichen Gehalt und sinkt im weiteren Verlauf noch geringfügig ab. Im anschließenden Kernverlauf steigen beide Anteile bis zu einer Tiefe von 19,1 m erneut um bis zu 0,09 g/kg an. Bei allen Proben liegt der Mn_d -Gehalt leicht über dem Mn_o -Anteil.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass der Anteil an gut kristallisiertem Eisen in allen Ablagerungen meist überwiegt. In warmzeitlichen Horizonten steigt der Fe_o -Gehalt an und Fe_d sinkt, so dass dort eine Annäherung der Werte zu erkennen ist. Der Goethitgehalt fällt in den kaltzeitlichen Ablagerungen tendenziell höher aus als in den warmzeitlich abgelagerten Horizonten bzw. Sedimenten, die während Wärmeschwankungen abgelagert wurden.

5.4. Korrelation mineralogisch-pedogener Analysen

Auf Grundlage der Analysen zeigen sich häufig Korrelationen zwischen der Verteilung der oxalat- sowie dithionitlöslichen Eisengehalte, im Speziellen Goethit, dem Verhältnis der Oberflächenrauigkeit von Quarz und Feldspat, dem Kohlenstoffgehalt und dem pH-Wert (vgl. Anhang G).

Der Standort **Lyakhovsky** zeigt eine ausgeprägte Korrelation zwischen den Fe_o - und Fe_d -Werten und der Kornmorphologie der Quarze und Feldspäte. Die Gehalte an dithionitlöslichem Eisen sind in den Ablagerungen der Saale-Zeit mit 10,05 g/kg (LYA-7) und des letzten glazialen Maximums mit 9,92 g/kg (LYA-1) am höchsten. Ein relativ großer Anteil davon besteht aus Goethit (6,1 g/kg und 6,3 g/kg). In diesen Proben dominiert ebenfalls die Rauigkeit der Quarze mit 85,7 % und 77,8 %. Das Material aus dem Eem-Interglazial (LYA-6 & LYA-5) verfügt mit 5,1 g/kg und 6,1 g/kg über höhere Fe_o -Werte, die sich den Gehalten des dithionitlöslichen Eisens deutlich annähern. Letztere fallen warmzeitlich bedingt geringer aus. Innerhalb dieser Proben zeigt sich mit 97,4 % und 70 % eine verstärkte Rauigkeit von Feldspäten und vor allem bei Probe LYA-6 ein geringer Prozentsatz an rauen Quarzen (8,3 %). Ebenfalls auffällig ist der geringe Goethitgehalt (LYA-6 & LYA-5) mit 0,26 g/kg und 0,02 g/kg sowie der höhere Kohlenstoffanteil innerhalb der eemzeitlichen Ablagerung LYA-6 mit 8,9 %. Im Verlauf der frühen bis mittleren Weichselzeit (LYA-4 bis LYA-2) ist ein kontinuierlicher Anstieg des Fe_d -Wertes auf 8,97 g/kg erkennbar. Zu Beginn der frühen Weichselzeit scheinen die Ablagerungen jedoch noch unter dem warmzeitlichen Einfluss zu stehen, was sich an der verstärkten Feldspatrauigkeit bemerkbar macht. Erst im Probenmaterial LYA-2 liegt die Rauigkeit der Quarze mit 73,9 % über dem Prozentsatz der Feldspäte (21,9 %). Der pH-Wert befindet sich bei allen kaltzeitlichen Proben im schwach alkalischen Bereich, das warmzeitliche Material der Probe LYA-6 ist mit 4,5 stark sauer. Es liegt somit eine signifikante negative Korrelation ($p < 0,05$) zwischen der Oberflächenrauigkeit von Quarz und Feldspat vor. Darüber hinaus korreliert die Oberflächenrauigkeit von Quarz hochsignifikant ($p < 0,01$) mit den Fe_d - sowie Goethitgehalten und die Oberflächenrauigkeit der Feldspäte negativ signifikant ($p < 0,05$) mit den Fe_d -Gehalten. Fe_o zeigt eine hochsignifikante negative Korrelation ($p < 0,01$) mit Goethit, während dieser mit Fe_d eine hochsignifikante Korrelation bildet. Der pH-Wert korreliert mit dem Kohlenstoffgehalt negativ hochsignifikant.

Die **holozänen** Highcenter-Polygone von **Samoylov** am Standort **Lena-Delta** lassen hingegen keine Korrelation zwischen den oxalat- und dithionitlöslichen Eisengehalten mit der Kornrauigkeit innerhalb der Quarze und Feldspäte erkennen. In beiden Profilen überwiegt das dithionitlösliche Eisen mit einem Maximalwert von 8,9 g/kg, wobei der Goethit-Anteil deutlich unter dem Fe_d -Gesamtwert liegt. In Polygon 2 unterschreitet die Menge an Goethit den Fe_o -Gehalt, welcher im Maximum 5,4 g/kg erreicht, fast vollständig. Die Rauigkeit der Feldspäte ist in beiden Fällen stärker vertreten und nähert sich nur jeweils einmal dem Quarz-Wert an. Bei Polygon 1 ist dies bei einer Tiefe von 74 cm mit einer Differenz von 0,32 % der Fall, bei Polygon 2 bei 57,5 cm Tiefe mit 1,26 % Differenz. Die pH-Werte liegen allesamt im schwach bis mäßig sauren Bereich und korrelieren in Polygon 2 signifikant ($p < 0,05$) mit der Oberflächenrauigkeit der Feldspäte. In Polygon 1 zeigt sich eine hochsignifikante Korrelation ($p < 0,01$) der Oberflächenrauigkeit von Feldspat mit dem Kohlenstoffgehalt sowie zwischen Fe_o und Fe_d . Fe_d und Goethit korrelieren in beiden Profilen signifikant ($p < 0,05$).

Das Profil von **Kurungnakh** zeigt am Top im holozänen Abschnitt höhere Fe_o -Werte, die das warmzeitliche Ablagerungsmilieu widerspiegeln. Bei einer Kliffhöhe von 39,1 m übersteigt Fe_o mit 12,7 g/kg den dithionitlöslichen Eisengehalt. Dieses zeichnet sich auch durch eine leichte Dominanz von rauen Feldspatkomponenten ab (62,1 %). Während der Fe_o -Wert am Top der pleistozänen Ablagerungen bei 31 m Kliffhöhe deutlich unter den Fe_d -Gehalt von 7,2 g/kg sinkt (1,5 g/kg) und sich im weiteren Profilverlauf zum Liegenden hin auch nicht mehr stark verändert, bleibt die verstärkte Rauigkeit innerhalb der Feldspatgruppe jedoch noch bis zu einer Höhe von 29,5 m erhalten. Im Anschluss dominieren die rauen Quarzkomponenten, die im weiteren Verlauf bei 25 m Höhe mit 14,3 % Differenz dann leicht unter die Feldspatwerte sinken, diese dann bei 24,1 m aber erneut geringfügig überschreiten (8,3 % Differenz). Der Kohlenstoffgehalt korreliert mit dem Eisengehalt und zeigt innerhalb der holozänen Ablagerungen höhere Werte mit einem Maximum von 9,9 % bei 40,2 m Kliffhöhe, die dann mit dem Übergang in die pleistozänen Horizonte stark abfallen und unter 5 % verweilen. Der pH-Wert liegt im holozänen Abschnitt im schwach bis mäßig sauren Bereich, während die pleistozänen Ablagerungen durchweg ein schwach alkalisches Milieu anzeigen.

Somit ergibt sich eine signifikante negative Korrelation des Kohlenstoffs mit der Oberflächenrauigkeit von Quarz ($p < 0,05$), eine hochsignifikante mit Fe_o sowie hochsignifikante negative Korrelationen mit Goethit und dem pH ($p < 0,01$). Fe_o zeigt eine

hochsignifikante Korrelation mit Fe_d , jedoch eine hochsignifikante negative Korrelation mit Goethit ($p < 0,01$). Der pH korreliert negativ hochsignifikant mit Fe_o und Fe_d , jedoch hochsignifikant mit dem Goethitgehalt.

Innerhalb der **pleistozänen Flusssand-Ablagerungen** von Kurungnakh lassen sich zahlreiche Korrelationen der betrachteten Parameter finden. So hat die Verteilung des Kohlenstoffs aller Proben eine gewisse Analogie zu den vorhandenen Fe_d -Werten. Sowohl der Fe_d -Wert, als auch der Kohlenstoffgehalt sind in Probe LD-pl3 mit 8,3 g/kg und 2,6 % am höchsten. Die schwach sauren pH-Werte der Proben LD-pl1 und LD-pl2 passen zu der ausgeprägten Oberflächenrauigkeit der Feldspäte, die bei 76,7 % und 78,9 % liegt. In Probe LD-Pl3 dominiert hingegen die Rauigkeit der Quarzkomponenten (75 %) und es liegt ein neutrales Milieu vor. Es zeigt sich somit eine hochsignifikante Korrelation ($p < 0,01$) des Kohlenstoffgehaltes mit den Fe_d - sowie Goethitgehalten und eine signifikante ($p < 0,05$) mit den Fe_o -Werten. Darüber hinaus korreliert Goethit negativ signifikant mit der Oberflächenrauigkeit der Feldspäte und signifikant mit Fe_d ($p < 0,05$). Fe_o zeigt ebenfalls eine signifikante Korrelation mit Fe_d .

Für den Standort **Batagay** sind aufgrund der geringen Probenmenge keine Korrelationen nachweisbar. Probe BAT-3 zeigt möglicherweise eine Tendenz an, da diese Ablagerung eine erhöhte Rauigkeit innerhalb der Feldspatgruppe (60 %) und mit 2 g/kg einen im Vergleich zu den anderen Proben höheren Fe_o -Gehalt aufweist. Darüber hinaus zeigt der pH-Wert für das holozäne Material ein schwach saures und für die beiden pleistozänen Proben BAT-2 und BAT-3 ein schwach alkalisches Milieu an.

Die holozänen Kerne des Standortes **Yakutsk** zeigen aufgrund ihrer ambivalenten Ausprägung unterschiedliche Korrelationen bezüglich der genannten Parameter, deuten jedoch mit einer durchgängig erhöhten Rauigkeit der Feldspäte zwischen 62,5 % und 100 % die holozänen Ablagerungsbedingungen an. In drei Kernen zeigt sich eine signifikante Korrelation zwischen Fe_d und Fe_o ($p < 0,05$). Darüber hinaus zeigen zwei Kerne signifikant negative Korrelationen zwischen dem pH und dem Kohlenstoffgehalt. Innerhalb eines Bohrkernes korreliert Goethit mit dem Fe_d -Gehalt hochsignifikant ($p < 0,01$).

Im Profilverlauf des pleistozänen Bohrkernes **YED1** zeigt sich ein Zusammenspiel der Fe_o - und Fe_d -Verteilung mit der Rauigkeit von Quarz und Feldspat im unteren Abschnitt bei Tiefen von

18,4 m und 19,7 m, das jedoch nicht über eindeutige Korrelation nachweisbar ist. Während bei 18,4 m Tiefe der Fe_d -Gehalt auf 3,1 g/kg absinkt und der Fe_o -Wert steigt, zeigt sich auch eine Dominanz der Feldspat-Rauigkeit mit 80 %. Bei 19,7 m Tiefe hingegen steigt der Fe_d -Wert auf 5,8 g/kg an und der Fe_o -Gehalt sinkt auf 1,3 g/kg ab. Entsprechend dazu reduziert sich der Anteil an rauen Feldspäten auf 71,2 % und der prozentuale Anteil an rauen Quarzen nimmt leicht zu. Diese Schwankungsphasen werden im Besonderen über den Goethitgehalt deutlich, der bei einer Tiefe von 18,4 m stark unter den Fe_o -Wert sinkt (auf 0,7 g/kg) und diesen bei 19,7 m Tiefe stark übersteigt (auf 4,5 g/kg). Die Kohlenstoffkurve zeigt einen äquivalenten Verlauf zu den Fe_d -gehalten, mit einer einzigen Ausnahme bei 20,3 m Tiefe. Der pH-Wert liegt über den gesamten Kernverlauf im schwach alkalischen Bereich. Es zeigen sich hochsignifikante Korrelationen zwischen Fe_d , Goethit und dem Kohlenstoffgehalt ($p < 0,01$).

Innerhalb des pleistozänen Bohrkernes **Alas1** zeigen sich sowohl zwischen Fe_o und Fe_d , als auch bei der Rauigkeit der Quarze und Feldspäte zwischen 13,9 m und 17,3 m ähnliche Werte. Der oxalat- und dithionitlösliche Eisenanteil liegt dabei zwischen 4,3 g/kg und 7,8 g/kg, die maximale prozentuale Differenz der Rauigkeit betrifft 21,8 %. Der Kohlenstoffgehalt nimmt äquivalent zum Eisengehalt bei einer Tiefe von 14,4 m ab und erreicht dort nur noch 0,4 %. Die pH-Werte der Proben liegen allesamt im schwach alkalischen Bereich. Es ergibt sich eine signifikante negative Korrelation zwischen Goethit und Fe_o sowie eine signifikante Korrelation zwischen Kohlenstoffgehalt und Fe_d ($p < 0,05$).

Zusammenfassend ist festzuhalten, dass vor allem die Oberflächenrauigkeit von Quarz und Feldspat ausgeprägte Korrelationen mit Goethit bildet. Zusätzlich zeigen sich gute Korrelationen zwischen Fe_d und dem Kohlenstoff, wenn eine mögliche Bindung des C an die Mineralphase vorliegt. Der pH korreliert ebenfalls mit Fe_o , Fe_d und dem Kohlenstoffgehalt.

5.5. Statistische Einordnung und Korrelation der Gesamtbefunde

Für eine Einordnung der Gesamtbefunde werden die Ergebnisse der untersuchten Parameter aller Standorte stratigraphisch in vier Gruppen zusammengefasst (Holozän, Weichsel, Eem & Saale) und über Streudiagramme analysiert.

Die Gegenüberstellung von Kohlenstoff und pH zeigt eine deutliche Einordnung der weichselzeitlichen Proben sowie des saalezeitlichen Materials in ein alkalisches Milieu (Abbildung 53, A). Darüber hinaus enthalten beide ‚Gruppen‘ weniger als 5 % Kohlenstoff. Das holozäne Probenmaterial streut hingegen relativ stark hinsichtlich des Kohlenstoffgehaltes, ordnet sich allerdings überwiegend im sauren Milieu ein. Darüber hinaus zeigt auch eine eemzeitliche Probe einen sauren pH und einen höheren Kohlenstoffanteil, was durch wärmere Ablagerungsbedingungen zum Zeitpunkt der Pedogenese erklärt werden könnte (Abbildung 53, A).

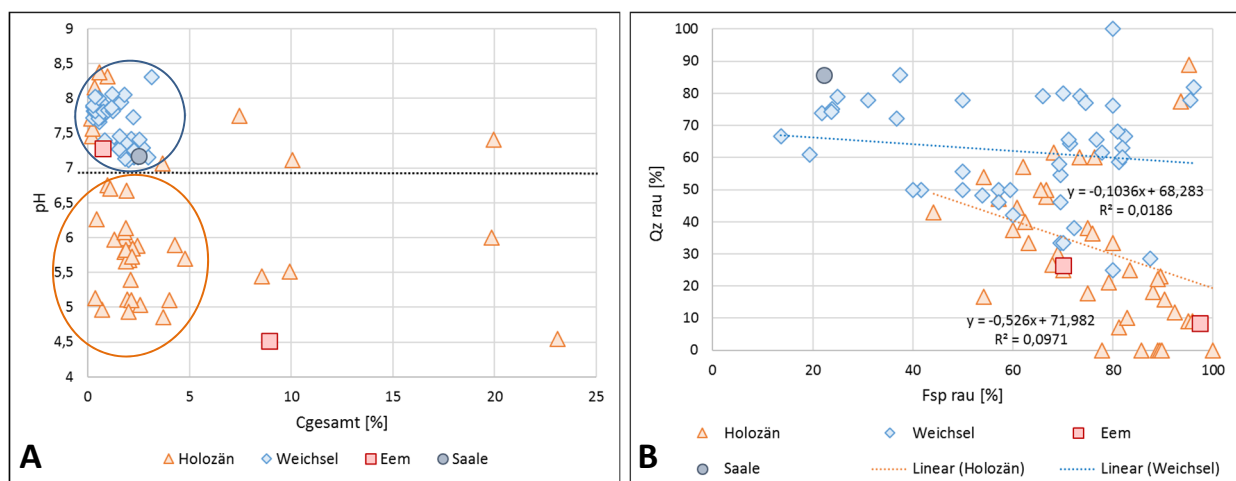


Abbildung 53: Verhältnis von Kohlenstoff zu pH (A) sowie der Oberflächenrauigkeit von Quarz und Feldspat (B).

Bei der Gegenüberstellung der Oberflächenrauigkeit von Quarz und Feldspat lässt sich eine breite Verteilung erkennen, dennoch zeigen die holozänen Proben verstärkt eine hohe Oberflächenrauigkeit bei Feldspäten (Abbildung 53, B). Dies gilt auch für die beiden eemzeitlichen Proben.

Das weichselzeitliche Material streut sehr stark ($R^2 = 0,02$). Die Werte unterhalb der 60 %-Linie der Oberflächenrauigkeit von Quarz stammen jedoch aus wärmeren Schwankungsphasen (u. a. Denekamp-Interstadial – Alas1). Das Material mit einem höheren Prozentsatz rauher Quarze und einem geringeren Anteil angerauter Feldspäte stammt aus kälteren Phasen des Pleistozäns. Die saalezeitliche Probe ist dort ebenfalls einzuordnen (Abbildung 53, B). Die vorhandene Streuung resultiert vermutlich aus den standortabhängigen Bildungs- und Ablagerungsbedingungen.

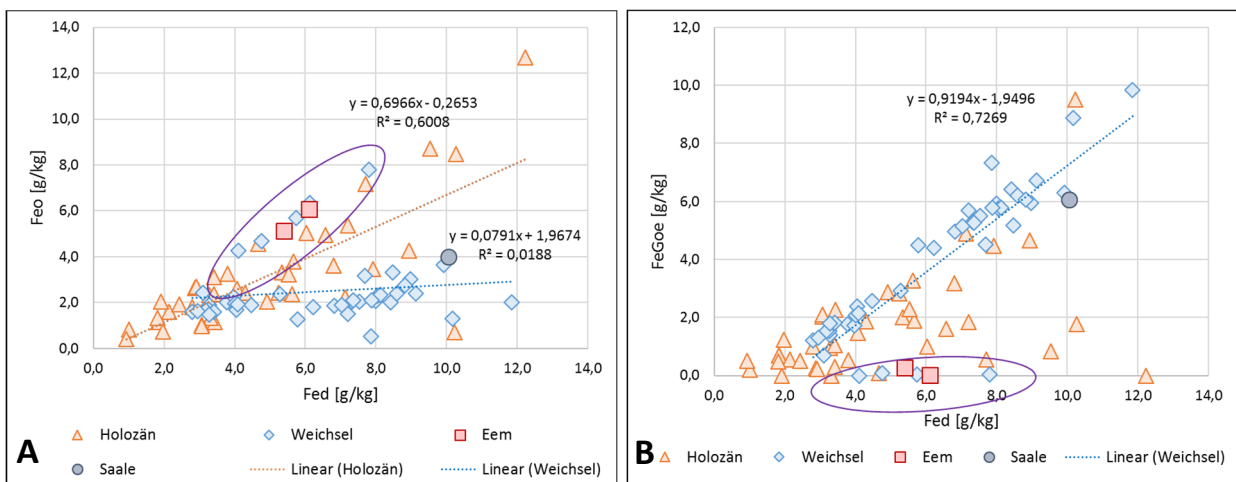


Abbildung 54: Verhältnis von Fe_d zu Fe_o (A) sowie von Fe_d zu Goethit (B).

Das Verhältnis von Fe_d zu Fe_o verdeutlicht den geringeren Fe_o -Gehalt der weichselzeitlichen Proben im Vergleich zum holozänen Material (Abbildung 54, A). Die wenigen Ausreißer mit höheren Fe_o -Anteilen (violett umrandet) stellen die Werte des pleistozänen Bohrkernes „Alas 1“ dar, dessen Material aus dem Denekamp-Interstadial stammt. Ebenfalls in diesem Bereich angesiedelt befinden sich die eemzeitlichen Proben. Die Verteilung des holozänen Materials zeigt einen linearen Verlauf mit $R^2 = 0,60$.

Die Gegenüberstellung von Fe_d und Goethit zeigt, dass in den weichselzeitlichen Proben sowie in der saalezeitlichen Probe höhere Goethitgehalte nachweisbar sind, als innerhalb des holozänen Materials (Abbildung 54, B). Der Goethit-Anteil steigt dabei linear zum Fe_d -Gehalt mit $R^2 = 0,73$. Ausnahmen bilden auch hier das Kernmaterial aus dem Denekamp-Interstadial (Alas1) sowie die beiden eemzeitlichen Proben, die kaum Goethit enthalten (violett umrandet).

Für die **Korrelation der Gesamtbefunde** der holozänen und weichselzeitlichen Parameter wurden zunächst die Gruppen ‚Holozän‘ und ‚Pleistozän‘ gebildet (vgl. Anhang G, Tabellen G14 & G15). Nach Pearson ergeben sich folgende Korrelationen:

Innerhalb der **holozänen Proben** liegt eine signifikante negative Korrelation ($p < 0,05$) zwischen der Oberflächenrauigkeit von Quarz und Feldspat vor. Darüber hinaus zeigen sich ausgeprägte negative Korrelationen ($p < 0,01$) zwischen Fe_d und der Oberflächenrauigkeit von Feldspäten sowie zwischen Goethit und der Feldspatrauigkeit. Letztere korreliert mit dem pH hingegen signifikant ($p < 0,05$). Fe_d zeigt sowohl mit Fe_o , als auch mit Goethit eine hochsignifikante Korrelation ($p < 0,01$) und mit dem pH eine signifikante negative Korrelation ($p < 0,05$).

Innerhalb der **pleistozänen (weichselzeitlichen) Proben** liegt eine ausgeprägte negative Korrelation ($p < 0,01$) zwischen dem Goethitgehalt und den Fe_o -Werten vor. Darüber hinaus ergeben sich hochsignifikante Korrelationen zwischen Fe_d und Goethit sowie zwischen Fe_d und dem Kohlenstoffgehalt ($p < 0,01$). Letzterer korreliert auch hochsignifikant mit Goethit. Der pH zeigt jeweils sehr gute negative Korrelationen ($p < 0,01$) mit Fe_d , Goethit und C.

Bei der Betrachtung der **Gesamtkorrelationen** (vgl. Anhang G, Tabelle G16) der holozänen und pleistozänen (weichselzeitlichen) Parameter zeigen die Oberflächenmorphologien von Quarz und Feldspat eine ausgeprägte negative Korrelation ($p < 0,01$). Darüber hinaus bildet die Oberflächenrauigkeit von Quarz eine hochsignifikante negative Korrelation mit dem Kohlenstoff, hochsignifikante Korrelationen mit Goethit und dem pH-Wert ($p < 0,01$) sowie eine gute Korrelation mit Fe_d ($p < 0,05$). Die Oberflächenrauigkeit von Feldspat korreliert mit Goethit negativ hochsignifikant ($p < 0,01$), mit Fe_d negativ signifikant und mit dem Kohlenstoffgehalt signifikant ($p < 0,05$).

Fe_o zeigt deutliche negative Korrelationen ($p < 0,05$) mit Goethit und dem pH-Wert sowie eine ausgeprägte Korrelation ($p < 0,01$) mit Fe_d . Letzteres korreliert wiederum mit Goethit hochsignifikant ($p < 0,01$). Der Kohlenstoffgehalt zeigt eine hochsignifikante negative Korrelation mit dem Boden-pH ($p < 0,01$).

6. Diskussion

6.1. Interpretation der mineralogischen/pedogenen Besonderheiten und Gesamtbefunde im Untersuchungsgebiet

Die wichtigsten Parameter für eine Interpretation der Besonderheiten innerhalb der Untersuchungsgebiete stellen die Eisenverteilungen (Fe_o , Fe_d , Goethit), der Kohlenstoffgehalt, die Oberflächenrauigkeit von Quarz und Feldspat, der pH-Wert sowie die mineralogische Zusammensetzung der Ablagerungen dar.

Während die Frosteinwirkung auf Quarzoberflächen bereits in vorangegangenen Studien ein wichtiger Bestandteil der Analysen war (Konishev, 1998; Schwamborn et al., 2008) rückt in dieser Arbeit als neuer Anzeiger auch die Feldspatoberfläche mit in den Vordergrund. Feldspäte können bei wärmeren Ausgangsbedingungen durch chemische Verwitterung in ihre ionaren Einzelbestandteile zerfallen. Die Geometrie der Herauslösung von Komponenten orientiert sich dabei an der Kristallstruktur, was somit auch für charakteristische Oberflächenstrukturen sorgt. Die Rauigkeit von Quarz und Feldspat verhält sich gewissermaßen gegensätzlich und kann deshalb gut ins Verhältnis gesetzt werden. Darüber hinaus ist die Untersuchung einer möglichen Korrelation zwischen der Oberflächenrauigkeit der beiden Minerale und der Verteilung unterschiedlicher Eisenoxide (Fe_o , Fe_d , Goethit) sowie dem Kohlenstoffgehalt ein neuer Ansatz zur Interpretation der Ausgangsbedingungen. Häufig sind mehrere Einflussgrößen miteinander verknüpft, so dass es notwendig ist, deren Zusammenwirken zu betrachten, um aus einer Tendenz ein Gesamtbild zu erstellen.

6.1.1. Standort Lyakhovsky

Die Proben des Standortes Lyakhovsky (s. Abbildung 6 in Kap. 3.1.) decken das zeitliche Spektrum zwischen der späten Saale-Kaltzeit und dem letzten glazialen Maximum ab und entstammen somit unterschiedlichen klimatischen Ablagerungsbedingungen.

Anhand der Eisenoxidverteilungen ist dies sehr gut nachvollziehbar. Böden, die unter wärmeren und feuchteren, interstadialen Phasen gebildet wurden, sind durch einen relativ geringen Gehalt an gut kristallisierten Eisenoxiden charakterisiert. Grund dafür ist das klimabedingte erhöhte Vegetationsaufkommen, dessen organisches Material einen negativen

Effekt auf den Kristallisationsfortschritt hat (Zubrzycki et al., 2008). Ablagerungen trockener, stadialer Phasen hingegen enthalten weniger Biomasse und einen größeren Anteil der gut kristallisierten Fraktion (Zubrzycki et al., 2008). Die saalezeitliche Probe (LYA-7) zeigt den höchsten Fe_d -Gehalt, die beiden eemzeitlichen (LYA-6 und LYA-5) die niedrigsten Fe_d -Werte. An dieser Stelle enthält das Material hingegen mehr amorphes, oxalatlösliches Eisen. Im Anschluss steigt der dithionitlösliche Eisengehalt bis zu den Ablagerungen des letzten glazialen Maximums (LYA-1) wieder kontinuierlich an, während Fe_o deutlich absinkt. Der Goethitgehalt zeigt einen ähnlichen Verlauf mit den höchsten Werten innerhalb der kaltzeitlich abgelagerten Proben, mit verschwindend geringen Mengen Goethit in dem eemzeitlichen Material und einem kontinuierlichen Anstieg in der frühen und mittleren Weichselzeit.

Der Kohlenstoffgehalt verhält sich hingegen nicht so eindeutig. Ein deutlicher Anstieg ist nur in einer warmzeitlichen Probe zu vermerken (LYA-6), während in der Zweiten (LYA-5) der geringste C-Gehalt gemessen wurde. Möglicherweise liegt dies an einem bereits verstärkten Rückgang der Vegetation am Ende der Warmzeit. Dafür würde auch der pH-Wert sprechen, welcher nur bei LYA-6 im stark sauren Milieu liegt und wärmere sowie feuchtere Klimabedingungen andeutet. Die Versauerung wird vorwiegend durch einen großen Anteil an organischer Substanz und deren Wechselwirkung mit dem Boden hervorgerufen. H^+ und CO_2 entstehen bei der Atmung von Bodenorganismen und Pflanzenwurzeln (Kuntze, 1994). Durch Humifizierung entstehen vor allem in der Streudecke der Wald- und Grünlandböden als Ab- und Aufbauprodukte organische Säuren (Kuntze, 1994). Verstärkter Niederschlag kann eine Versauerung ebenfalls begünstigen. Dabei werden mehr Protonen pro Zeiteinheit eingetragen bzw. freigesetzt als der Boden neutralisieren kann. Dies kann dazu führen, dass die löslichen Produkte aller chemischen Reaktionen, bei denen Protonen verbraucht werden, mit dem Sickerwasser ausgewaschen werden. Die Säureneutralisationskapazität nimmt somit ab (Amelung et al., 2018). Humin- und Fulvosäuren erniedrigen den Boden-pH jedoch stärker als biogene Kohlensäure (Kuntze, 1994). Alle weiteren Proben sind alkalisch und enthalten nur relativ geringe Kohlenstoffmengen. Dies spiegelt die kaltzeitlichen Bedingungen während der Saale- bzw. Weichselzeit wider, zu der ein kaltes, trockenes Klima herrschte und Vegetation kaum oder nur geringfügig vertreten war (Andreev et al. 2004, 2009; Wetterich et al. 2009).

Die Oberflächenstrukturen der Quarze und Feldspäte untermauern die klimatischen Bedingungen. Während innerhalb der eemzeitlichen Proben eine erhöhte

Oberflächenrauigkeit bei den Feldspäten und eine glatte Morphologie innerhalb der Quarzpartikel zu vermerken ist, zeigt das kaltzeitliche Material mit rauen Quarzen und glatten Feldspäten ein gegensätzliches Bild.

Darüber hinaus konnte in den warmzeitlichen Proben Kaolinit nachgewiesen werden. Dieser kann, wenn auch meist in geringen Mengen, in Böden der subpolaren Zone auftreten (Egli et al., 1997). Unter ganz bestimmten Bedingungen entsteht Kaolinit über die Verwitterung von Primärmineralien während der Pedogenese (Hydrolyse von Feldspäten) (Amelung et al., 2018). Entscheidend dafür ist ein saures Milieu mit pH-Werten zwischen 3 und 5. Des Weiteren sind geringe Si(OH)_4 -Konzentrationen und ein niedriges Si/Al-Verhältnis in der Verwitterungslösung sowie eine langsame Al-Hydroxidfällung notwendig. Auch geringe Anteile an potentiellen Zwischenschicht-Kationen begünstigen die Entstehung (Egli et al., 1997). In diesem Fall besteht die Annahme, dass zum Zeitpunkt der Pedogenese über dem Permafrost eine gehemmte Perkolation (Stauwassereinfluss) aufgrund einer höheren Niederschlagsrate während der Warmzeit die Entstehung von Kaolinit maßgeblich beeinflusst hat (Egli et al., 1997). Eine längere Kontaktzeit zwischen Matrix und Bodenlösung sowie eine geeignete Elektrolytkonzentration im Wasser begünstigen dabei ein chemisches Gleichgewicht für die Lösungsreaktion (Egli et al., 1997).

Darüber hinaus tritt in der saalezeitlichen Probe verstärkt Illit auf, der durch physikalische Verwitterung aus Glimmern entstehen kann (Robert & Kennett, 1997). Dies spricht für eine starke kryogene Aktivität.

6.1.2. Standort Lena-Delta – Samoylov/Kurungnakh

Die pH-Werte der Ablagerungen innerhalb der **holozänen** Highcenter-Polygone von **Samoylov** (s. Abbildung 7 in Kap. 3.2.) zeigen durchweg ein saures Milieu an, was die rezenten Ablagerungsbedingungen unter dem Einfluss der Tundra-Vegetation widerspiegelt. Die progressive Tendenz des pH mit der Tiefe bei Polygon 1 liegt mit hoher Wahrscheinlichkeit an dem abnehmenden Einfluss des Sickerwassers, während Polygon 2 mit einem relativ konstanten Wert eine bessere Durchlässigkeit aufgrund leicht abweichender Bodentexturen zeigt. Das Material von Polygon 2 besteht überwiegend aus schwach bis mittel lehmigem Sand, während die Ablagerungen von Polygon 1 eine Wechselfolge aus schwach lehmigem und mittel schluffigem Sand enthalten (s. Anhang D, Tabellen D2 & D3). Darüber hinaus ist in beiden

Fällen eine erhöhte Feldspatruigkeit vorhanden, welche auf die chemischen Verwitterungsprozesse in den warmzeitlich abgelagerten Horizonten zurückzuführen ist.

Die pH-Werte des holozänen Abschnitts innerhalb des **Eiskomplexes** von **Kurungnakh** (s. Abbildung 7 in Kap. 3.2.) liegen durch die warmzeitlichen Ablagerungsbedingungen ebenfalls im schwach bis mäßig sauren Bereich. Ein höherer Anteil an organischer Substanz im Boden und feuchte Ablagerungsbedingungen begünstigen das saure Milieu (Kuntze, 1994). Dies ändert sich jedoch mit dem Übergang in die pleistozänen Horizonte, welche unter sehr kalten und ariden Klimabedingungen während der mittleren und späten Weichselzeit gebildet worden sind (Wetterich et al, 2008). In diesem Fall fehlte der Niederschlag und das damit einhergehende Sickerwasser, so dass die basischen Verwitterungsprodukte nicht ausgewaschen werden konnten und es somit zu einer zunehmenden Alkalisierung der Böden kommen konnte (Amelung et al., 2018).

Die Ergebnisse der Eisenoxidverteilung ziehen dieselbe Grenze zwischen den holozänen und pleistozänen Ablagerungen bei einer Kliffhöhe von 31 m. Nach den im holozänen Abschnitt vorherrschenden hohen Fe_o -Werten, die sich stark an die Fe_d -Gehalte annähern und sogar überschreiten, liegen im pleistozänen Abschnitt durchweg konstant niedrige Fe_o -Werte vor. Der Goethitgehalt verhält sich gegenläufig, weist im oberen Profilabschnitt sehr geringe Werte auf und steigt dann mit dem Fe_o -Abfall stark an, so dass er gemeinsam mit Fe_d deutlich über den Gehalten des oxalatlöslichen Eisens liegt. Die somit über einen längeren Abschnitt vorherrschende Dominanz von gut kristallisiertem Eisen spiegelt die kälteren und trockenen Klimabedingungen der Weichsel-Kaltzeit wider (Zubrzycki et al., 2008). Die innerhalb der Kurven vorhandenen kleinen Oszillationen sind möglicherweise auf Kalt-Warm-Schwankungen im Verlauf der mittleren und späten Weichselzeit zurückzuführen (Wetterich et al., 2008).

Auch die Kohlenstoffkurve signalisiert bis zu einer Höhe von 31 m mit höheren Werten die holozänen Ablagerungen und zeigt mit dem anschließenden Abfallen der Gehalte sowie deren im weiteren Abschnitt relativ konstantem Verlauf die glazialen pleistozänen Bedingungen an (vgl. Wetterich et al, 2008).

Bei der Betrachtung der Oberflächenmorphologien von Quarz und Feldspat zeigen sich gut erkennbare Unterschiede innerhalb der Quarz- und Feldspatkomponenten. Die im Top-Bereich des Eiskomplexes untersuchten Ablagerungen weisen eine erhöhte Feldspatruigkeit

auf, was die warmzeitlichen Bedingungen widerspiegelt. Diese Verteilung ändert sich jedoch nicht, wie bei den anderen Parametern, abrupt bei 31 m Kliffhöhe, sondern geht gewissermaßen fließend in einen anderen Zustand über. Möglicherweise reagiert die Feldspatgruppe sehr schnell auf langsam einsetzende, wärmere Bedingungen, so dass sich über diese Komponente keine scharfe Grenze ziehen lässt. Ab 29,5 m Höhe dominiert dann zunächst der raue Quarzanteil, welcher kältere Ablagerungsbedingungen bzw. eine Phase stärkerer Kälteschwankungen anzeigt (Wetterich et al., 2008). Ab 28,9 m liegen im weiteren Verlauf keine großen Wertebereiche zwischen den Komponenten mehr vor, es sind jedoch Schwankungen erkennbar, die sich durch eine wechselnde Überlagerung der Kurven bemerkbar machen. Bei einem Vergleich dieser Schwankungen mit den Oszillationen der Fe_d -Verteilung sind Parallelen zu erkennen. Bei einer Kliffhöhe von 28,9 m steigt sowohl die Rauigkeit der Quarzkomponenten als auch der Fe_d -Gehalt an, während beide Werte bei 24,9 m Höhe absinken. Diese ähnlichen Verteilungsmuster lassen sich als wechsellzeitliche Kalt-Warm-Schwankungen innerhalb des Profilverlaufs interpretieren.

Die Quarze und Feldspäte innerhalb der **pleistozänen Flusssand-Ablagerungen** von Kurungnakh zeigen aufgrund eines verstärkten fluvialen Transportes einen erhöhten Rundungsgrad. Die Rundung der Körner wird durch unterschiedliche Faktoren beeinflusst. Die Art und Dauer des Transportes spielt dabei eine wichtige Rolle. Wenn Sedimente über große Distanzen und längere Zeiträume bei hoher mechanischer Beanspruchung durch Zusammenstöße, Abrieb und Verwitterung transportiert werden, stellt sich eine erkennbare Rundung der Partikel ein. Eine weitere wichtige Eigenschaft ist dabei die relative Härte des Minerals, welche für Kalifeldspat nach der Mohsschen Härteskala bei 6 und für Quarz bei 7 einzuordnen ist (Vinx, 2015). Somit können „weichere“ Minerale besser bearbeitet werden als härtere, was sich auch an der Kornmorphologie der untersuchten pleistozänen Flusssand-Partikel zeigt. Die Feldspäte zeigen aufgrund der mechanischen Beanspruchung eine stärkere Rundung als die Quarze und haben glatte Oberflächen. Die Quarze liegen ebenfalls gerundet vor, verfügen jedoch meist noch über ausgeprägte Kanten. Der Rundungsgrad erschwert somit die Beurteilung, in welchem Maß die chemische oder physikalische Verwitterung eine Rolle gespielt hat. Die große Bandbreite der abgelagerten Bodentexturen spiegelt den Eintrag aus unterschiedlichen Liefergebieten wider. Neben reinem Sand enthalten die Ablagerungen schwach tonigen Sand und schwach sandigen Lehm. Die Lena ist einer der größten Flüsse in

der Arktis, die aus mittleren Breitengraden nach Norden zur arktischen Küste fließen. Sie trägt etwa 15 % zum gesamten Süßwassertrom in den Arktischen Ozean bei (Shiklomanov et al., 2000; Prowse and Flegg, 2000) und führt Sedimente mit sich, die im Delta abgelagert werden. Dies erklärt möglicherweise auch die große Bandbreite der vorhandenen Tonminerale.

6.1.3. Standort Batagay

Das Probenmaterial des Standortes Batagay (s. Abbildung 8 in Kap. 3.3.) umfasst eine **holozäne** Probe (BAT-1) und zwei **pleistozäne** Proben (BAT-2 und BAT-3).

Die Werte des dithionilöslichen Eisens liegen in allen drei Fällen deutlich über den Fe_o -Gehalten. Der Grund dafür liegt vermutlich an der Region, welche sowohl rezent als auch im Quartär durch ein extrem kaltes und trockenes Klima mit wenig Vegetation gekennzeichnet ist. Ebenso ist der Goethitgehalt im Schnitt relativ hoch. Obwohl bei Probe BAT-3 sowohl der höchste Fe_d - als auch Goethitgehalt nachgewiesen wurde, liegt in dem Material ebenfalls der höchste Fe_o -Gehalt vor. Möglicherweise handelt es sich um eine etwas wärmere Zeit mit mehr Vegetation, wofür die leicht höhere Tendenz des C-Wertes von BAT-3 ebenfalls sprechen könnte, so dass diese vermutlich auch den Eisengehalt maßgeblich beeinflusst hat. Ein höherer Anteil an organischem Material wirkt sich tendenziell negativ auf den Kristallisationsgrad aus (Zubrzycki et al., 2008). Der hohe Fe_d -Gehalt hingegen könnte auf eine niedrige „Anlieferungs-“ Rate bei der Verwitterung Fe^{2+} -haltiger Silikate (aus magmatischen Intrusionen) hinweisen, was zur ausgeprägten Kristallisation von Goethit führt (Amelung et al., 2018). Die Sedimentpakete im Untersuchungsgebiet sind von intrusivem Gestein durchsetzt (Ashastina et al., 2017).

Die mineralogische Auswertung stützt die Theorie einer hier erfassten pleistozänen Wärmeschwankung insofern, als dass in Probe BAT-3 eine erhöhte Rauigkeit bei Feldspäten vertreten ist, während in BAT-2 die flockigen Oberflächenstrukturen bei den Quarzen überwiegen. Die Feldspatgruppe liegt in dem Probenmaterial BAT-2 wesentlich intakter vor, während die Quarze in BAT-3 glattere Oberflächen aufweisen. Der pH-Wert liegt bei der holozänen Probe im schwach sauren Milieu, die beiden Pleistozänen befinden sich im schwach alkalischen Bereich. Auch an diesem Standort zeigt sich somit der Einfluss der Vegetation und Bodenfeuchte auf das abgelagerte Material.

6.1.4. Standort Yakutsk

Die unterschiedlichen pH-Werte der **holozänen Bohrkerne** von Yakutsk (s. Abbildung 9 in Kap. 3.4.) lassen auf die Gegebenheiten am jeweiligen Entnahmepunkt schließen. Das Material von Bohrkern Nr. 4 zeigt Werte im stark bis mäßig sauren Bereich und wurde aus einem Birkenwald entnommen. In Waldböden sind die Mineralbodenhorizonte oft sauer, weil Pflanzenwurzeln häufig organische Säuren absondern. Dies erfolgt teilweise als spezifische Anpassung an Nährstoffmangelsituationen (Amelung et al., 2018). Ein Mangel an Spurennährstoffen kann somit zu einer erhöhten Abgabe von organischen Säuren führen, welche den pH-Wert absenken. Darüber hinaus wird bei Pflanzenbedeckung häufig die Rhizosphäre gegenüber dem Restboden angesäuert, sobald Pflanzen mehr Kationen als Anionen aufnehmen und dabei für die Einhaltung ihrer Elektroneutralität zum Ladungsausgleich entsprechende Mengen an H^+ ausscheiden. In diesem Fall kann es zu einer Entwicklung von schwach sauer im Top-Bereich zu schwach alkalisch in tieferen Bereichen des Bohrkernes kommen. Dies ist bei Kern Nr. 2 zu beobachten. Der Wassergehalt in den oberen Horizonten steuert zu einem großen Teil die chemischen Bodenprozesse, welche je nach Wassermenge, ihrer Mobilität und aufgrund bestimmter Bodeneigenschaften zu einer Versauerung oder Alkalisierung führen können (Kuntze, 1994).

Darüber hinaus variiert das Kernmaterial stark in den Korngrößen. Ein Bohrkern Nr. 1 hebt sich durch einen durchgehenden Schluffgehalt von den anderen, sandigen Kernen ab. Der Kohlenstoffgehalt im Top-Bereich fällt dort mit 3,68 % relativ gering aus, während die übrigen Kerne an dieser Stelle Werte zwischen 19,84 % und 23,1 % erreichen. Letztere sinken mit zunehmender Tiefe stark ab. Innerhalb des schluffigen Kernes steigt der Kohlenstoffgehalt nach 10 cm jedoch auf 10,06 % an, ehe er sich wieder reduziert. Dies lässt auf eine organische Lage schließen, die von einem Mineralboden überdeckt wird. Während das Probenmaterial im Top-Bereich aus reinem Schluff besteht, liegt bei einer Tiefe von 10 cm ein hoher Tongehalt vor. Möglicherweise kann in diesem Abschnitt eine größere Menge an gelöstem organischen Kohlenstoff gespeichert werden (Haider, 1998). Sedimentäre Umlagerungsprozesse können in diesem Punkt hingegen auch nicht ausgeschlossen werden (Schroeder, 1992).

Die dithionitlöslichen Eisengehalte liegen über den Werten des oxalatlöslichen Eisens, die mengenmäßigen Anteile weichen allerdings nur geringfügig voneinander ab. In der Auftauschicht finden diverse Prozesse statt, die sowohl schlecht kristallisiertes oder organisch

gebundenes Eisen mit gut kristallisierten Formen nebeneinander auftreten lassen (Bolt & Bruggenwert, 1976). Je weiter die jeweiligen Gehalte jedoch voneinander abweichen, bzw. sobald der Fe_d -Wert den Fe_o -Wert in einem deutlichen Maße überschreitet, desto genauere Aussagen lassen sich zur Klimasituation bzgl. kälterer Phasen machen (Zubrzycki et al., 2008). In diesem Beispiel scheinen die nah beieinanderliegenden Werte die rezenten warmzeitlichen Bedingungen sehr gut widerzuspiegeln.

Diese warmzeitlichen Ablagerungsbedingungen werden ebenfalls durchweg in der Kornmorphologie der Quarze und Feldspäte verdeutlicht. Während die Quarze überwiegend glatte Oberfläche zeigen, sind bei der Feldspatgruppe neben einer erhöhten Rauigkeit auch ausgeprägte Lösungsspuren sowie stellenweise auftretende Bruchkanten ausgebildet.

Die pH-Werte der Proben aus dem pleistozänen Bohrkern **YED1** zeigen durchweg ein alkalisches Milieu an, was für eine kaltzeitliche Abfolge charakteristisch ist. Ebenfalls charakteristisch ist der höhere Fe_d -Gehalt, welcher im gesamten Kernverlauf einen deutlichen Abstand zu den Werten des oxalatlöslichen Eisens aufweist. Im unteren Abschnitt des Kernes, ab 18,4 m Tiefe, sind drei Schwankungsphasen mit einer jeweils gegenläufigen Entwicklung der Fe_d - und Fe_o -Verteilung erkennbar. Diese gegenläufigen Trends sind mit hoher Wahrscheinlichkeit auf Wärmeschwankungen im unteren Abschnitt der mittleren Weichsel-Kaltzeit (Kargin), verstärkt zwischen 40.000 und 50.000 yr BP, zurückzuführen, welche auch bereits über Untersuchungen verschiedener fossiler Bioindikatoren nachgewiesen werden konnten (Wetterich et al., 2008). Auch der Goethitgehalt zeigt in diesem Abschnitt deutliche Schwankungen an. Er steigt von seinem Minimalwert ausgehend bei 18,4 m bis 19,7 m an, um daraufhin wieder abzunehmen.

Die Verteilung des Kohlenstoffs, die im gesamten Kernverlauf der Entwicklung des dithionitlöslichen Eisens sehr ähnlich ist, deutet darauf hin, dass an diesem Standort verstärkt organisches Material an die Mineralphase gebunden vorliegt. Dieser Vorgang ereignet sich häufig mit Partikeln der Tonfraktion (Tonminerale, Eisenoxide) (Haider, 1998). Über eigene rasterelektronenmikroskopische Analysen konnten organo-mineralische Verbindungen nachgewiesen werden (vgl. Kap. 5.1.4.). Dabei zeigt das Spektrum einen ausgeprägten Fe-Peak. Neben Al-Oxiden bieten auch Eisenoxide eine besonders hohe spezifische Oberfläche für diese Art Wechselwirkungen (Amelung et al., 2018).

Die quantitative Verteilung der Oberflächenmorphologien der untersuchten Quarze und Feldspäte zeigt im Kernverlauf starke Oszillationen sowie gegenläufige Tendenzen, was für eine Zeit sprechen würde, die unter dem Einfluss stärkerer Kalt-Warm-Schwankungen stand. Die drei Schwankungsphasen im unteren Abschnitt des Kernes sind über die Oberflächenrauigkeit ebenfalls nachvollziehbar, wenn auch nicht so ausgeprägt wie bei den Eisenoxiden. Die Annäherung der beiden Kurven bei einer Tiefe von 19,7 m zeigt eine kleine Zunahme der rauen Quarze und ein paralleles Absinken des Feldspatwertes, was als Schwankung von „warm“ nach „kälter“ gedeutet werden könnte. Im weiteren Verlauf fällt der Feldspatwert erneut höher aus und signalisiert wieder wärmere Bedingungen.

Innerhalb des pleistozänen Bohrkernes **Alas1** befinden sich ebenfalls alle pH-Werte im basischen Bereich. Obwohl dieser Abschnitt eine wärmere Episode beschreibt, liegt diese Wärmeschwankung innerhalb der Weichsel-Kaltzeit, was sich in dem durchweg alkalischen Milieu widerspiegelt.

Bei einer Betrachtung der oxalat- und dithionitlöslichen Eisenwerte fällt auf, dass diese, mit Ausnahme von einer Probe, einen sehr ähnlichen mengenmäßigen Verlauf haben. Die vorliegende Verteilung beruht vermutlich auf der Tatsache, dass es sich hier um einen wärmeren, stabilen Abschnitt ohne große Schwankungen handelt. Die Ausnahme bildet das Kernmaterial bei 12,8 m Tiefe, mit einem relativ hohen Fe_d -Gehalt und einem sehr niedrigen Fe_o -Wert. Möglicherweise stammt diese Probe, da sie sich im Topbereich des hier bearbeiteten Kernes befindet, aus einer kälteren Phase, die nach dem Interstadial vorherrschte.

Der Kohlenstoffgehalt zeigt über den Kernverlauf ein Muster, das der Eisenverteilung sehr ähnlich ist, was wiederum durch die Bindung des Kohlenstoffs an die Mineralphase erklärt werden könnte. Auch in diesem Probensatz konnten organo-mineralische Verbindungen nachgewiesen werden.

Die Verteilung der Oberflächenmorphologien von Quarzen und Feldspäten zeigt in diesem Bohrkern keine großen Gegensätze, jedoch überwiegt im Schnitt die Rauigkeit der Feldspäte, welche durch die wärmeren Ausgangsbedingungen begünstigt wurde. Bei einer Tiefe von 12,8 m nähern sich die Morphologie-Werte stark an, was eine sichere Interpretation erschwert. Möglicherweise ist diese Annäherung ein weiteres Indiz für eine kältere Phase nach dem Denekamp-Interstadial.

In den Proben tritt verstärkt Calcit auf, der ein Indikator für eine wärmere Periode sein kann, jedoch auch bei Gefrierprozessen ausfällt (Vogt & Corte, 1996). Calcit wird im Zuge der chemischen Verwitterung leicht durch saures Niederschlagswasser gelöst. Häufig versickert der gelöste Bestandteil mit dem Bodenwasser dann in tiefere Horizonte, in deren Porenräumen schließlich Ausfällungsprozesse stattfinden (Alekseev et al., 2003). Aufgrund des Fehlens von der von Vogt & Corte (1996) beschriebenen fibrösen Erscheinungsformen des Calcits, die durch Gefrierprozesse entstehen und aufgrund der Nachweise von Parametern, die für eine warmzeitliche Ablagerung sprechen (Eisenoxid-Verteilung, Oberflächenmorphologie von Quarz und Feldspat), kann in diesem Fall das verstärkte Auftreten von Calcit als Anzeiger für warmzeitliche Horizonte angenommen werden. Darüber hinaus deutet ein erhöhter Tonanteil innerhalb der Ablagerungen auf eine verstärkte Bildung sekundärer Minerale hin, was ebenfalls für ein interstadiales Bildungsmilieu spricht (Niederbudde, 2018).

6.2. Auswirkungen von Kaltzeitphasen/Warmzeiten und Wärmeschwankungen auf die Oberflächenmorphologie von Mineralen

Nach Abschluss der Analysen lässt sich sagen, dass sich vor allem stabile Warmzeiten deutlich anhand der Oberflächenmorphologie erkennen lassen. So zeigen alle rezenten, holozänen Proben (Highcenter-Polygone auf Samoylov, holozäner Abschnitt des Eiskomplexes auf Kurungnakh, holozäne Bohrkerne in Yakutsk) eine eindeutig erhöhte Oberflächenrauigkeit innerhalb der Feldspatgruppe, während die Rauigkeit der Quarze dort sehr gering ausfällt. Dieses Ergebnis konnte durch Korrelationsanalysen belegt werden. Darüber hinaus ist diesbezüglich auch ein eindeutiges Resultat bei der eemzeitlichen Probe des Standortes Lyakhovsky (LYA-6) zu vermerken. Häufig zeigen sich auf den Oberflächen der Feldspäte grubenartige Lösungsstrukturen. Es wird angenommen, dass es sich dabei um die von Berner & Holdren (1977) postulierten Verwitterungsgruben entlang von Dislokationen (z. B. Brüchen) auf den Mineraloberflächen handelt. Die genannten Autoren konnten nachweisen, dass die Auflösung von Feldspat bei Verwitterungsprozessen bevorzugt an Stellen stattfindet, die durch Versätze gekennzeichnet sind und nicht gleichmäßig über die gesamte Mineraloberfläche erfolgt.

Bei stabilen Kaltzeitphasen zeigt sich ein ähnliches Bild mit umgekehrten Vorzeichen, vor allem, wenn diese nach einer Warmzeit folgen. Das mobile Wasser, welches in der

vorangegangenen wärmeren Episode in kleine Spalten und Risse migriert, zersprengt die Quarze und führt somit zu der charakteristischen rauen Oberflächenstruktur (Schwamborn, 2008) und zu einer Anreicherung des Minerals in den kleineren Kornfraktionen (Rogov, 1987). Es ist davon auszugehen, dass der im Vergleich zum saisonalen Gefrieren länger andauernde Prozess innerhalb einer Kaltzeit einen stärkeren Effekt hat und ein erhöhtes Aufkommen von Frostspuren mit sich zieht. Kurz vor einer beginnenden Kaltzeit abgelagerte Feldspäte werden im Zuge der Frostverwitterung nicht so stark angegriffen und zeigen während Kaltzeitphasen somit intaktere, glattere Oberflächenstrukturen. Die Übergänge der Warm- und Kaltzeiten erfolgen nicht abrupt. Die Resultate der Analysen lassen den Eindruck entstehen, als stünden die Ablagerungen teilweise kurz nach einem Wechsel von „warm“ nach „kalt“ noch länger unter dem Einfluss der vorangegangenen warmzeitlichen Ablagerungsbedingung. So zeigt sich am Standort Lyakhovsky nach dem Eem, dass die Minerale noch unter einem warmzeitlichen Einfluss zu stehen scheinen, während die Werte der Eisenoxide bereits kältere (weichselzeitliche) Bedingungen andeuten.

Darüber hinaus wäre es hingegen auch denkbar, dass sich ein langsames Eintreten wärmerer Klimabedingungen bereits sehr schnell an der Feldspatgruppe erkennen lässt, weil chemische Verwitterungsprozesse bei dieser Mineralform zügig eintreten. Dies könnte auch das früh einsetzende Feldspat-Signal im Eiskomplex von Kurungnakh bei einer Kliffhöhe von 30,2 m erklären, während sowohl die Eisenoxidverteilung als auch der Kohlenstoffgehalt eine sichtbare Grenze zum Holozän erst bei 31 m Höhe ziehen. Feldspäte reagieren somit offensichtlich sehr sensibel auf derartige klimatische Veränderungen.

In Phasen kurz aufeinander stattfindender Wärmeschwankungen wird das Bild etwas undeutlicher. Häufig nähern sich die Werte der Oberflächenrauigkeit von Quarz und Feldspat dann an. Ein gutes Beispiel hierfür liefert der pleistozäne Bohrkern Alas1 des Standortes Yakutsk, aber auch der untere Abschnitt von YED1. In diesen Fällen muss auf kleine Nuancen in der Entwicklung geachtet werden, welche im Abgleich mit der Eisenoxidverteilung meist vergleichbare Signale liefern. Bei Alas1 überwiegt im Schnitt der „raue“ Feldspatanteil über den gesamten Kernverlauf. Bei YED1 enthält der untere Abschnitt stärkere Schwankungen. Dort steigt bei einer Tiefe von 19,7 m beispielsweise das Quarzsignal an, während der Feldspatwert absinkt und mit hoher Wahrscheinlichkeit eine kältere Phase impliziert. Diese Theorie wird durch den Anstieg des Goethitgehaltes in dieser Tiefe untermauert.

Der Standort Batagay lässt mit Probe BAT-3 ebenfalls eine Wärmeschwankung vermuten. Als Referenz dafür dient die holozäne Probe BAT-1, die eine ähnliche Verteilung der Qz-/Fsp-Komponenten zeigt, während BAT-2 deutlich kälteren Bedingungen ausgesetzt sein musste.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass in warmzeitlich abgelagerten Horizonten eine erhöhte Feldspatrauigkeit vorliegt, während in Ablagerungen kälterer Ausgangsbedingungen oder Phasen stärkerer Schwankungen die Oberflächenrauigkeit der Quarze überwiegt. Erfolgt ein Wechsel temperaturbezogener Ablagerungsbedingungen, findet dieser meist nicht abrupt statt, d. h. die morphologischen Merkmale ändern sich nicht schlagartig von einem Horizont auf den folgenden. Dies lässt sich vorwiegend im Zusammenhang mit wärmeren Phasen und der Feldspatgruppe beobachten. Die Minerale stehen mit hoher Wahrscheinlichkeit noch länger unter dem Einfluss vorangegangener warmzeitlicher Ablagerungsbedingungen bzw. treten diese ein, wirken sie sich sehr früh auf die Feldspäte aus, da diese sehr sensibel auf chemische Verwitterungsprozesse reagieren.

6.3. Verwitterungsneubildungen in kalt- und warmzeitlichen Ablagerungen

Illit geht als Umbildung aus Glimmern oder als Neubildung aus Verwitterungslösungen hervor und ist in allen Proben der vier Standorte vertreten. Die XRPD-Analysen zeigen, dass die Illit-Signale in Proben kälterer Provenienz stärker ausfallen, als in denen, die wärmere klimatische Bedingungen anzeigen. So liegt bei der eemzeitlichen Probe LYA-6 ein schwächeres Signal vor, während dieses innerhalb der Highcenter-Polygone mit der Tiefe zunimmt und im Eiskomplex von Kurungnakh in den Bereichen höhere Werte erreicht, in denen ebenfalls die Rauigkeit der Quarze überwiegt. Am Standort Batagay wird der höchste Wert bei BAT-2 erreicht, der Probe, welche in eine kältere Episode eingeordnet wird. Auch bei zwei der holozänen Bohrkerne von Yakutsk nimmt das Illit-Signal mit der Tiefe zu. Bei den Bohrkernen YED1 erhöht sich das Signal bei zunehmender Rauigkeit der Quarzkomponenten bei 12,6 m und 19,7 m sowie bei Alas1 bei 17,3 m, wo die Rauigkeit der Quarze kurz den Feldspatwert übersteigt. Das vermehrte Auftreten von Illit in Ablagerungen kälterer Ausgangsbedingungen könnte einen Hinweis darauf geben, dass in diesen Horizonten eine verstärkte physikalische Verwitterung von Glimmern stattgefunden hat (Robert & Kennett, 1997).

Chlorit kommt in fast allen Ablagerungen vor. Neben sekundärem Chlorit, der über Illit und Vermiculit unter dem Eintrag von freigesetztem Al (aus Verwitterungsprozessen) aus Glimmern entsteht, kann Chlorit auch primär vorliegen (Amelung et al., 2018). Das XRPD-Signal ist in den tieferen Schichten der holozänen Highcenter-Polygone von Samoylov stärker, ebenso im holozänen Abschnitt des Eiskomplexes von Kurungnakh bei einer Kliffhöhe von 40,2 m. Am Standort Batagay wird das stärkste Chlorit-Signal in der Probe BAT-3 erreicht, die einen eher wärmeren Abschnitt beschreibt. Innerhalb des pleistozänen Bohrkernes YED1 liegen die stärksten Signale ebenfalls bei den interstadial abgelagerten Horizonten in einer Tiefe von 5,0 m und ab 20,3 m.

Auffällig ist, dass in den Proben der meisten Standorte **Kaolinit** vertreten ist. Das Signal ist zwar sehr schwach und übersteigt die Intensität von 161 bei den XRPD-Analysen nicht, dennoch stellt sich die Frage, woher Kaolinit an den jeweiligen Standorten stammt. In den Untersuchungsgebieten, die unter fluvialen Einflüssen stehen und/oder standen, wie z. B. im Lena-Delta und in Yakutsk, könnten Kaolinit-Anteile über den Strom der Lena herantransportiert worden sein, die dann in den untersuchten Horizonten abgelagert wurden. Möglicherweise gelangte Kaolinit auch über Umlagerungsprozesse in übergelagerte Horizonte. Eine Bildung direkt am Standort durch die Hydrolyse von Feldspäten kann ebenfalls nicht ausgeschlossen werden, wenn die dafür notwendigen Bedingungen zum Zeitpunkt der Pedogenese vorhanden waren. Ein saures Milieu mit pH-Werten zwischen 3 und 5, geringe Si(OH)_4 -Konzentrationen, ein niedriges Si/Al-Verhältnis in der Verwitterungslösung und eine langsame Al-Hydroxidfällung sowie geringe Anteile an potentiellen Zwischenschicht-Kationen begünstigen dann die Entstehung (Egli et al., 1997). Am Standort Lyakhovsky könnte dies der Fall sein. Die eemzeitliche Probe LYA-6 hat offenbar einen deutlichen Kaolinit-Anteil. Über die XRPD-Analyse konnte das Signal zwar nicht erfasst werden, aber mit Hilfe der Rasterelektronenmikroskopie konnte Kaolinit optisch nachgewiesen werden. In diesem Fall könnte zum Zeitpunkt der Pedogenese über dem Permafrost eine gehemmte Perkolations (Stauwassereinfluss) aufgrund einer höheren Niederschlagsrate während der Warmzeit die Entstehung von Kaolinit maßgeblich beeinflusst haben. Eine längere Kontaktzeit zwischen Matrix und Bodenlösung sowie eine geeignete Elektrolytkonzentration im Wasser begünstigen dabei ein chemisches Gleichgewicht für die Lösungsreaktion (Egli et al., 1997). In den jüngeren Ablagerungen aus Lyakhovsky (Proben LYA-2 bis LYA-4) ist ebenfalls ein schwaches Kaolinit-Signal erkennbar, was möglicherweise an einem noch andauernden Einfluss der Warmzeit

liegen könnte. Das Probenmaterial aus dem letzten glazialen Maximum (LYA-1) beinhaltet nur noch Illit und Chlorit. Auch über die Rasterelektronenmikroskopie konnte dort kein Kaolinit mehr nachgewiesen werden.

Smektit kann sich aus den Zerfallsprodukten von Feldspäten und Glimmern unter dem Eintrag von Mg und Ca in einem neutral bis schwach alkalischen Milieu mit einer hohen Konzentration an Si bilden (Amelung et al., 2018). Aufgrund der Tatsache, dass Smektit in den Proben der untersuchten Standorte sehr sporadisch und sowohl in kalt- als auch in warmzeitlichen Ablagerungen auftritt, liegt die Vermutung nahe, dass auch dieses Tonmineral überwiegend über das fluviale System aus anderen Entstehungsgebieten angeliefert und in die jeweiligen Horizonte eingelagert wurde. Eine Ausnahme könnte am Standort Batagay vorliegen, denn dort geht Smektit mit hoher Wahrscheinlichkeit aus der Verwitterung der im Gebiet vorhandenen magmatischen Intrusionen hervor. Das Mineral kommt nur in geringen Mengen vor und zeigt kein Signal in der XRPD-Analyse, konnte jedoch rasterelektronen-mikroskopisch nachgewiesen werden.

Der **Goethitgehalt** ist in den Ablagerungen kälterer Ausgangsbedingungen höher als in den warmzeitlich gebildeten Horizonten. Es handelt sich dabei um gut kristallisiertes Eisen, das stadiale Ablagerungsbedingungen charakterisiert. In diesen Phasen ist weniger Biomasse im Boden vertreten, die sich negativ auf den Kristallisationsfortschritt auswirken könnte (Zubrzycki, 2008). Dies wird am Standort Lyakhovsky besonders deutlich. Die Werte sinken in den eemzeitlichen Proben stark ab. Auch im Eiskomplex von Kurungnakh zeigt sich ein eindeutiges Bild mit niedrigen Goethitgehalten in den Postglazialfolgen, die mit dem Beginn der pleistozänen Ablagerungen stark ansteigen. Innerhalb des pleistozänen Bohrkerns YED1 aus Yakutsk zeigt der Abschnitt ab einer Tiefe von 18,4 m Schwankungsphasen an, bei denen der Goethitgehalt zunächst sinkt und eine wärmere Periode anzeigt, dann bei 19,7 m bei einem kälteren Abschnitt wieder stark ansteigt, um dann bei 20,3 m erneut abzusinken und eine wärmere Phase zu implizieren. Der pleistozäne Bohrkern Alas1 aus Yakutsk zeigt, mit Ausnahme der Probe aus dem Topbereich des Kerns bei einer Tiefe von 12,8 m, sehr geringe Goethit-Werte, die teilweise gegen Null laufen und somit eine interstadiale Phase dokumentieren.

6.4. Korrelierbarkeit der mineralogischen und pedogenen Daten

Bei der Betrachtung aller Datensätze lässt sich eine Korrelierbarkeit zwischen den Parametern der Oberflächenmorphologie von Quarz und Feldspat erkennen. Darüber hinaus korreliert die Oberflächenrauigkeit dieser beiden Minerale mit dem pedogenen Eisen (Fe_o , Fe_d), im Speziellen mit Goethit, sowie mit dem Kohlenstoffgehalt und dem pH-Wert. Das Hinzuziehen weiterer Komponenten aus dem ermittelten Mineralbestand gestaltet sich vor allem bei den Standorten ‚Lena-Delta‘ und ‚Yakutsk‘ schwierig, weil davon auszugehen ist, dass dort der externe Eintrag über das fluviale System einen großen Einfluss hat. Während das Quarz- und Feldspat-Signal am stärksten ausgeprägt ist, werden bei anderen Mineralen meist nur schwache Signalintensitäten erreicht. Manche sind über XRPD nicht nachweisbar, obwohl sie rasterelektronenmikroskopisch erkennbar vorliegen.

Die Analysen der einzelnen Standorte zeigen, dass in warmzeitlich abgelagerten Horizonten eine Rauigkeit der Feldspäte durch chemische Verwitterung überwiegt und der Goethitgehalt dort sehr niedrig ausfällt. Dieser ist in kaltzeitlichen Ablagerungen deutlich höher und die Quarze zeigen eine angeraute Oberfläche aufgrund von Frostverwitterung (Schwamborn et al., 2008). Dies wird vor allem am Standort Lyakhovsky mit einer signifikanten negativen Korrelation ($p < 0,05$) der Oberflächen-rauigkeit von Quarz und Feldspat sowie einer hochsignifikanten Korrelation ($p < 0,01$) der Rauigkeit von Quarz mit Goethit deutlich. Die oxalat- und dithionitlöslichen Eisenwerte deuten über kleine Schwankungen im Verhältnis zueinander Klimaänderungen im Verlauf des Pleistozäns an, welche meist durch die prozentualen Werte zur Oberflächenrauigkeit der Minerale Quarz und Feldspat untermauert werden. Die statistische Erfassung ist jedoch aufgrund der teilweise geringen Datenmengen nicht immer für jeden einzelnen Standort gegeben. An dieser Stelle empfiehlt es sich die Korrelation der Parameter Fe_o und Goethit zu berücksichtigen, die am Standort Lyakhovsky negativ hochsignifikant ($p < 0,01$) und innerhalb des pleistozänen Bohrkernes ‚Alas1‘ negativ signifikant ausfällt ($p < 0,05$).

Sowohl der Kohlenstoffgehalt, als auch der pH-Wert liefern im Detail nicht immer eindeutig charakteristische und falltypische Hinweise, können aber problemlos hinzugezogen werden, um entweder eine erste Voreinschätzung abzugeben oder nach dem Vorliegen der mikroskopischen Daten und der Resultate der Eisenoxide das entstandene Bild abzurunden.

Dies muss jedoch grundsätzlich immer unter der Berücksichtigung des jeweiligen Standortes und dessen Bedingungen erfolgen. Während der Kohlenstoff am Standort Kurungnakh mit Fe_o hochsignifikant korreliert vorliegt ($p < 0,01$) und den Gehalt des organischen Materials in den holozänen Ablagerungen widerspiegelt, ist er am Standort Yakutsk innerhalb der pleistozänen Bohrkerne YED1 und Alas1 mit Fe_d korreliert (YED1 $p < 0,01$; Alas1 $p < 0,05$). Dies könnte an der Bindung des organischen Materials an die Mineralphase liegen (Haider, 1998). Der pH-Wert befindet sich in warmzeitlichen Ablagerungen im sauren Milieu und steht häufig mit dem Anteil des organischen Materials im Boden in Verbindung (Kuntze, 1994). In kaltzeitlichen Ablagerungen befindet sich der pH im alkalischen Bereich. Dies zeigt sich an den Standorten Lyakhovsky und Kurungnakh sowie an zwei holozänen Borkernen des Standortes Yakutsk über Korrelationen der Parametern pH und C (Lyakhovsky $p < 0,01$; Kurungnakh Kliff $p < 0,01$; Yakutsk hol. $p < 0,05$).

Die Korrelationsanalysen aller holozänen Proben als Gruppe zeigen charakteristische Merkmale warmzeitlicher Bedingungen. Die Oberflächenrauigkeit von Quarz und Feldspat korreliert negativ signifikant ($p < 0,05$). Die Rauigkeit der Feldspäte zeigt hochsignifikante negative Korrelationen mit Fe_d und Goethit ($p < 0,01$). Diese Tatsache spiegelt die im Holozän stärker vertretene chemische Verwitterung wider. Innerhalb der Gruppe der pleistozänen Proben wird nun auch der Parameter Kohlenstoff relevant, der gebunden an die Mineralphase vorliegen kann (Haider, 1998). Hierfür spricht eine hochsignifikante Korrelation sowohl von Fe_d , als auch von Goethit mit C ($p < 0,01$). Darüber hinaus zeigen Fe_o und Goethit eine hochsignifikante negative Korrelation ($p < 0,01$).

Die Gesamtkorrelationen der holozänen und pleistozänen (weichselzeitlichen) Proben liefern hingegen ein eindeutigeres Bild. Dies zeigt sich vor allem an einer hochsignifikanten negativen Korrelation der Oberflächenrauigkeiten von Quarz und Feldspat ($p < 0,01$). Während die Rauigkeit der Quarze in kälteren Klimaphasen aufgrund von Frostverwitterung überwiegt, liegt in wärmeren Perioden eine erhöhte Feldspatrauigkeit, hervorgerufen durch chemische Verwitterungsprozesse, vor. Des Weiteren zeigt eine erhöhte Rauigkeit von Quarz eine signifikante Korrelation mit Fe_d ($p < 0,05$) sowie eine hochsignifikante mit Goethit ($p < 0,01$). Der Goethitgehalt ist in kälteren Episoden höher, da weniger organische Bodensubstanz vorhanden ist, die die Kristallisation verzögern oder verhindern kann (Schwertmann, 1966).

Im Gegenzug ist die Rauigkeit von Feldspat mit Fe_d signifikant negativ ($p < 0,05$) und mit Goethit hochsignifikant negativ korreliert ($p < 0,01$). Durch eine Zunahme der Temperatur werden chemische Verwitterungsvorgänge begünstigt. Obwohl der oxalatlösliche Eisengehalt (Fe_o) mit dem dithionitlösliche Eisen (Fe_d) hochsignifikant korreliert ist ($p < 0,01$), zeigt Fe_o eine signifikante negative ($p < 0,05$) und Fe_d eine hochsignifikante Korrelation ($p < 0,01$) mit Goethit. Unter wärmeren und feuchteren Klimabedingungen tritt vermehrt amorphes Eisen auf, da mehr organische Substanz im Boden vorhanden ist (Amelung et al., 2018), während sich der stabile Goethit reduziert. Liegt hingegen eine kältere, trockenere Phase vor, wird das gut kristallisierte Eisen nicht abgebaut und ist somit in einem höheren Maße vertreten. Auffällig ist auch die Korrelation zwischen der Oberflächenmorphologie der Minerale und dem Kohlenstoff (C). Die Oberflächenrauigkeit von Quarz liegt mit C hochsignifikant negativ korreliert vor ($p < 0,01$), während die der Feldspäte eine signifikante Korrelation mit dem Kohlenstoff zeigt ($p < 0,05$). Sobald kältere Klimabedingungen auftreten, was mit einer Veränderung der Oberflächenmorphologie von Quarzkörnern einhergeht, zeigt sich ebenfalls eine Abnahme des Kohlenstoffanteils, was mit hoher Wahrscheinlichkeit mit dem Rückgang der Vegetation einhergeht. Wärmere, feuchtere Bedingungen andererseits, begünstigen das Pflanzenwachstum (Tape et al., 2006) und fördern die chemische Verwitterung der Feldspäte. Darüber hinaus zeigen die angerauten Quarze eine hochsignifikante Korrelation mit dem pH-Wert ($p < 0,01$). Somit liegen die kaltzeitlich abgelagerten Horizonte ausnahmslos im alkalischen Milieu. Fe_o zeigt mit dem pH eine signifikante negative ($p < 0,05$), C eine hochsignifikante negative ($p < 0,01$) Korrelation. Wärmere Bedingungen begünstigen die Vegetation, wodurch im Boden häufig ein saures Milieu entsteht. Steigt der Gehalt an Fe_o und C an, sinkt somit der pH-Wert unter 7.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass eine sehr gute Korrelierbarkeit der mineralogischen und pedogenen Daten bei dem Vergleich der holozänen mit der pleistozänen Gruppe vorliegt. Die Analyse der einzelnen stratigraphischen Einheiten zeigt charakteristische Merkmale für die zu der jeweiligen Zeit vorherrschenden Klimabedingungen auf, jedoch fließen auch standortbezogenen Faktoren ein, die in unterschiedlicher Ausprägung und Stärke vorliegen können. Betrachtet man die Standorte einzeln, sind ebenfalls kennzeichnende Korrelationen erkennbar, jedoch entsteht teilweise aufgrund der geringeren Datenmengen ein undeutlicheres Bild. Hinzu kommt, dass bei einem kleineren Datensatz standortbedingte Faktoren einen höheren Einfluss auf die Ergebnisse haben können.

6.5. Eignung und Entwicklung mineralogischer und pedogener Proxies

Für eine grobe Einordnung könnte zunächst der pH-Wert als nichtmineralogischer Proxy genutzt werden, da er an den untersuchten Standorten über ein konstantes Verlaufsmuster Auskunft zu den klimatischen Bedingungen zum Zeitpunkt der Pedogenese geben kann. Er zeigt jedoch ganz offensichtlich nur eindeutige Warm- bzw. Kaltzeiten an. Bei Warmzeiten liegen die Werte im sauren Bereich, bei Kaltzeiten im alkalischen. Dies wird über eine hochsignifikante Korrelation zwischen der Oberflächenrauigkeit von Quarz und dem Boden-pH verdeutlicht ($p < 0,01$). Darüber hinaus liegen eine signifikante negative Korrelation ($p < 0,05$) zwischen Fe_o sowie eine hochsignifikante negative Korrelation zwischen C und dem pH vor ($p < 0,01$). Liegen innerhalb einer Kaltzeitphase Wärmeschwankungen vor, so werden diese im pH-Verlauf nicht erkennbar. D. h., trotz vorhandener (kürzerer) Wärmephasen bleibt der Trend im alkalischen Milieu. Grund dafür ist höchstwahrscheinlich der Einfluss der Vegetation. Während innerhalb von Warmzeiten genug Zeit vorhanden ist, um eine vielseitige Pflanzenbedeckung aufzubauen, liegt bei kurzzeitigen Wärmephasen vermutlich nur eine kleinräumige Begrünung vor, so dass deren Einfluss nicht merklich ins Gewicht fällt. So hebt sich am Standort Lyakhovsky die eemzeitliche Probe LYA-6 mit einem sauren pH von dem sonst vorherrschenden (stadialen) alkalischen Milieu ab. Das Probenmaterial LYA-5 stammt zwar ebenfalls aus dem Eem, steht jedoch vermutlich bereits unter dem Einfluss der frühen Weichselzeit, was einen Rückgang der Vegetation beinhaltet. Sowohl das Material der holozänen Highcenter-Polygone von Samoylov, als auch der holozäne Abschnitt des Eiskomplexes von Kurungnakh zeigen ein saures Milieu an. Letzteres geht mit dem Beginn der pleistozänen Ablagerungen (Wetterich et al., 2008) im weiteren Profilverlauf in den alkalischen Bereich über. Bei den Proben von Batagay ist die holozäne sauer, die beiden pleistozänen alkalisch und die pleistozänen, kaltzeitlichen Kerne YED1 und Alas1 zeigen durchweg alkalische Bedingungen an, obwohl mehrere Wärmeschwankungen darin enthalten sind (YED1) bzw. eine eindeutig über ^{14}C -Datierungen (Windirsch, 2018) nachgewiesene durch den Kern beschrieben wird (Alas1). Die einzige Ausnahme bildet der holozäne Bohrkern Nr. 3 des Standortes Yakutsk, dessen Werte sich bereits vom Top bis in die Tiefe von 0,9 m in einem mäßig alkalischen Bereich befinden. Ein möglicher Grund dafür könnte das Vorherrschen einer, über einen längeren Zeitraum hinweg, vegetationsfreien Fläche sein. Darüber hinaus weisen ausgeprägtere Calcit-Signale im Zuge der XRPD-Analyse auf einen höheren

Calciumcarbonatgehalt hin, welcher den pH-Wert maßgeblich beeinflussen kann (Alaily, 2018). Zusätzlich liegt innerhalb des Kernes eine Wechselfolge bestehend aus stark lehmigem und schwach tonigem Sand vor, welche die Zirkulation von Wasser gegebenenfalls einschränkt (Hartge & Horn, 2014).

Als geeignete **mineralogische Proxies** haben sich in dieser Untersuchung vor allem der **Quarz**, und die **Feldspatgruppe** erwiesen. Liegen wärmere Bedingungen vor, so zeigen die Feldspäte verstärkt eine raue Oberflächenstruktur, Lösungsspuren oder neigen zum Bruch, während die Oberflächen der Quarze überwiegend glatt ausgebildet sind. Wechselt die Situation zu extrem kalten Bedingungen, so kehrt sich das Bild um, da die Quarze kryogen sehr instabil sind (Konishev, 1998). Die Oberflächenrauigkeit überwiegt dann innerhalb der Quarze, während die Feldspäte mit intakt ausgebildeten Komponenten und glatten Oberflächen vorliegen. Diese Beobachtung wird durch eine hochsignifikante negative Korrelation der beiden Parameter bezüglich ihrer Oberflächenrauigkeit untermauert ($p < 0,01$).

Darüber hinaus kommt **Calcit** verstärkt in warmzeitlichen Horizonten vor und stellt eine charakteristische Mineralform dar, die häufig durch den Ablauf ‚Lösung -Transport - Ausfällung‘ charakterisiert ist (Alekseev et al., 2003).

Als **pedogene Proxies** sind zunächst das **oxalat-** und **dithionitlösliche Eisen** zu nennen. Bei den oxalat- und dithionitlöslichen Eisengehalten überwiegt in kalten Klimaten generell meist der Fe_d -Gehalt, da unter kühleren Bedingungen tendenziell mehr gut kristallisiertes Eisen gebildet wird (Zubrzycki et al., 2008). Der Verlauf der Verteilungskurven zueinander lässt jedoch ein Muster erkennen. Wenn sich die Fe_o - Werte den Fe_d -Gehalten annähern scheint dies eher für wärmere Bedingungen bzw. für stabile Phasen ohne starke Schwankungen zu sprechen, weil dann im Schnitt mehr amorphes Eisen im Boden vertreten ist. Fällt der Fe_d -Gehalt jedoch deutlich höher aus, so liegen eher kalte Ausgangsbedingungen vor. Darüber hinaus eignet sich der aus den Fe_o - und Fe_d -Werten berechnete **Goethitgehalt** besonders gut als **pedogener Proxy**, weil dieser Schwankungsphasen deutlich kennzeichnet. Dies zeigt sich an einer hochsignifikanten Korrelation von Goethit mit der Oberflächenrauigkeit von Quarz sowie an einer hochsignifikanten negativen Korrelation im Zusammenhang mit der Oberflächenmorphologie von Feldspäten ($p < 0,01$). In kaltzeitlichen Ablagerungen werden generell höhere Werte erreicht, die mit Eintreten einer Wärmeschwankung oder Warmzeit

stark absinken. Bei Letzteren steigt der Fe_o-Gehalt, der mit Goethit signifikant negativ korreliert ist ($p < 0,05$).

Bei den **sekundär gebildeten Mineralen Illit, Chlorit, Smektit und Kaolinit** ist hingegen Vorsicht geboten, da diese an Standorten mit fluvialen Prozessen zugeführt und abgelagert werden können. Sie verweilen in diesem Fall somit nicht an ihrem Entstehungsort. Des Weiteren besteht die Möglichkeit, dass am Ort durch Umlagerungsprozesse sekundäre Minerale in Lagen geraten, denen sie ursprünglich nicht entstammen. Die Kryoturbation spielt in Permafrost-beeinflussten Böden dabei eine entscheidende Rolle, weil es bei diesem Prozess zu einer vertikalen Verlagerung von Bodenmaterial und somit zu starken Durchmischungsvorgängen kommen kann (Schroeder, 1992). An dieser Stelle ist es besonders wichtig, den Untersuchungsort genau zu beleuchten, um die genannten Einflussfaktoren zu erkennen. Können Störfaktoren ausgeschlossen werden, liefern sekundäre Minerale durchaus Auskünfte zu Verwitterungsprozessen. Hohe Illit-Gehalte können aus der physikalischen Verwitterung von Glimmern resultieren (Robert & Kennett, 1997). Kaolinit kann, wenn auch meist nur in geringen Mengen, in Böden der subpolaren Zone auftreten (vgl. Egli et al., 1997).

Der **Kohlenstoffgehalt** ist als Proxy zu unsicher. Nicht selten zeigt er zwar höhere Werte innerhalb warmzeitlich abgelagerter Horizonte an, wie z. B. bei der eemzeitlichen Probe LYA-6 des Standortes Lyakhovsky, er ist jedoch auch häufig an die Mineralphase gebunden (Kaiser & Guggenberger, 2003) (z. B. bei YED1) und liefert dadurch kein schlüssiges Verteilungsmuster. Dennoch kann bei der Analyse der Gesamtergebnisse eine hochsignifikante negative Korrelation zwischen dem Kohlenstoff und der Oberflächenrauigkeit von Quarzen ($p < 0,01$) sowie eine signifikante Korrelation mit der Oberflächenmorphologie der Feldspäte ($p < 0,05$) verzeichnet werden. Dies zeigt, dass unter wärmeren und feuchteren Bedingungen, die eine starke chemische Verwitterung der Feldspäte begünstigen, auch ein höherer Anteil an organischer Substanz durch Biomasse vorhanden ist.

Obwohl die Gesamtkorrelationen eindeutige Ergebnisse liefern, beinhaltet die Interpretation der Bildungsbedingungen zum Zeitpunkt der Pedogenese eine hohe Komplexität, vor allem dann, wenn unterschiedliche Standorte mit teils auch geringem Probenumfang untersucht werden sollen. Die charakteristischen Erscheinungen innerhalb der Mineralphasen resultieren

häufig aus einem Zusammenspiel verschiedenartiger Einflussgrößen, die für jeden Standort individuell betrachtet werden müssen. So spielen nicht nur die klimatischen Bedingungen zum Zeitpunkt der Pedogenese eine Rolle, sondern auch externe Faktoren, wie geomorphologische und geogene Aspekte, mögliche Wechselwirkungen zwischen dem Kohlenstoff im Boden mit der Mineralphase, Fremdeinträge, Transportmechanismen sowie die Ursprungszusammensetzung des Substrats oder spezielle Bodenbildungsprozesse, die das Bild der ursprünglichen Ausgangssituation verändern können (Abbildung 55).

Geogene Faktoren können einen starken Einfluss haben. Für den Fall, dass z. B. magmatische Intrusionen am Standort vorhanden sind, ruft die Verwitterung der Fe^{2+} -haltigen Silikate eine ausgeprägte Kristallisation von Goethit hervor (Amelung et al., 2018).

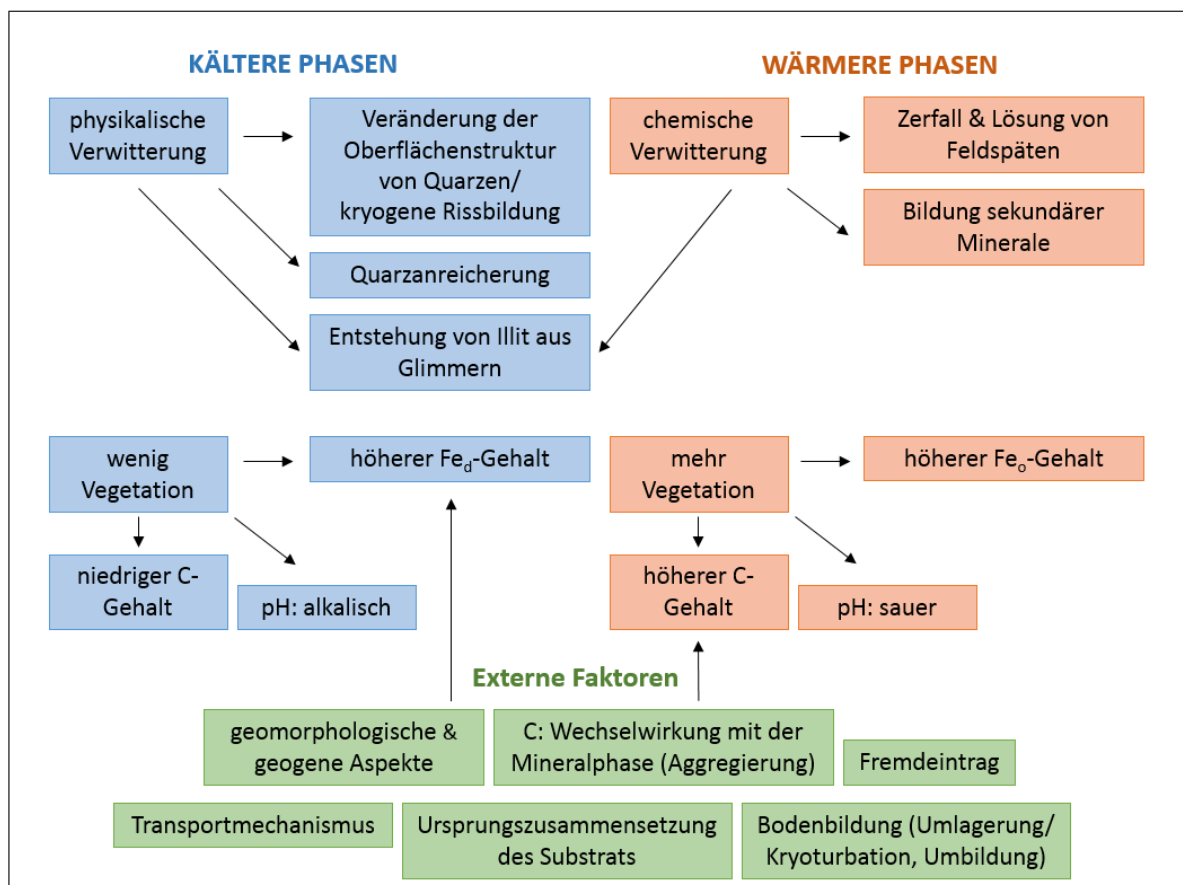


Abbildung 55: Wirkung externer Einflussfaktoren auf verschiedenartige Klimasituationen.

Durch fluviatilen Transport werden die Mineraloberflächen mechanisch beansprucht, was die Analyse von weiteren Einflüssen auf die Komponenten in Form physikalischer oder chemischer Verwitterung erschwert. Die pleistozänen Flusssand-Ablagerungen von

Kurungnakh stellen ein gutes Beispiel für den zu erwartenden Rundungsgrad dar. Befinden sich Standorte mit ihren Ablagerungen in Flussnähe muss dieser Einfluss bei der Betrachtung des Gesamtbildes mitberücksichtigt werden. In einigen Profilen tritt vermehrt Kaolinit auf. Dort muss abgeklärt werden, ob dieser durch fluviatile Prozesse eingetragen wurde oder möglicherweise durch Umlagerungsprozesse in andere Horizonte geraten ist. Aufgrund dieser Tatsachen erfordern richtungsweisende Aussagen zu klimabedingten Charakteristika ein „akkurates Miteinbeziehen aller vorherrschenden Einflussfaktoren“ sowie einen großen Datensatz aus Analysen.

7. Schlussfolgerung und Ausblick

Die vorliegende Arbeit weist auf Parameter hin, die auf der vorhandenen Datengrundlage „stabile Indikatoren“ zur Beschreibung klimatischer Ausgangsbedingungen in Permafrostböden darstellen und als mineralogische und pedogene Proxies definiert werden können. Hierbei kann primär die Verteilung der Eisenoxide, im Speziellen von **Goethit** und die **Oberflächenmorphologie** von **Quarzen** und **Feldspäten** genannt werden. Die Feldspatgruppe wurde in dieser Studie als neuer Proxy für warmzeitliche Ablagerungen eingeführt, da Feldspäte kryogen stabiler als Quarze sind, auf chemische Verwitterungsprozesse jedoch sensibel reagieren.

Die Resultate der untersuchten Standorte zeigen, dass in kaltzeitlichen Ablagerungen bzw. in Horizonten stärkerer Schwankungsphasen ein höherer Goethitgehalt vorliegt und die Fe_o -Gehalte deutlich unter den Fe_d -Werten liegen. Letztere resultieren aus dem höheren Gehalt an gutkristallisiertem Eisen, das in kälteren Phasen durch eine reduzierte Verwitterungsintensität nicht abgebaut wird. Die Oberflächen der Quarze zeigen verstärkt raue Strukturen, während Feldspäte größtenteils intakt und durch glatte Oberflächen charakterisiert sind. In warmzeitlichen Horizonten kehrt sich das Bild um. Der Goethitgehalt nimmt stark ab und die Fe_o -Gehalte erhöhen sich, nähern sich den Fe_d -Gehalten deutlich an oder übersteigen diese. Parallel dazu zeigt sich eine erhöhte Oberflächenrauigkeit innerhalb der Feldspatgruppe, während Quarze mit einer glatten Oberflächenmorphologie überwiegen. In diesem Zusammenhang zeigt sich über den gesamten Probensatz eine signifikante Korrelation zwischen der Oberflächenrauigkeit von Quarz und Fe_d sowie eine hochsignifikante mit Goethit. Kombiniert mit der Oberflächenrauigkeit von Feldspäten fallen diese Korrelationen hingegen negativ aus. Diese Sensibilität wirkt sich ebenfalls auf ihre Oberflächenmorphologie aus. Somit ergibt sich eine hochsignifikante negative Korrelation zwischen der Oberflächenrauigkeit von Quarz und Feldspat.

Darüber hinaus kann ‚Calcit‘ als starker Hinweisgeber angesehen werden, da dieser unter wärmeren Bedingungen häufig vom Porenwasser gelöst, transportiert und erneut ausgefällt wird (Alekseev et al., 2003). In dieser Studie konnten die von Vogt & Corte (1996) beschriebenen speziellen fibrösen Erscheinungsformen des Calcits, die durch Gefrierprozesse

in der Auftauschicht entstehen, nicht nachgewiesen werden, jedoch zeigen sich in den untersuchten Proben vor allem in den warmzeitlichen Ablagerungen höhere Calcit-Signale. Aus diesen Gründen wird Calcit im vorliegenden Fall als Anzeiger für warmzeitliche Horizonte definiert.

Sowohl die pH-Werte, die Leitfähigkeiten als auch die Kohlenstoffgehalte ermöglichen eine grobe Einordnung in eine warm- bzw. kaltzeitliche Tendenz, dienen aber nicht als eindeutige Anzeiger, nicht zuletzt auch deshalb, weil der Kohlenstoff gebunden an die Mineralphase vorliegen kann. Es ergibt sich jedoch eine hochsignifikante negative Korrelation zwischen der Oberflächenrauigkeit von Quarz sowie eine signifikante Korrelation zwischen der Rauigkeit der Feldspäte und dem Kohlenstoff. Darüber hinaus ist C hochsignifikant negativ mit dem pH korreliert. Über die Resultate der Korngrößenanalyse lassen sich Rückschlüsse auf die Ablagerungsbedingungen ziehen, sie liefern aber keine eindeutigen Hinweise auf den klimatischen Aspekt, ebenso wenig wie die enthaltenen Tonminerale, welche zum Teil auch als Fremdeintrag angesehen werden müssen.

Obwohl die Gesamtkorrelationen klare Aussagen liefern, ist es dennoch von besonderer Wichtigkeit, dass bei der Analyse zunächst jeder Standort individuell betrachtet wird, weil die untersuchten Areale unter verschiedenartigen Einflüssen stehen. Dabei sind meist mehrere Faktoren zu beachten, die das Bild der ursprünglichen Ausgangssituation gegebenenfalls verändern können. So spielen nicht nur die klimatischen Bedingungen zum Zeitpunkt der Pedogenese eine Rolle, sondern auch externe Faktoren, wie geomorphologische und geogene Aspekte, mögliche Wechselwirkungen zwischen dem Kohlenstoff im Boden mit der Mineralphase, Fremdeinträge, Transportmechanismen sowie die Ursprungszusammensetzung des Substrats oder spezielle Bodenbildungsprozesse (Abbildung 55).

Zukunftsprognosen gehen aufgrund der zunehmenden Erderwärmung von einem Rückgang der Permafrostgebiete weltweit um 25-44 % bei einer Anhebung der Globaltemperatur um 2 K aus (Anisimova & Nelson, 1996). Diese Tatsache hat starke Auswirkungen auf die Bodenentwicklung. Neben dem Rückgang des Eises im Untergrund, der die Stabilität von Gebäuden bereits stark beeinträchtigt, ist davon auszugehen, dass höher temperierte Klimaszenarien die chemische Verwitterung im Boden begünstigen, möglicherweise langfristig

auch verstärken. In diesem Fall könnte vor allem die Feldspatgruppe betroffen sein, weil diese äußerst anfällig für chemische Lösungsprozesse ist. Darüber hinaus begünstigt eine Erwärmung die biologische Aktivität (Jones et al., 2010), welche sich wiederum auf die Bildungsprozesse pedogener Oxide auswirkt. Die Ergebnisse dieser Arbeit können somit genutzt werden, um die klimabedingten Reaktionen der entwickelten mineralogischen und pedogenen Proxies sowie deren Zusammenwirken besser einzuschätzen. Darüber hinaus können die Resultate als Grundlage weiterer Forschung auf diesem Gebiet dienen.

Für weiterführende Untersuchungen könnten künftig Standorte gewählt werden, die nicht unter fluviatilen Einflüssen stehen. Somit könnten die externen Faktoren bezüglich des Fremdeintrages und des Transportmechanismus reduziert werden. Die Datengrundlage der Mineralogie hätte somit einen geringeren Störfaktor und würde genauere Aussagen zur Entwicklung des jeweiligen Standortes liefern. Zusätzlich würde der Einfluss der fluviatilen Transportprozesse und die damit einhergehenden Veränderungen der Mineraloberflächen weitestgehend wegfallen und somit die Analyse der kalt- bzw. warmzeitlich bedingten Oberflächenmorphologie von Quarz und Feldspat erleichtern.

Des Weiteren könnte eine Prüfung der untersuchten Parameter gezielt innerhalb stratigraphisch nachgewiesener Interstadiale erfolgen, welche im Abgleich mit holozänen Referenzproben detailliertere Informationen zum Zeitpunkt der Pedogenese liefert und eine Interpretation typischer Kennzeichen dieser Phasen ermöglicht.

Die Feldspatgruppe als Proxy für warmzeitliche Phasen hat sich in dieser Studie hochsignifikant bewährt. Im Verlauf der Analysen konnte beobachtet werden, dass in den untersuchten Proben verschiedene Feldspattypen (Alkalifeldspäte, Plagioklase) enthalten sind, die unterschiedliche Verwitterungsstabilitäten aufweisen. Dies bezieht sich hauptsächlich auf die chemische Verwitterung und könnte mit Hilfe der Rastelektronenmikroskopie und EDX-Analysen detaillierter untersucht werden. In diesem Zusammenhang könnte ebenfalls geprüft werden, ob – bezugnehmend auf die von Konishchev, 1998 aufgestellte Rangfolge der kryogenen Stabilität mineralischer Komponenten - eine geordnete Abfolge innerhalb der Feldspatgruppe vorliegt.

Literatur

- Ad-hoc Arbeitsgruppe Boden, 2005: Bodenkundliche Kartieranleitung (KA5). 5. Auflage, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Ad-hoc Arbeitsgruppe Boden, 2000: Labormethoden-Dokumentation. Geologisches Jahrbuch Reihe G, Heft 8, Hannover.
- Alaily, F., 2018: Carbonate, Gips und lösliche Salze. In: Blume, H.-P., Felix-Henningsen, P., Frede, H.-G., Guggenberger, G., Horn, R. & Stahr, K. (Hrsg.): Handbuch der Bodenkunde. Inkl. 44. Ergänzungslieferung. WILEY-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Weinheim.
- Alekseev, A., Alekseeva, T., Ostroumov, V., Siegert, C. & Gradusov, B., 2003: Mineral Transformations in Permafrost-Affected Soils, North Kolyma Lowland, Russia. *Soil Sci. Soc. Am.*, 67: 596–605.
- Aleschkow, A. P., 1935: Gora Sablja i ego ledniki (Der Berg Sablja und seine Gletscher). Sammelwerk „Ural“, Moskau.
- Amelung, W., Blume, H.-P., Fleige, H., Horn, R., Kandeler, E., Kögel-Knabner, I., Kretzschmar, R., Stahr, K. & Wilke, B.-M., mit Beiträgen von Gaiser, Th., Gauer, J., Stoppe, N., Thiele-Bruhn, S. & Welp, G. In: Scheffer, F. & Schachtschabel, P., 2018: Lehrbuch der Bodenkunde. 17. Auflage – überarbeitet und ergänzt, Springer Verlag GmbH Deutschland.
- Andreev, A. A., Grosse, G., Schirrmeister, L., Kuzmina, S. A., Novenko, E.Yu., Bobrov, A. A., Tarasov, P. E., Kuznetsova, T. V., Krbetschek, M., Meyer, H., Kunitsky, V. V., 2004: Late Saalian and Eemian palaeoenvironmental history of the Bol'shoy Lyakhovsky Island (Laptev Sea region, Arctic Siberia). *Boreas* 33, 319-348.
- Andreev, A. A., Grosse, G., Schirrmeister, L., Kuznetsova, T. V., Kuzmina, S. A., Bobrov, A. A., Tarasov, P. E., Novenko, E. Yu., Meyer, H., Derevyagin, A. Yu., Kienast, F., Bryantseva, A., Kunitsky, V. V., 2009: Weichselian and Holocene palaeoenvironmental history of the Bol'shoy Lyakhovsky Island, New Siberian Archipelago, Arctic Siberia. *Boreas* 38, 72-110.
- Anisimova, O. A. & Nelson, F. E., 1996: Permafrost distribution in the Northern Hemisphere under scenarios of climatic change. In: *Global and Planetary Change*. Band 14, Nr. 1–2, August 1996, S. 59–72.
- Arduino, E., Barberis, E. & Foro, M. G., 1989: Iron Oxides and Particle Aggregation in B Horizon of Some Italian Soils. In: *Geoderma*, Vol, 45, S. 319.
- Ashastina, K., Schirrmeister, L, Fuchs, M. & Kienast, F., 2017: Palaeoclimate characteristics in interior Siberia of MIS 6-2: first insights from the Batagay permafrost mega-thaw slump in the Yana Highlands, *Climate of the Past*, 13, 795-818.
- Ashastina, K., 2016: Persönliche Mitteilung, Frankfurt.

- Baril, R. & Bitton, G., 1967: Anomalous values of free iron in some Quebec soils containing magnetite. *Canadian Journal of Soil Science*, 47, 261.
- Bartsch, A., Seifert, F.M., 2012: The ESA DUE Permafrost project - A service for high latitude research, *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*. IEEE International.
- Bascomb, C. L., 1968: Distribution of pyrophosphate-extractable iron and organic carbon in soils of various groups. *Journal of Soil Science*, 19, 251-268.
- Batjes, N. H., 1996: Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *European Journal of Soil Science*, 47, 151-163.
- Bäumler, R., 2001: Vergleichende bodenkundliche Untersuchungen in Hochasien und Kamtschatka: Böden als Zeugen der quartären Landschafts- und Klimageschichte (Relief, Boden, Paläoklima). Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Berner, R. A. & Holdren, G. R. Jr., 1977: Mechanism of feldspar weathering: Some observational evidence. *Geology* 5 (6): 369-372.
- Blume, H.-P. & Schwertmann, U., 1969: Genetic evaluation of the profile distribution of aluminium, iron and manganese oxides. *Soil Science Society of America Proceedings*, 33, 438-444.
- Bockheim, J. G., 2007: Importance of cryoturbation in redistributing organic carbon in permafrost-affected soils. *Soil Science Society of America Journal*, 71, 1335.
- Boike, J., Grüber, M., Langer, M., Piel, K. and Scheritz, M., 2012: Orthomosaic Samoylov Island, Lena Delta, Siberia, Bremerhaven, PANGAEA.
- Boike, J., Wille, C. & Abnizova, A., 2008: Climatology and summer energy and water balance of polygonal tundra in the Lena River Delta, Siberia. *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, 113, G03025.
- Bolt, G. H. & Bruggenwert, M. G. M. (Hrsg.), 1976: *Soil Chemistry. Basic Elements*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- Borggaard, O. K., 1976: Selective extraction of amorphous iron oxides by EDTA from a mixture of amorphous iron oxide, goethite and hematite. *Journal of Soil Science*, 27, 478-486.
- Borggaard, O. K., 1982: Selective extraction of amorphous iron oxides by EDTA from selected silicates and mixtures of amorphous and crystalline iron oxides. *Clay Minerals*, 17, 365-368.
- CAVM-Team, 2003: *Circumpolar Arctic Vegetation Map, Scale 1:7.500.000. Conservation of Arctic Flora and Fauna (CAFF) Map No. 1*. US Fish and Wildlife Service, Anchorage, Alaska.
- Chao, T. T., 1972: Selective dissolution of manganese oxides from soils and sediments with acidified hydroxylamine hydrochloride. *Soil Science Society of America Journal*, 36, 764-768.

- Colombo, C. & Torrent, J., 1991: Relationship between Aggregation and Iron Oxides in Terra Rossa Soil from Southern Italy. In: CATENA, Vol. 18, S. 51.
- Cornell, R. M. & Schwertmann, U., 2003: The Iron Oxides. Wiley-VCH, Weinheim.
- Deb, B. C., 1950: The estimation of free iron oxides in soils and clays and their removal. Journal of Soils Science, 1, 212-226.
- Deutscher Wetterdienst: Klimadiagramme Kotelnj, Insel/Laptew-See & Jakutsk, Rep. Sacha (Jakutien), Russische Föderation. Daten von: Weltorganisation für Meteorologie (WMO), 1961-1990:
https://www.dwd.de/DE/leistungen/klimadatenwelt/asien/ps/russ_foederation/russ_foederation_node.html
- DIN EN 15936: 2012-11: Schlamm, behandelter Bioabfall, Boden und Abfall – Bestimmung des gesamten organischen Kohlenstoffs (TOC) mittels trockener Verbrennung.
- DIN ISO 10390: 1997-05: Bodenbeschaffenheit – Bestimmung des pH-Wertes.
- DIN ISO 11265: 1997-06: Bodenbeschaffenheit – Bestimmung der spezifischen elektrischen Leitfähigkeit.
- DIN ISO 11277: 2002-08: Bodenbeschaffenheit – Bestimmung der Partikelgrößenverteilung in Mineralböden – Verfahren mittels Siebung und Sedimentation.
- Dixon, J. B. & Weed, S. B., 1989: Minerals in Soil Environments. Soil Science Society of America Book Series.
- Domsch, H. & Giebel, A., 2001: Elektrische Bodenleitfähigkeit und Bodentextur. LANDTECHNIK 5/2001.
- Eckhardt, T., 2017: Partitioning carbon fluxes in a permafrost landscape. Dissertation. Hamburger Bodenkundliche Arbeiten. Band 87.
- Edelstein, J. S., 1931: K woprossu ob obledenanii sewera Sapadnosibirskoj rawniny (Zur Frage der Vereisung des Nordens der Westsib. Ebene). Priroda, 6.
- Egli, M., Fitze, P., Gehring, S. & Achermann, M., 1997: Hypothesen über die Bildung von Kaolinit in Böden der Schweiz. Geographica Helvetica 1997 – Nr.2.
- Fischer, L., zur Mühlen, E., Brümmer, G. W. & Niehus, H., 1996: Atomic force microscopy (AFM) investigations of the surface topography of a multidomain porous goethite. European Journal of Soil Science, 47, 329-334.
- Fitzpatrick, R. W., Le Roux, J. & Schwertmann, U., 1978: Amorphous and crystalline titanium and iron-titanium oxides in synthetic preparations, at near ambient conditions, and in soil clays. Clays and Clay Minerals, 26, 189-201.
- French, H. M., 2017: The Periglacial Environment. 4. Auflage, Wiley-Blackwell.
- Garratt-Reed, A. J. & Bell, D. C., 2003: Energy Dispersive X-ray Analysis in the Electron Microscope. Garland Science. 160 S.

- Gauglitz, G. & Vo-Dinh, T. (Hrsg.), 2003: *Handbook of Spectroscopy*. 1. Auflage. Wiley-VCH, ISBN 3-527-29782-0, S. 386–387.
- Gerassimow, I. P. & Markow, K. K., 1939: Lednikowy period na territorii SSSR, (Die Eiszeitperiode im Gebiete der UdSSR), Moskau-Leningrad.
- Grigorjew, A. A., 1934: Geomorfologija Kol'skogo p.-owa po nowejschim issledowanijam (Geomorphologie der Kola-H. L. nach neuen Forschungen), Vorträge der Sowj. Deleg. auf d. Intern. Geogr. Kongreß in Warschau, 1934.
- Grosse, G., Harden, J., Turetsky, M. et al., 2011: Vulnerability of high-latitude soil organic carbon in North America to disturbance. *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, 116, G00K06.
- Grygar, T., Dědeček, J., Kruiver, P. P., Dekkers, M. J., Bezdička, P. & Schneeweiss, O., 2003: Iron oxide mineralogy in late Miocene red beds from La Gloria, Spain: rock-magnetic, voltammetric and Vis spectroscopy analyses. In: CATENA, Vol. 53, S. 115.
- Guggenberger, G. & Haider, K. M., 2002: Effect of mineral colloids on biogeochemical cycling of C, N, P, and S in soil. In: Huang, P. M., Bollag, J.-M. & Senesi, N. (eds.): *Interactions between soil particles and microorganisms*. John Wiley & Sons, Chichester, 267-322.
- Haider, K., 1998: Von der toten organischen Substanz zum Humus. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*. Vol. 162, 363-371.
- Hartge, K. H. & Horn, R., 2014: *Einführung in die Bodenphysik*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Hintermaier-Erhard, G. & Zech, W., 1997: *Wörterbuch der Bodenkunde*. Enke Verlag, Stuttgart.
- Huang, P. M. & Wang, M. K., 1997: Formation chemistry and selected surface properties of iron oxides. In: Auerswald, K., Stanjek, H. & Bigham, J. M., 1997: *Soils and Environment*. S. 241.
- Hubberten, H.-W., Wagner, D., Pfeiffer, E. M, Boike, J. & Gukov, A. Y., 2006: The Russian-German research station Samoylov, Lena Delta – A keysite for polar research in the Siberian Arctic. In: *Polarforschung*. Band 73, Nr. 2/3, 2006, S. 111–116.
- Hubberten, H.-W., Andreev, A., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Henriksen, M., Hjort, Ch., Houmark-Nielsen, M., Jakobsson, M., Kuzmina, S., Larsen, E., Pekka Lunkka, J., Lyså, A., Mangerud, J., Möller, P., Saarnisto, M., Schirrmeister, L., Sher, A. V., Siegert, Ch., Siegert, M. J. & Svendsen, J. I., 2004: The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the Last Glaciation. In: *Quaternary Science Reviews*. Vol. 23, S. 1333.
- Hugelius, G., Strauss, J., Zubrzycki, S. et al., 2014: Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps. *Biogeosciences*, 11, 6573-6593.
- Johnson, L. C., Shaver, G. R., Cades, D. H. et al., 2000: Plant carbon-nutrient interactions control CO₂ exchange in Alaskan wet sedge tundra ecosystems. *Ecology*, 81, 453-469.

- Jones, A., Stolbovoy, V., Tarnocai, C., Broll, G., Spaargaren, O. & Montanarella, L. (Hrsg.), 2010: Soil Atlas of the Northern Circumpolar Region. European Commission, Publications Office of the European Union, Luxembourg. 144 S.
- IUSS/ISRIC/FAO, 2006: World reference base for soil resources (WRB). World Soil Resources Reports 103, FAO, Rom.
- Kaiser, K. & Guggenberger, G., 2003: Mineral surfaces and soil organic matter. *European Journal of Soil Science*, 54, 219-236.
- Kaiser, K., Eusterhues, K., Rumpel, C., Guggenberger, G. & Kögel-Knabner, I., 2002: Stabilization of organic matter by soil minerals – investigation of density and particle-size fractions of two acid forest soils. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 165, 451-459.
- Kaplina, T. N., Sher, A. V., Giterman, R. E., Zazhigin, V. S., Kiselev, S. V., Lozhkin, A. V. & Nikitin, V. P., 1980: Key section of Pleistocene deposits on the Allaikha River (lower reaches of the Indigirka), *Bulletin of Commission on Quaternary Period research, USSR Academy of Sciences*, 50: 73–95 (in Russisch).
- Kauffman, K. & Hazel, F., 1975: Infrared and Mössbauer spectroscopy, electron microscopy and chemical reactivity of ferric chloride hydrolysis products. *Journal of Inorganic and Nuclear Chemistry*, 37, 1139-1148.
- Kehl, H., 2014: Erläuterungen zur Vorlesung TWK an der TU-Berlin, Institut für Ökologie. Klimaschwankungen im Jungpleistozän und Holozän: <http://lv-twk.oekosys.tu-berlin.de//project/lv-twk/002-klimavariationen.htm>.
- Kimble, J. M. (Hrsg.), 2004: Cryosols permafrost-affected soils. Springer, Berlin.
- Knoblauch, C., Beer, C., Sosnin, A., Wagner, D. & Pfeiffer, E.-M., 2013: Predicting long-term carbon mineralization and trace gas production from thawing permafrost of Northeast Siberia. *Glob. Chang. Biol.*, 19, 1160-1172.
- Konishchev, V. N., 1998: Relationship between the lithology of active layer materials and mean annual ground temperature in the former USSR. *Proceedings 7th International Conference Permafrost*, June 23-27, Yellowknife, Canada, 1988: 591-594.
- Konishchev, V. N., 1997: A cryolithic method for estimating palaeotemperature conditions during formation of the Ice Complex and subaerial periglacial sediments. *Earth's Cryosphere (Kryosfera Zemli)*, 1 (2), 23-28.
- Konishchev, V. N. & Rogov, V. V., 1993: Investigation of Cryogenic Weathering in Europe and Northern Asia. In: *Permafrost and Periglacial Processes*, Vol. 4: 49-64.
- Konishchev, V. N., Kolesnikov, S. F., 1981: Peculiarities of structure and composition of late Cenozoic deposits in the section of Oyogossky Yar. *Problems Cryolithol.* IX, 107-117 (in Russian).
- Konishchev, V. N., 1973: Frost weathering. In: *Proceedings of the 2nd International Conference on Permafrost*, 13-28 July 1973, Yakutsk, USSR. Office National Academy of Sciences. Washington, DC. 176-181.

- Kuhry, P., Dorrepaal, E., Hugelius G., Schuur, E. A. G. & Tarnocai, C., 2010: Potential Remobilization of Belowground Permafrost Carbon under Future Global Warming. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21, 208-214.
- Kunitsky, V. V., Syromyatnikov, I. I., Schirrmeister, L., Skachkov, Yu. B., Grosse, G., Wetterich, S. & Grigoriev, M. N., 2013: Ice-rich and thermal denudation in the Batagay area (Yana upland, East Siberia), *Kriosphera Zemli*, XVII, 1: 56–68 (in Russisch).
- Kuntze, H., Roeschmann, G. & Schwerdtfeger, G., 1994: *Bodenkunde*. Verlag Eugen Ulmer GmbH & Co. Stuttgart.
- Kutzbach, L., Wille, C. & Pfeiffer, E.-M., 2007: The exchange of carbon dioxide between wet arctic tundra and the atmosphere at the Lena River Delta, Northern Siberia. *Biogeosciences* 4: 869-890.
- Kutzbach, L., 2006: The exchange of energy, water and carbon dioxide between wet arctic tundra and the atmosphere at the Lena River Delta, Northern Siberia. *Berichte zur Polar- und Meeresforschung (Reports on Polar and Marine Research)*, 541, S. 160.
- Loranty, M. M., Goetz, S. J. & Beck, P. S. A., 2011: Tundra vegetation effects on pan-Arctic albedo. *Environmental Research Letters*, 6, 029601.
- Markl, G., 2008: *Minerale und Gesteine. Mineralogie-Petrologie-Geochemie*. 2. Auflage, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.
- McGuire, A. D., Anderson, L. G. , Christensen, T. R. et al., 2009: Sensitivity of the carbon cycle in the Arctic to climate change. *Ecological Monographs*, 79, 523-555.
- McKeague, J. A. & Schuppli, P. A., 1985: An assessment of EDTA as an extractant of organic-complexed and amorphous forms of Fe and Al in soils. *Geoderma*, 35, 109-118.
- McKeague, J. A., 1967: An evaluation of 0.1M pyrophosphate and pyrophosphate-dithionite in comparison with oxalate extractants of the accumulation products and some other soils. *Canadian Journal of Soil Science*, 47, 95-99.
- Mc Kenzie, R. M., 1989: *Manganese Oxides and Hydroxides*. Soil Science Society of America. *Minerals in Soil Environments (2nd Edition)*. SSSA Book Series, no. 1.
- Mehra, O. P. & Jackson & M. L., 1960: Iron oxide removal from soils and clays by dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays and Clay Minerals*, 7, 317-327.
- Miller, W. P., Zelazny, L. W. & Martens, D. C., 1986: Dissolution of synthetic crystalline and noncrystalline iron oxides by organic acids. *Geoderma*, 37, 1-13.
- Minervin, A. V., 1982: In: Konishchev, V. N. & Rogov, V. V., 1993: Investigation of cryogenic weathering in Europe and Northern Asia. *Permafrost and Periglacial Processes* 4: 49-64.
- Mirabella, A. & Carnicelli, S., 1992: Iron oxide mineralogy in red and brown soils developed on calcareous rocks in central Italy. *Geoderma*, 55, 95-109.
- Moore, T. R., 1973: The distribution of iron, manganese, and aluminium in some soils from North-east Scotland. In: *Journal of Soil Science*, Vol. 24, S. 162.

- Mückenhausen, E., 1993: Die Bodenkunde. DLG-Verlag, Frankfurt am Main.
- Nelson, F. & Brigham, L., 2003: Climate Change, Permafrost, and Impacts on Civil Infrastructure. Special Report 01-03, U.S. Arctic Research Commission, Arlington, Virginia.
- Niederbudde, E.-A., 2018: Tonminerale. In: Blume, H.-P., Felix-Henningsen, P., Frede, H.-G., Guggenberger, G., Horn, R. & Stahr, K. (Hrsg.): Handbuch der Bodenkunde. Inkl. 44. Ergänzungslieferung. WILEY-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Weinheim.
- Okrusch, M. & Matthes, S., 2013: Mineralogie. Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. Springer Spektrum.
- Park, S. J. & Burt, T. P., 1999: Identification of throughflow using the distribution of secondary iron oxides in soils. In: Geoderma, Vol. 93, S. 61.
- Ping, C. L., Bockheim, J. G., Kimble, J. M., Michaelson, G. J. & Walker, D. A., 1998: Characteristics of cryogenic soils along a latitudinal transect in Arctic Alaska. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 103, 28917-28928.
- Poltev, N. F., 1966: Änderung der Korngrößenverteilung sandiger Böden unter Einwirkung von Elektrolytlösungen und Frost-Tau-Prozessen. Permafrostforschung, Verlag der MGU, Moskau, Ausgabe 6: 199-206.
- Prowse, T. D. & Flegg, P. O., 2000: Arctic river flow: A review of contributing areas. In: The Freshwater Budget of the Arctic Ocean. Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop, Tallin, Estonia 27 April - 1 May 1998, pp. 269-280, Kluwer Acad., Norwell, Mass.
- Ramsay, W., 1913: Über die Verbreitung von Nephelinsyenitgeschieben und die Ausbreitung des nordeuropäischen Inlandeises im nördlichen Rußland. Fennia, 33.
- Rekacewicz, P. & UNEP/GRID-Arendal (1998), Daten von International Permafrost Association, 1998: Circumpolar Active-layer Permafrost-System (CAPS), version 1.0. http://nsidc.org/cryosphere/frozensground/whereis_fg.html.
- Robert, C. & Kennett, J. P., 1997: Antarctic continental weathering changes during Eocene-Oligocene cryosphere expansion: Clay mineral and oxygen isotope evidence. Geology (1997), 25 (7): 587-590.
- Rogov, V. V., 2000: Features of morphology of particles of skeleton cryogenic eluvium. Криосфера Земли, т. IV, 3: 67-73 (in Russisch).
- Rogov, V. V., 1987: Die Rolle der gasförmig-flüssigen Einschlüsse beim Mechanismus der kryogenen Zerkleinerung von Quarz (in Russisch). Verlag der MGU, Moskau, Serie 5, Geografie, Ausgabe 3: 81-85.
- Rogov, V. V., 1982: Die Oberflächen von Quarzpartikel als Anzeiger kryogener Verwitterung (in Russ.). Probleme der Kryolithologie, Verlag der MGU, Moskau, Ausgabe 7: 68-75.

- Runkle, B. R. K., Sachs, T., Wille, C., Pfeiffer, E.-M. & Kutzbach, L., 2013: Bulk partitioning the growing season net ecosystem exchange of CO₂ in Siberian tundra reveals the seasonality of its carbon sequestration strength. *Biogeosciences*, 10, 1337-1349.
- Rüggen, N. 2010: Bodenkundliche Untersuchung zur Pedogenese in pleistozänen Interstadialen. Diplomarbeit, Universität Hamburg.
- Ryan, J. N. & Gschwend, P. M., 1991: Extraction of iron oxides from sediments using reductive dissolution by titanium (III). *Clays and Clay Minerals*, 39, 509-518.
- Sachs, T., Giebels, M., Boike, J. & Kutzbach, L., 2010: Environmental controls on CH₄ emission from polygonal tundra on the micro-site scale in the Lena River Delta, Siberia. *Global Change Biol*, 16 (11), 3096-3110.
- Saks, W. N., 1936: O tshetwert. oledenanii sewera Sibiri (Über die Quartärvereisung Nordsibiriens). *Arktika*, IV.
- Sanders, T., Fiencke, C. & Pfeiffer, E.-M., 2010: Small-Scale Variability of Dissolved Inorganic Nitrogen (DIN), C/N Ratios and Ammonia Oxidizing Capacities in Various Permafrost Affected Soils of Samylov Island, Lena River Delta, Northeast Siberia. *Polarforschung* 80 (1): 23-35.
- Schad, P., 2007: Bezugsgrundlage der Boden-Ressourcen der Erde (WBR) – Update von World Reference Base of Soil Resources, FAO, ISRIC, ISSS (1998). In: Blume, H.-P., Felix-Henningsen, P., Frede, H.-G., Guggenberger, G., Horn, R. & Stahr, K. (Hrsg.): *Handbuch der Bodenkunde*. Inkl. 44. Ergänzungslieferung. WILEY-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Weinheim.
- Schirrmeister, L., Grosse, G., Schwamborn, G., Andreev, A. A., Meyer, H., Kunitsky, V. V., Kuznetsova, T. V., Dorozhkina, M. V., Pavlova, E. Y., Bobrov, A. A. & Oezen, D., 2003: Late Quaternary History of the Accumulation Plain North of the Chekanovsky Ridge (Lena Delta, Russia): A Multidisciplinary Approach. In: *Polar Geography*, Vol. 27, No. 4, S. 277.
- Schlichting, E., Blume, H.-P. & Stahr, K., 1995: *Bodenkundliches Praktikum*. Blackwell Wissenschaftsverlag, Berlin.
- Schneider, J., Grosse, G., Wagner, D., 2009: Land cover classification of tundra environments in the Arctic Lena Delta based on Landsat 7 ETM+ data and its application for upscaling of methane emissions. In: *Remote Sensing of Environment*. Band 113, 2009, S. 380–391.
- Schnelle, M., 2007: Die spätquartäre Landschaftsentwicklung im Umfeld der Insel Arga Muora Sise im Lena-Delta, Nordost-Sibirien. Diplomarbeit (veröff.), Universität Leipzig.
- Schorn, S. et al., 1999-2018: *Energiedispersive Röntgenspektroskopie/EDX/EDS. Mineralienatlas – Fossilienatlas* (<https://www.mineralienatlas.de>).
- Schroeder, D., 1992: *Bodenkunde in Stichworten*. 5. revidierte und erweiterte Auflage von Blum, W. E. H., Hirt in Gebrüder Borntraeger, Berlin.

- Schulten, H.-R. & Leinweber, P., 2000: New insights into organic-mineral particles: composition, properties and models of molecular structure. *Biol. Fertil. Soils*, 30, 399-432.
- Schwamborn, G., Schirrmeister, L., Frütsch, F. & Diekmann, B., 2012: Quartz weathering in freeze-thaw cycles: experiment and application to the El'gygytgyn Crater Lake record for tracing Siberian permafrost history. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 94, 481-499.
- Schwamborn, G., Förster, A., Diekmann, B., Schirrmeister, L., Fedorov, G., 2008: Mid- to Late-Quaternary Cryogenic Weathering Conditions at Elgygytgyn Crater, Northeastern Russia: Inference from Mineralogical and Microtextural Properties of the Sediment Record. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks* (Kane, D. L. & Hinkel, K. M. (ed.)). S. 1601-1606.
- Schwamborn, G., Andreev, A. A., Rachold, V., Hubberten, H.-W., Grigoriev, M. N., Tumskey, V., Pavlova, E. Yu. & Dorozhkina, M. V., 2002: Evolution of Lake Nikolay, Arga Island, Western Lena River Delta, during Late Pleistocene and Holocene Time. In: *Polarforschung. Band 70, 2002*, S. 69–82.
- Schwamborn, G., Rachold, V. & Grigoriev, M. N., 2002: Late Quaternary sedimentation history of the Lena Delta. In: *Quaternary International. Band 89, 2002*, S. 119–134.
- Schwertmann, U., 1973: Use of oxalate for Fe extraction from soils. *Canadian Journal of Soil Science*, 53, 244-246.
- Schwertmann, U., 1966: The inhibiting effect of soil organic matter on the crystallization of amorphous hydroxide to goethite. *Nature*, 212: 645-646.
- Schwertmann, U., 1964: Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch photochemische Extraktion mit saurer Ammoniumoxalat-Lösung. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde*, 105, 194-202.
- Schwertmann, U., 1959a: Die fraktionierte Extraktion der freien Eisenoxyde in Böden. Ihre mineralogischen Formen und ihre Entstehungsweisen. In: *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung und Bodenkunde. Bd. 84*, S. 194.
- Schwertmann, U., 1959b: Über die Synthese definierter Eisenoxyde unter verschiedenen Bedingungen. In: *Zeitschrift für anorganische und allgemeine Chemie. Bd. 298*, S. 337.
- Sher, A. V., Kuzmina, S. A., Kuznetsova, T. V. & Sulerzhitsky, L. D., 2005: New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic, derived from fossil insects, plants, and mammals. In: *Quaternary Science Reviews. Vol. 24*, S. 533.
- Shiklomanov, I. A., Shiklormanov, A. I., Lammers, R. B., Peterson, B. J. & Vorosmarty, C. J., 2000: The dynamics of river water inflow to the Arctic Ocean. In: *The Freshwater Budget of the Arctic Ocean. Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop, Tallin, Estonia 27 April - 1 May 1998*, pp. 281-296, Kluwer Acad., Norwell, Mass.

- Siegert, Ch., 1993: Aluminas in Quaternary sedimentary rocks of Yakutia: New findings concerning mineral formation in permafrost regions. Proceedings of the sixth International Conference on Permafrost, Beijing, 5-9 July 1993, 569-573.
- Soil Survey Staff, 2003: Keys to Soil Taxonomy. United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service.
- Soloviev, P. A., 1973: Thermokarst phenomena and landforms due to frostheaving in Central Yakutia. *Biuletyn Peryglacjalny*, 23: 135-155 (in Russisch).
- Stanjek, H., 2018: Pedogene Oxide. In: Blume, H.-P., Felix-Henningsen, P., Frede, H.-G., Guggenberger, G., Horn, R. & Stahr, K. (Hrsg.): *Handbuch der Bodenkunde*. Inkl. 44. Ergänzungslieferung. WILEY-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Weinheim.
- Stuart, D. M. & Dixon, R. M., 1973: Water movement and caliche formation in layered arid and semiarid soils. *Soil Science Society of America Proceedings* 37: 323-324.
- Swann, A. L., Fung I. Y., Levis, S., Bonan, G. B. & Doney, S. C., 2010: Changes in Arctic vegetation amplify high-latitude warming through the greenhouse effect. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 107, 1295-1300.
- Taber, S., 1950: Quartz crystals with clay and fluid inclusions. *The Journal of Geology* 58, no. 1 (Jan., 1950): 37-48.
- Tamm, O., 1922: Um bestämning ow de oorganiska komponenterna i markens gelkomplex. *Medd. Statens Skogsförsöksanst.*, 19, 385-404.
- Tape, K., Sturm, M. & Racine, C., 2006: The evidence for shrub expansion in Northern Alaska and the Pan-Arctic. *Global Change Biology*, 12, 686-702.
- Tarnocai, C. & Zoltai, S. C., 1978: Earth hummocks of the Canadian arctic and subarctic. In: *Arctic and Alpine Research*. Vol. 10, S. 581.
- Tegethoff, F. W., 2001: Calcium Carbonate: From the Cretaceous Period into the 21st Century. Birkhäuser Verlag, Basel, Schweiz.
- Thiel, E., 1951: Die Eiszeit in Sibirien. *Erdkunde – Archive for Scientific Geography*, Bd. 5, H. 1, S. 16-335.
- Tjutjunov, I. A., 1960: Prozesse der Veränderung und Umwandlung von Böden und Gesteinen bei Minusgraden (Kryogenese) (in Russ.). Verlag AH CCCP (AN UdSSR), Moskau, 133 S.
- Tshernjahovski, A. G., 1966: Gegenwärtige Lössbildung in Hochgebirgssteppen des zentralen Tian Shan (in Russ.). *Rezente und quartäre kontinentale Lithogenese*, Moskau, Hayka 1966, S. 17-34.
- van Everdingen, R. O. (Hrsg.), 1998 (revised 2005): *Multi-Language Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms*. National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology.
- Vdovina, L. G., 2002: Geological map of Russian Federation, scale 1:200 000, VSEGEI publishing house, St. Petersburg, Russland.

- Vinx, R., 2015: Gesteinsbestimmung im Gelände. Springer-Spektrum, 4. Auflage, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Vjirkin, V. B. & Sannikov, S. A., 1983: Cryogenic weathering of rocks in icing glades in North Baikal region. In: Geographical Investigation in Yakutia. Jakutsk, 101-105 (in Russisch).
- Vogt, T. & Corte, A. E., 1996: Secondary precipitates in Pleistocene and present cryogenic environments (Mendoza Precordillera, Argentina, Transbaikalia, Siberia, and Seymour Island, Antarctica). *Sedimentology* (1996) 43, 53-64.
- Vogt, T. & Larqué, P., 2002: Clays and secondary minerals as permafrost indicators: examples from the circum-Baikal region. *Quaternary International* 95-96 (2002), 175-187.
- Waite, T. D. & Morel, F. M. M., 1984: Photoreductive dissolution of colloidal iron oxide: Effect of citrate. *Journal of Colloid and Interface Science*, 102, 121-137.
- Walker, A. L., 1983: The effects of magnetite on oxalate- and dithionite-extractable iron. *Soil Science Society of America Journal*, 47, 1022-1026.
- Walz, J., 2017: Soil organic matter decomposition in permafrost-affected soils and sediments. Dissertation. Hamburger Bodenkundliche Arbeiten. Band 85.
- Warsanowjewa, W. A., 1934: O sledach oledenenija na Sewernom Urale (Auf den Spuren der Vereisung im Nordural). *Trudy d. Komm. z. Studium d. Quartärperiode III*.
- Weidler, P. G., Degovics, G. & Laggner, P., 1998: Surface roughness created by acidic dissolution of synthetic goethite monitored with SAXS and N₂-adsorption isotherms. *Journal of Colloid and Interface Science*, 197, 1-8.
- Welton, J. E., 2003: SEM Petrology Atlas. Chevron Oil Field Research Company, Methods in Exploration Series No. 4, The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma 74101, U. S. A.
- Wetterich, S., Tumskey, V., Rudaya, N., Andreev, A. A., Opel, Th., Meyer, H., Schirrmeister, L. & Hüls, M., 2014: Ice Complex formation in arctic East Siberia during the MIS3 Interstadial. *Quaternary Science Review* 84 (2014): 39-55.
- Wetterich, S., Kuzmina, S., Andreev, A. A., Kienast, F., Meyer, H., Schirrmeister, L., Kuznetsova, T. & Sierralta, M., 2009: Permafrost sequences on Kurungnakh Island, Lena Delta (NE Siberia, Russia) as key site of the late Quaternary environmental history of West Beringia. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 11, EGU2009-2430.
- Wetterich, S., Kuzmina, S., Andreev, A. A., Kienast, F., Meyer, H., Schirrmeister, L., Kuznetsova, T. & Sierralta, M., 2008: Palaeoenvironmental dynamics inferred from late Quaternary permafrost deposits on Kurungnakh Island, Lena Delta, Northeast Siberia, Russia. *Quaternary Science Reviews* 27: 1523-1540.
- Williams, P. J. & Smith, M. W., 2009: The Frozen Earth. Fundamentals of Geocryology (Studies in Polar Research). Cambridge University Press, Cambridge.
- Windirsch, T., 2018: Organic Matter Characteristics in a Changing Permafrost Environment: Yukechi Alas Landscape, Central Yakutia. Masterarbeit, Universität Potsdam,

Mathematisch-naturwissenschaftliche Fakultät, Institut für Erd- und Umweltwissenschaften, unveröffentlicht.

Yershov, E. D., 2008: General Geocryology, Cambridge University Press, Cambridge.

Zhang, T., Heginbottom, J. A., Barry, R. G. & Brown, J., 2000: Further statistics on the distribution of permafrost and ground ice in the Northern Hemisphere. In: Polar Geography, Vol. 24, S. 126.

Ziegler, F., 1991: Die Bedeutung des organischen Kohlenstoffs im Unterboden. UWSF-Z. Umweltchem. Ökotoxikol. 3, 276-277.

Zubrzycki, S., 2013: Organic carbon pools in permafrost-affected soils of Siberian arctic regions. Dissertation. Hamburger Bodenkundliche Arbeiten. Band 71.

Zubrzycki, S., Wetterich, S., Schirrmeyer, L., Germogenova, A. & Pfeiffer, E.-M., 2008: Iron-Oxides and Pedogenesis of Modern Gelisols and Paleosols of the Southern Lena Delta, Siberia, Russia. Ninth International Conference on Permafrost, 2008.

Zubrzycki, S., 2008: Geographisch-bodenkundliche Untersuchungen zur Charakterisierung von rezenten und Paläoböden des sibirischen Permafrostes im Bereich der Laptevsee. Diplomarbeit, Universität Hamburg.

Anhang

A. XRPD-Daten: Signalintensitäten Gesamtmineralogie

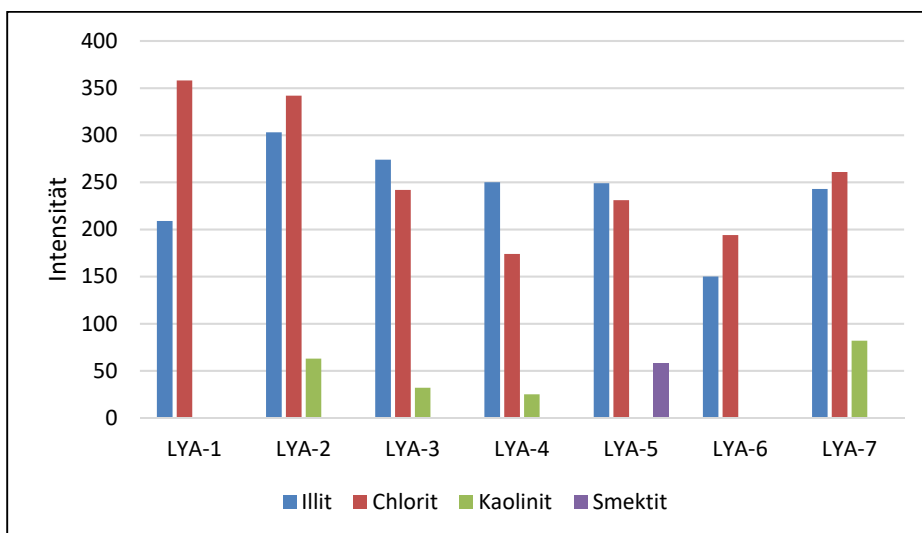
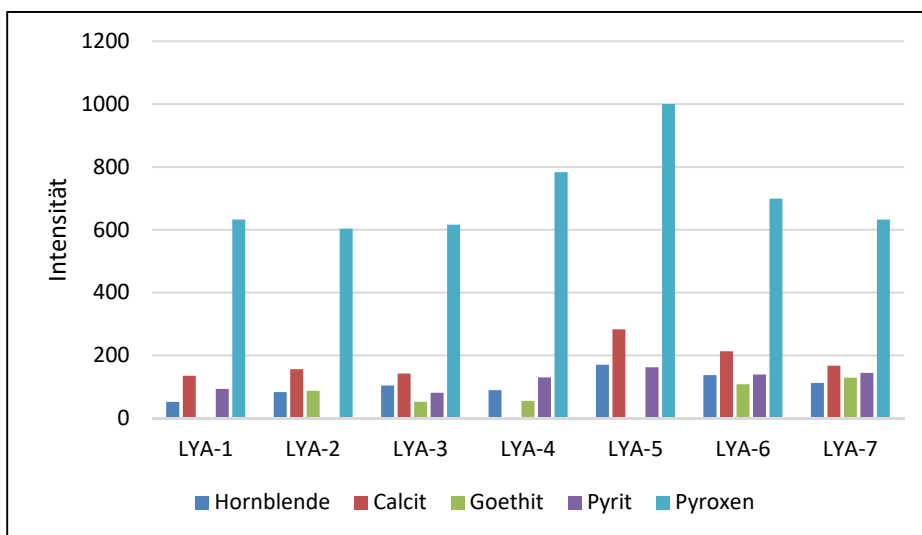
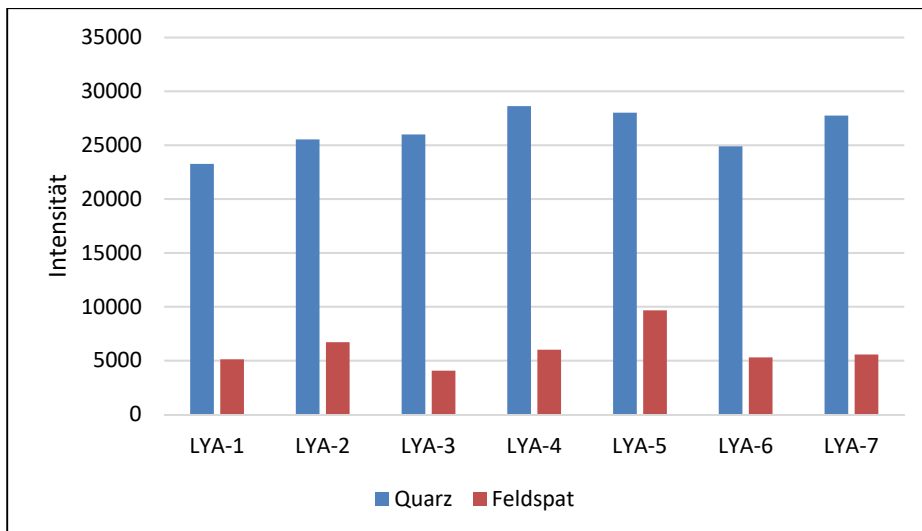


Abbildung A1: XRPD-Signalintensitäten der Gesamtmineralogie des Standortes Lyakhovsky.

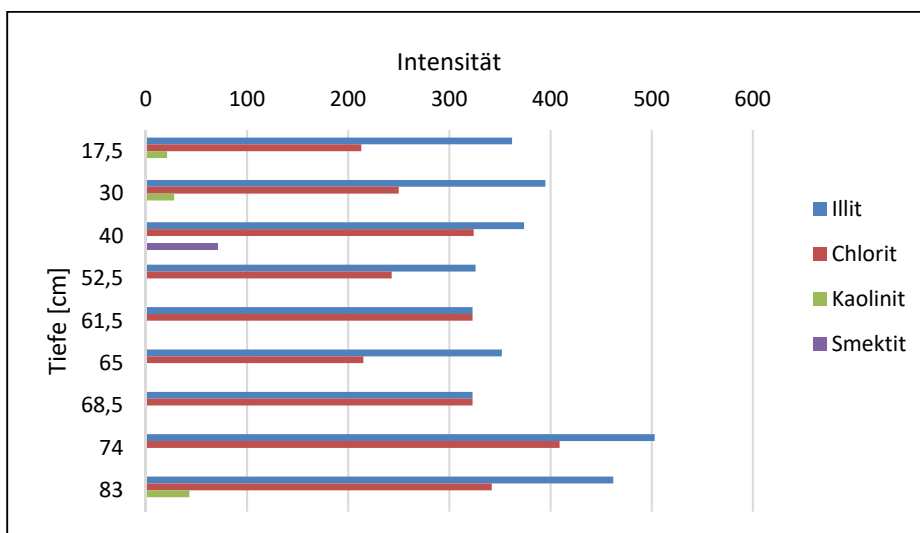
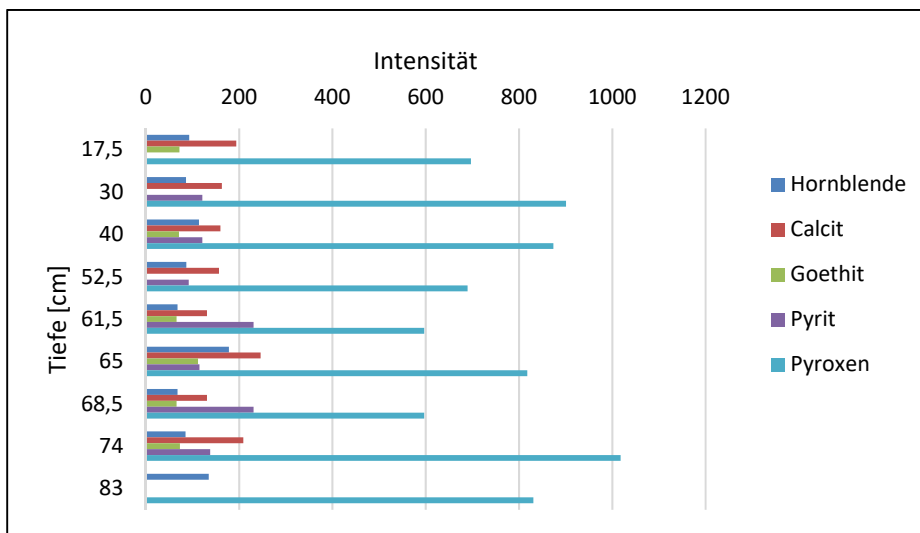
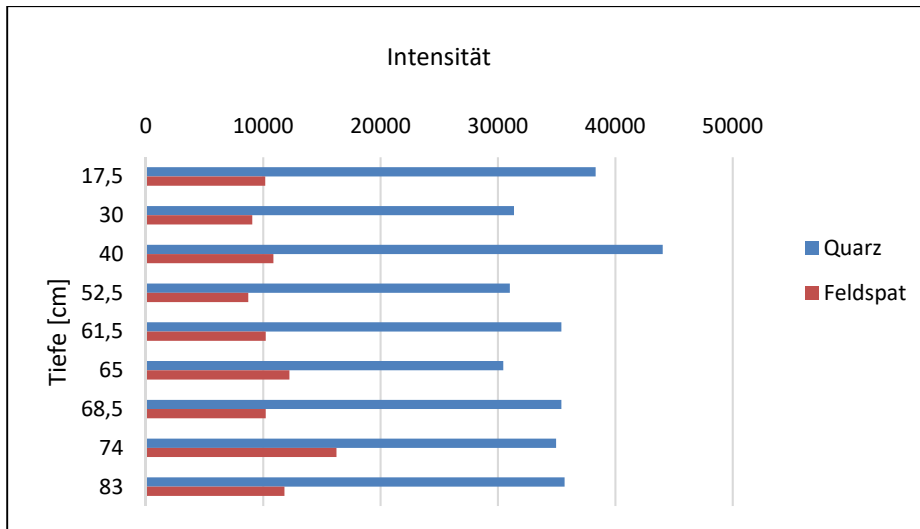


Abbildung A2: XRPD-Signalintensitäten der Gesamtmineralogie des Highcenter-Polygons 1, Standort Lena-Delta.

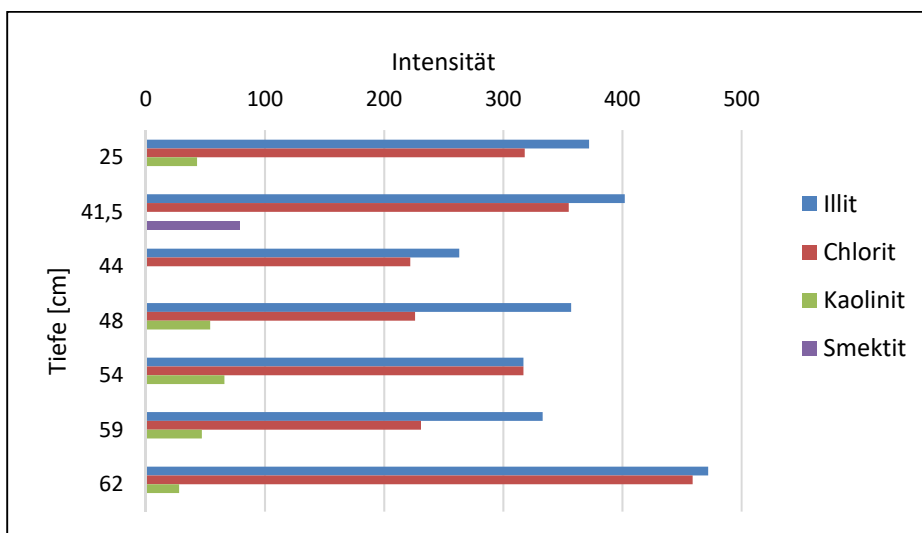
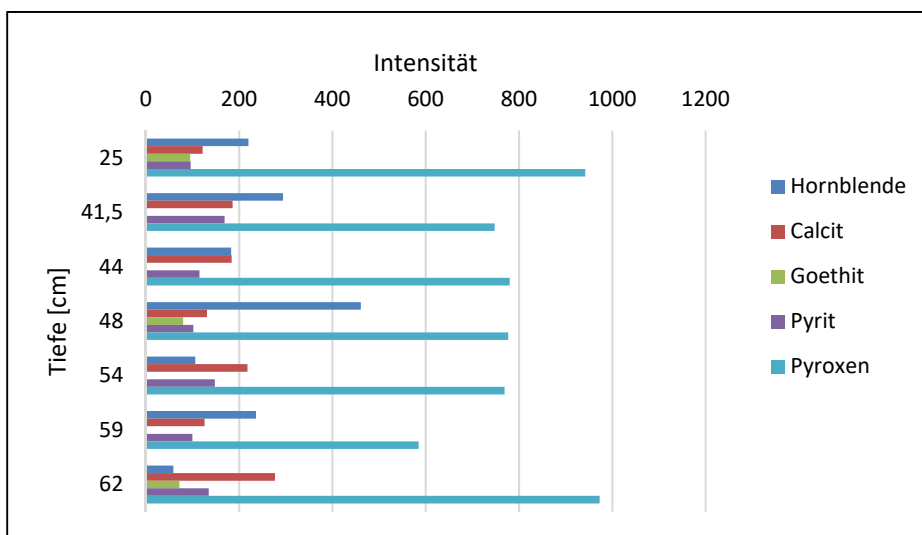
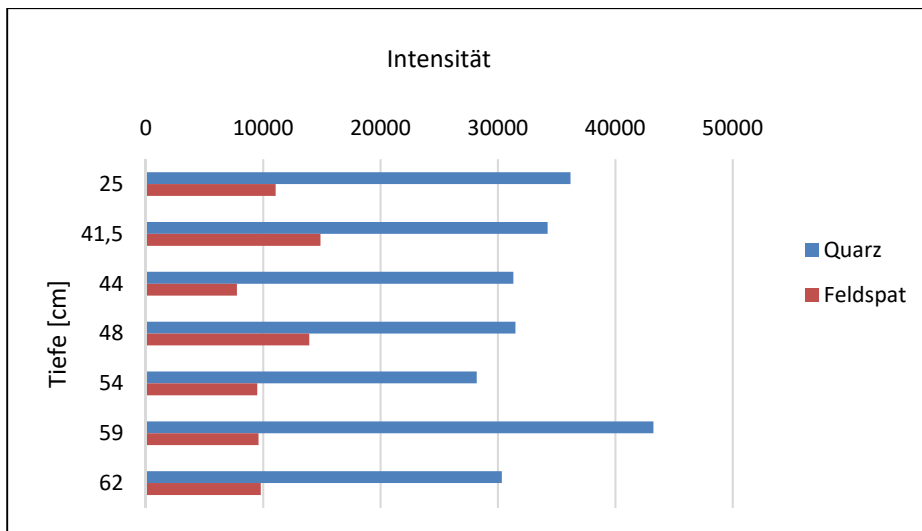


Abbildung A3: XRPD-Signalintensitäten der Gesamtmineralogie des Highcenter-Polygons 2, Standort Lena-Delta.

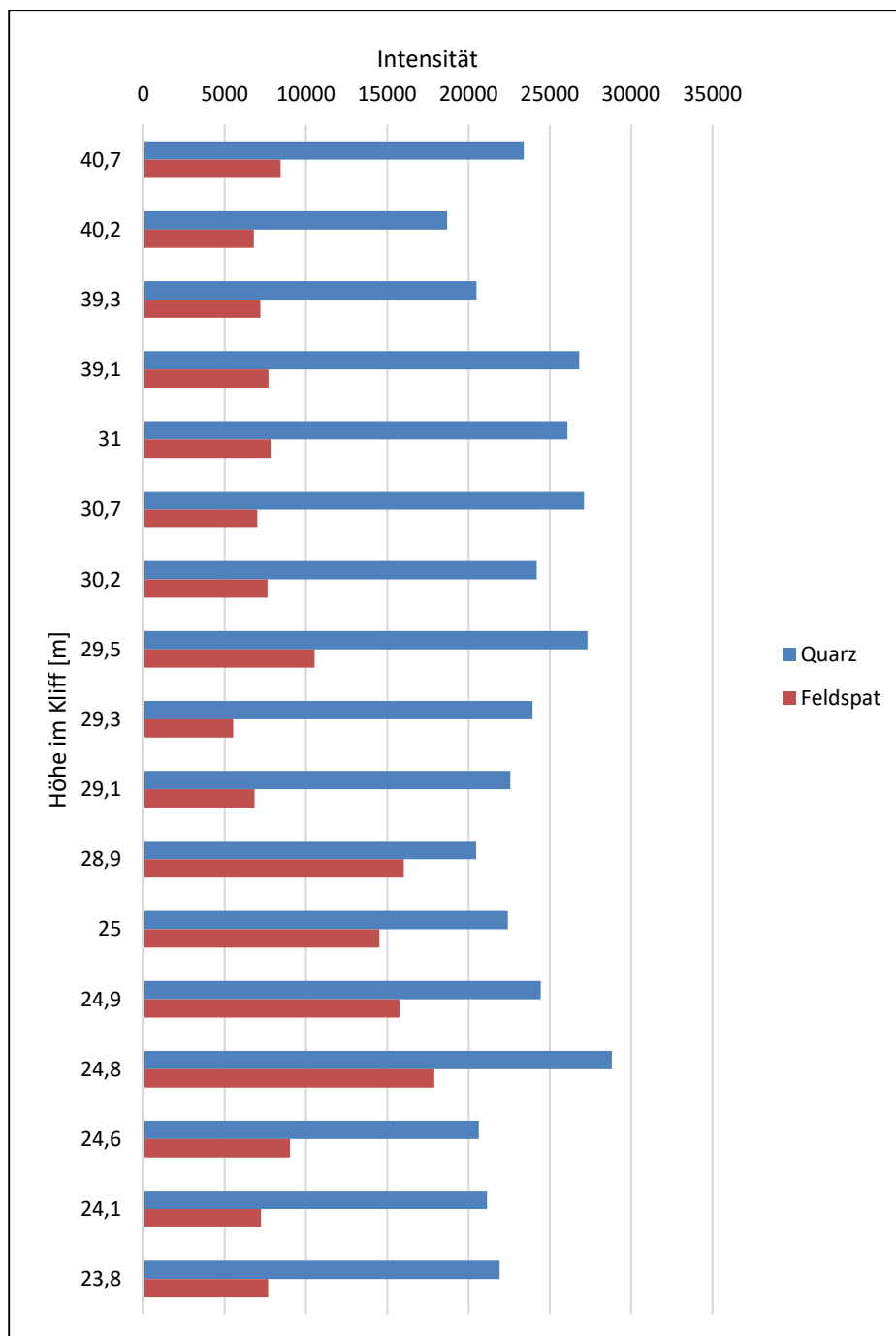


Abbildung A4: XRPD-Signalintensitäten Qz/Fsp des Kliffs von Kurungnakh, Standort Lena-Delta.

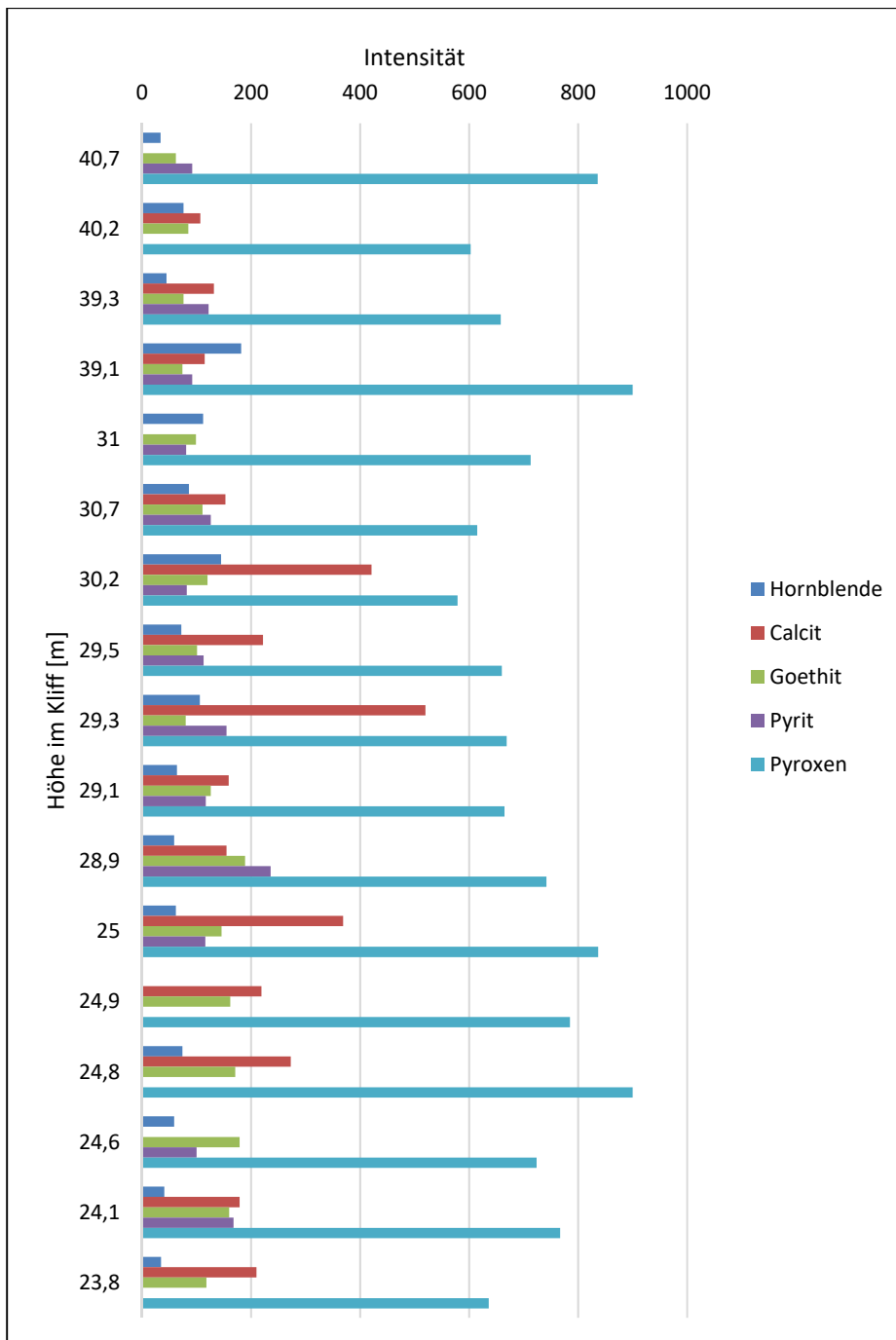


Abbildung A5: XRPD-Signalintensitäten der Nebenminerale des Kliffs von Kurungnakh, Standort Lena-Delta.

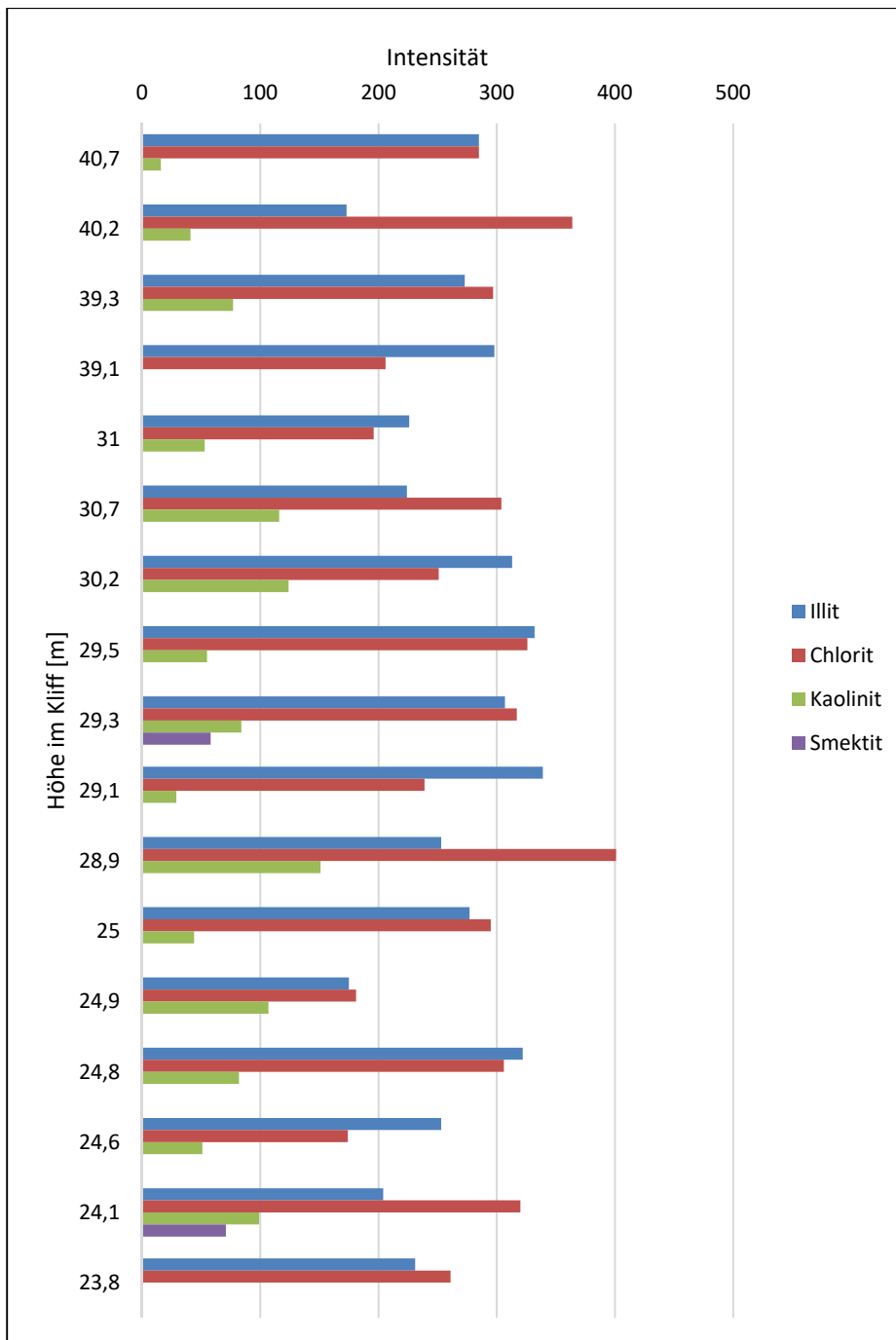


Abbildung A6: XRPD-Signalintensitäten der Tonminerale des Kliffs von Kurungnakh, Standort Lena-Delta.

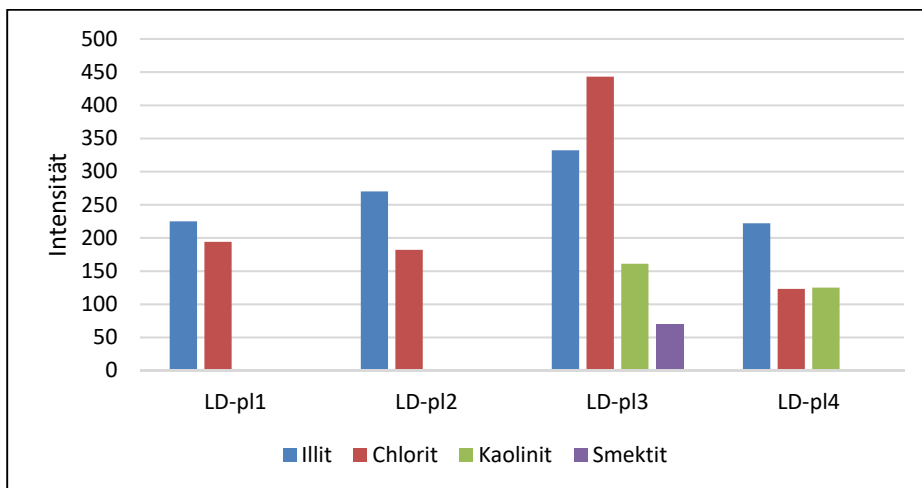
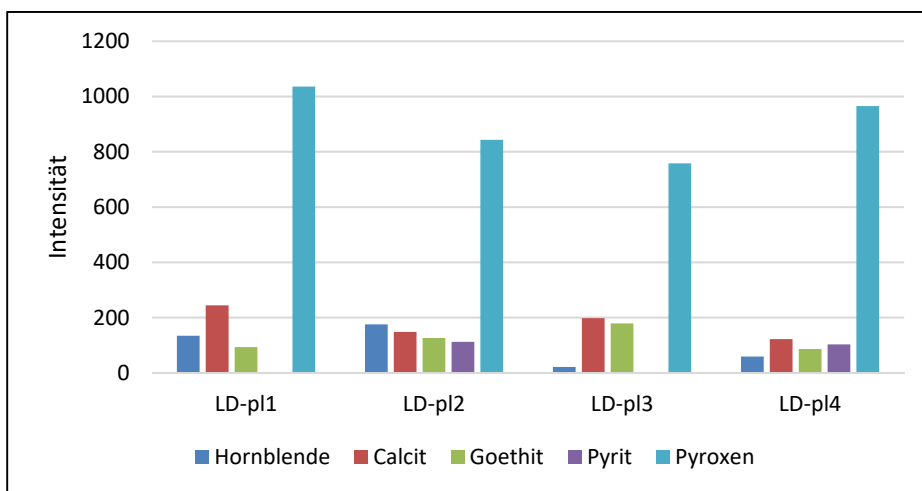
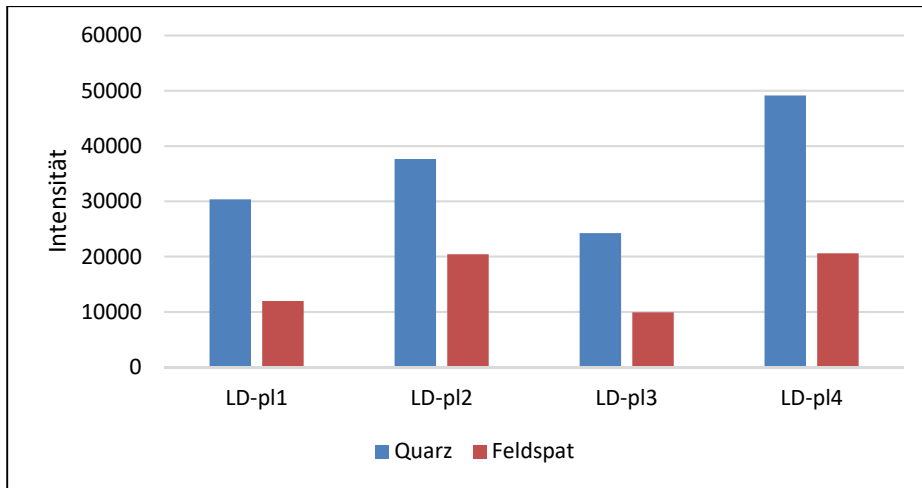


Abbildung A7: XRPD-Signalintensitäten der Gesamtmineralogie der pleistozänen Flusssand-Ablagerungen auf Kurungnakh, Standort Lena-Delta.

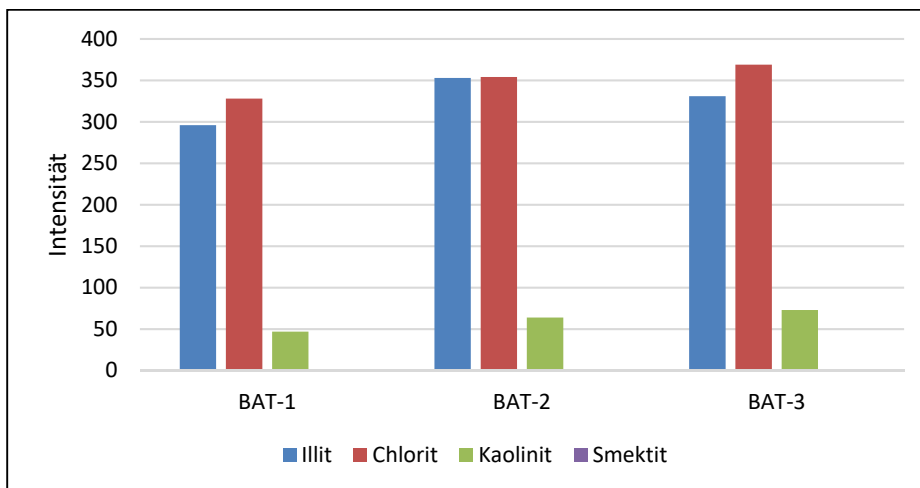
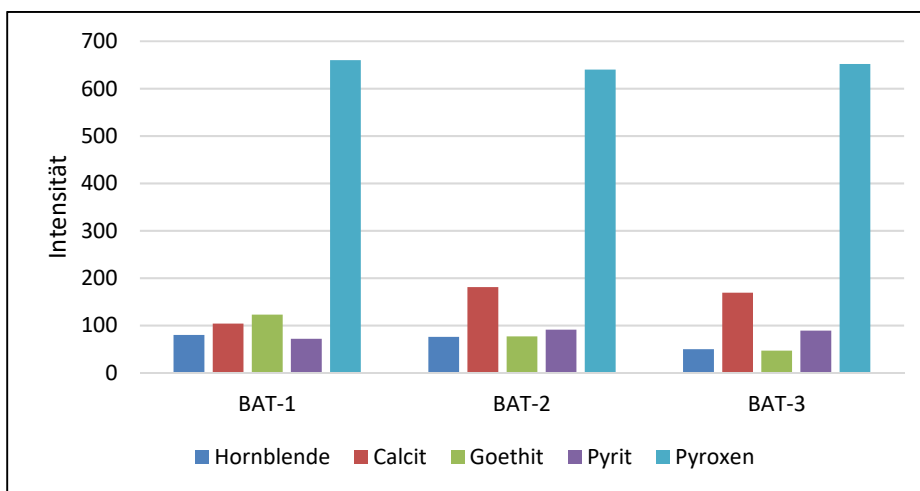
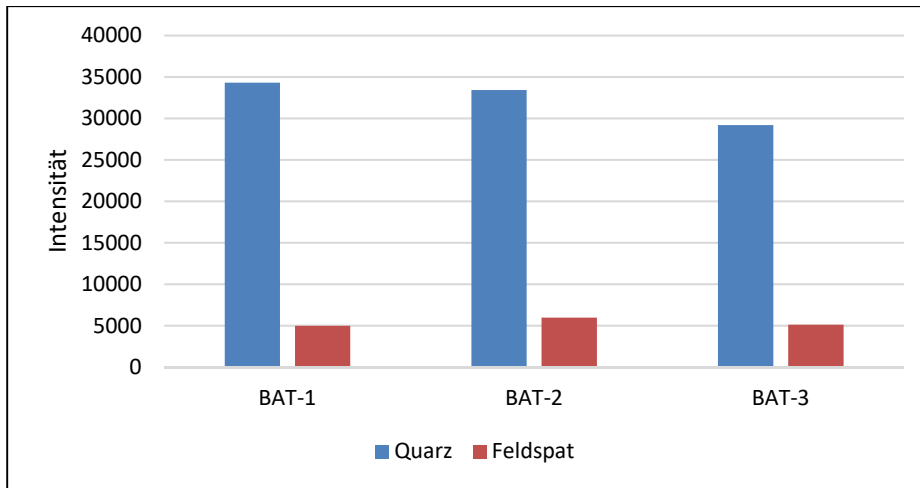


Abbildung A8: XRPD-Signalintensitäten der Gesamtmineralogie des Standortes Batagay.

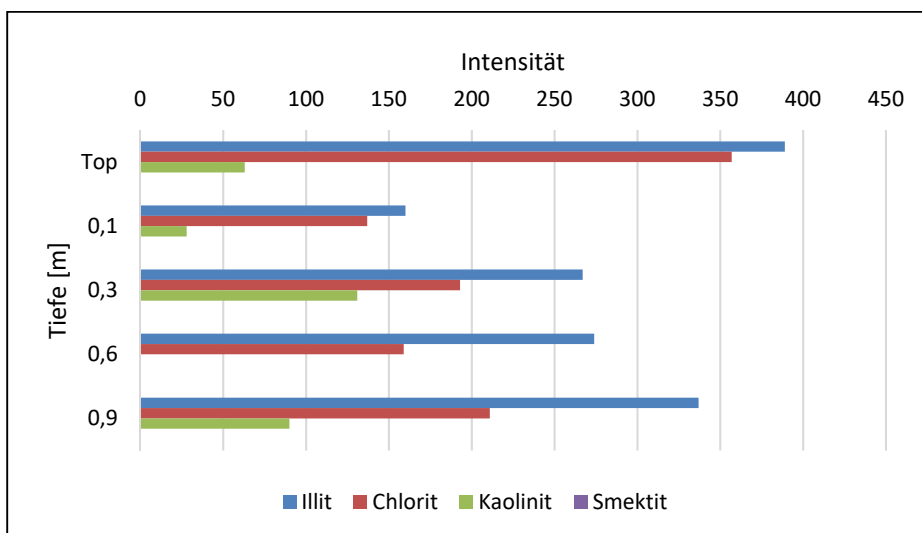
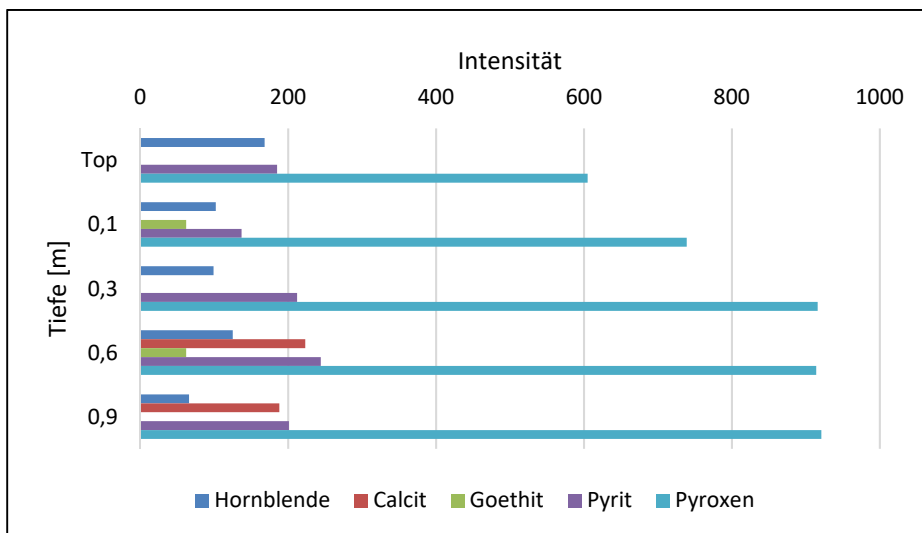
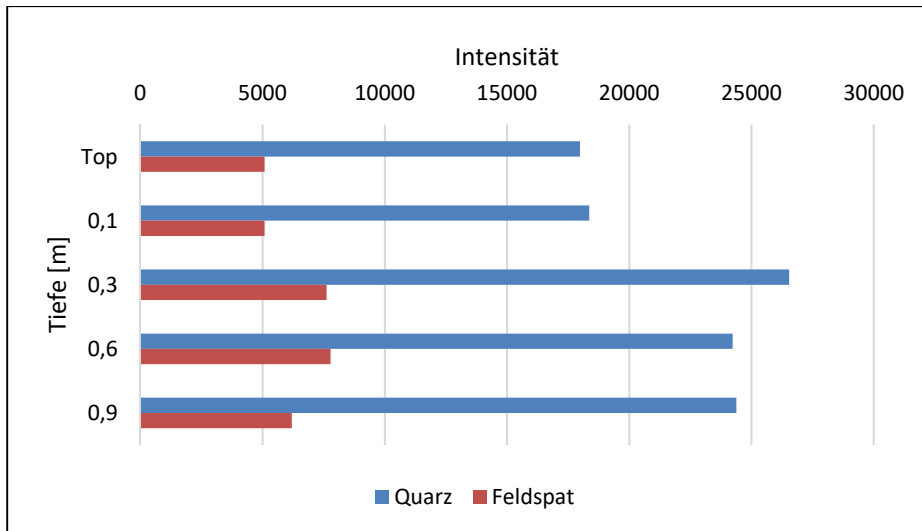


Abbildung A9: XRPD-Signalintensitäten der Gesamtmineralogie des holozänen Bohrkernes Nr. 1, Standort Yakutsk.

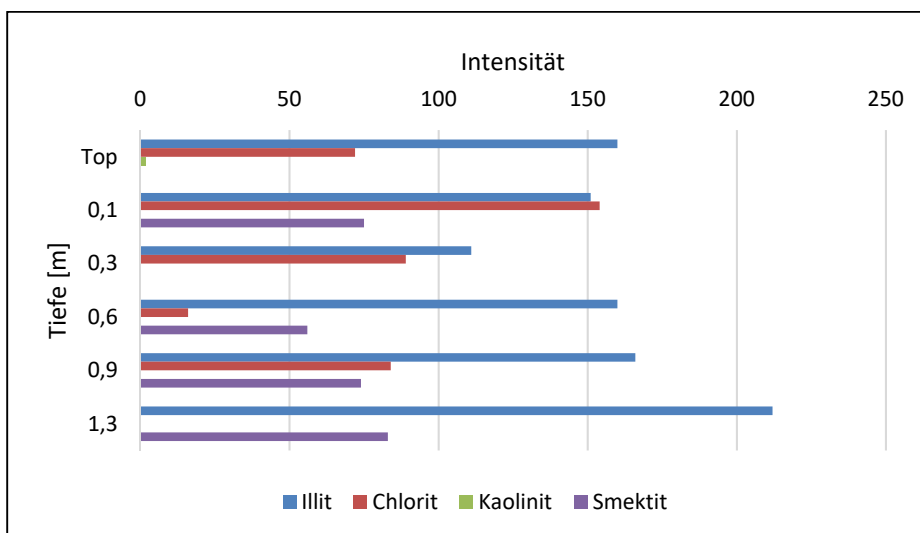
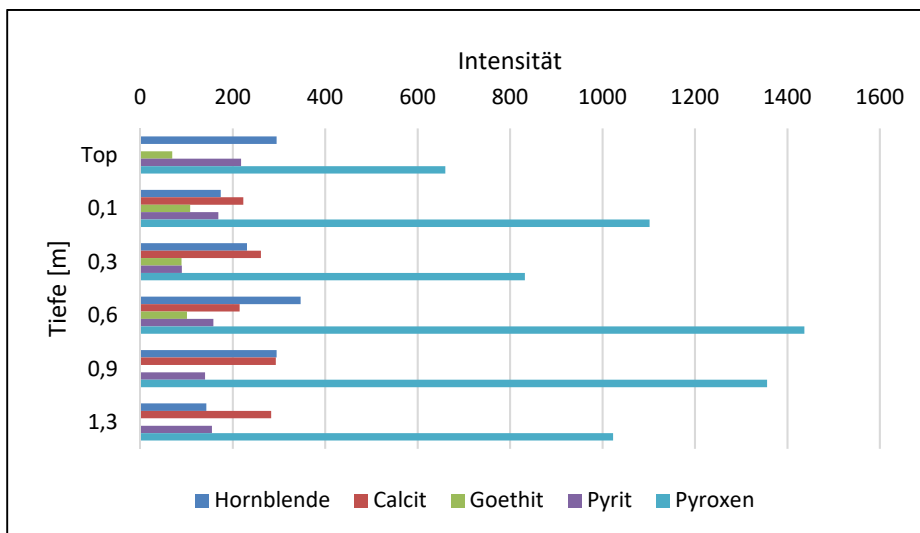
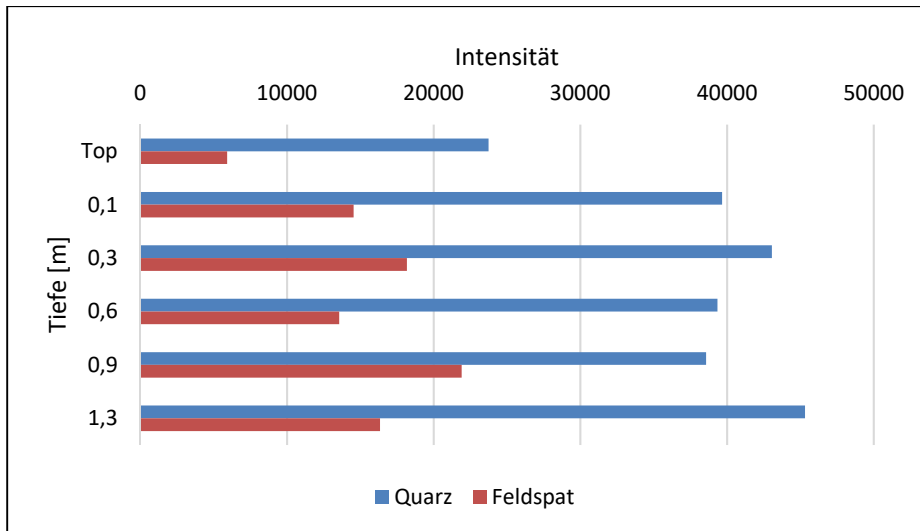


Abbildung A10: XRPD-Signalintensitäten der Gesamtmineralogie des holozänen Bohrkernes Nr. 2, Standort Yakutsk.

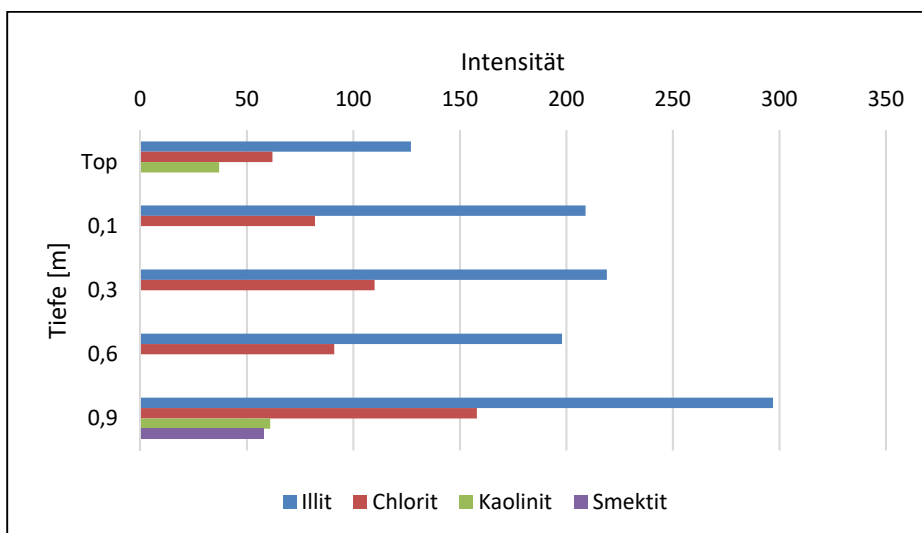
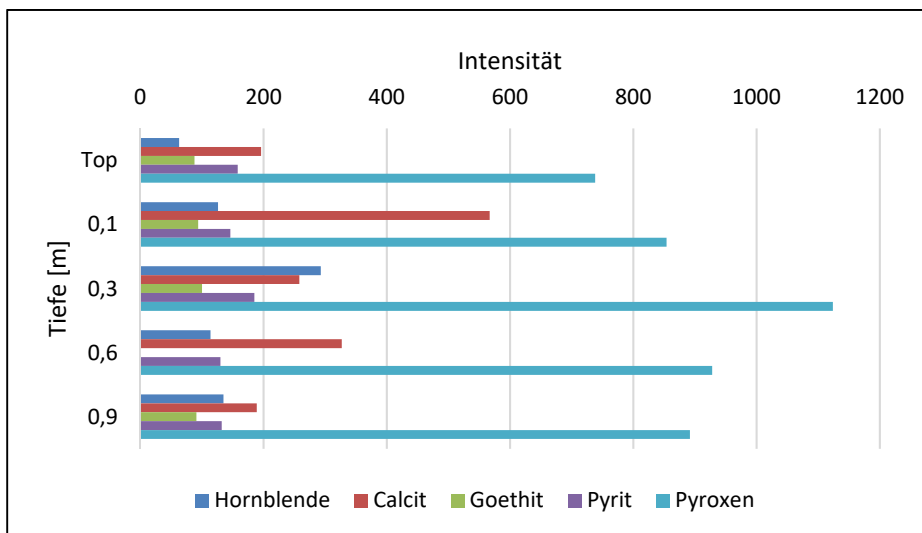
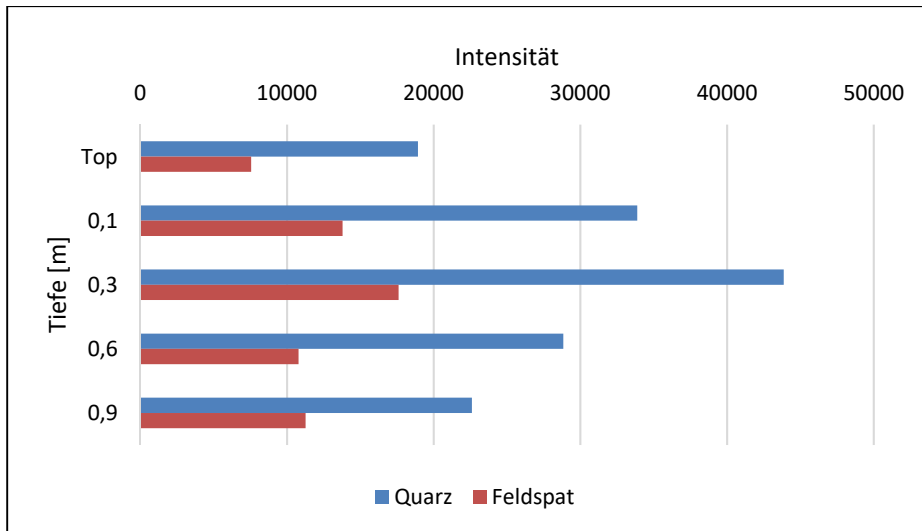


Abbildung A11: XRPD-Signalintensitäten der Gesamtmineralogie des holozänen Bohrkernes Nr. 3, Standort Yakutsk.

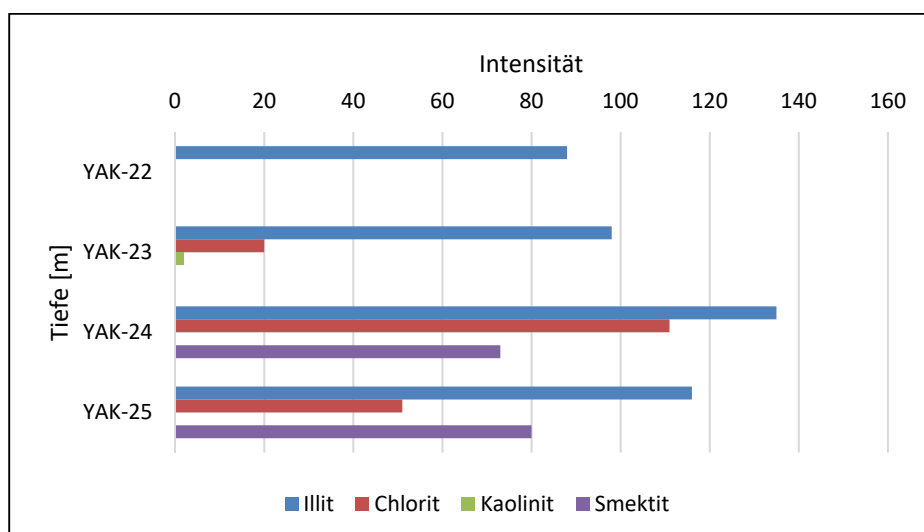
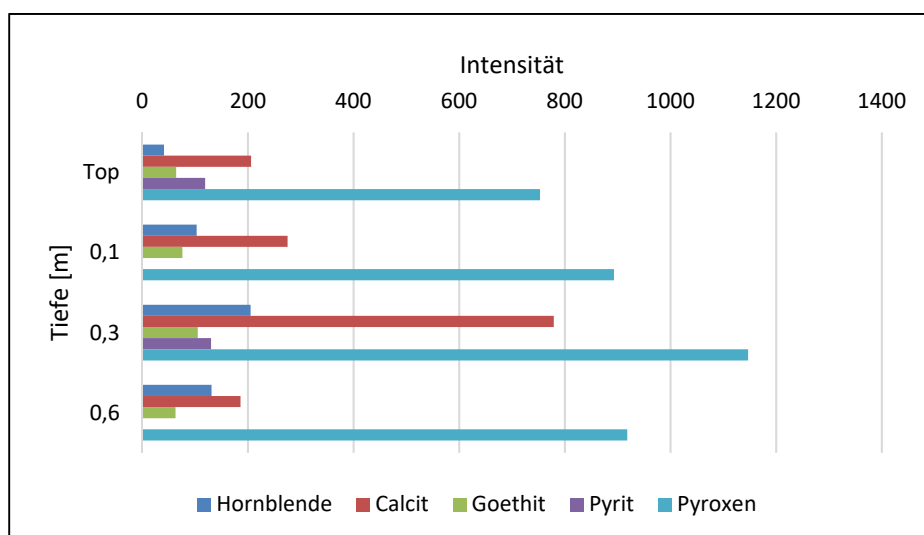
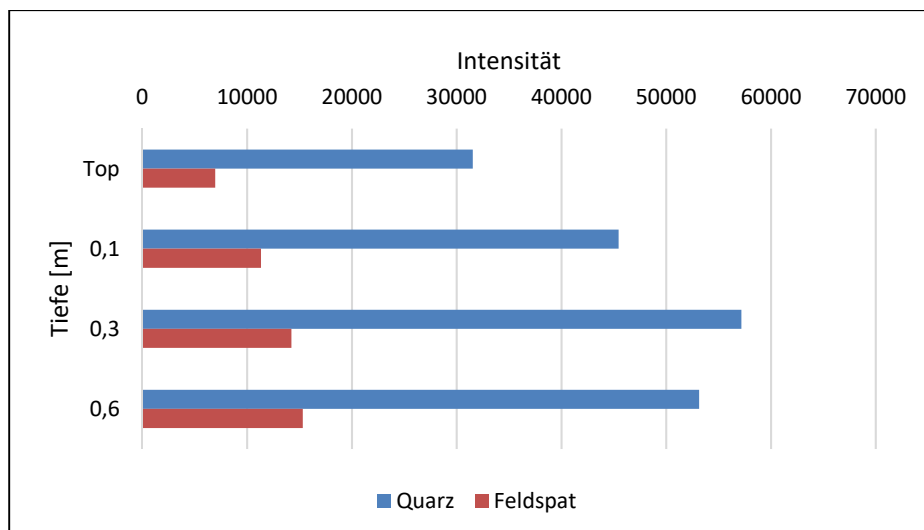


Abbildung A12: XRPD-Signalintensitäten der Gesamtmineralogie des holozänen Bohrkernes Nr. 4, Standort Yakutsk.

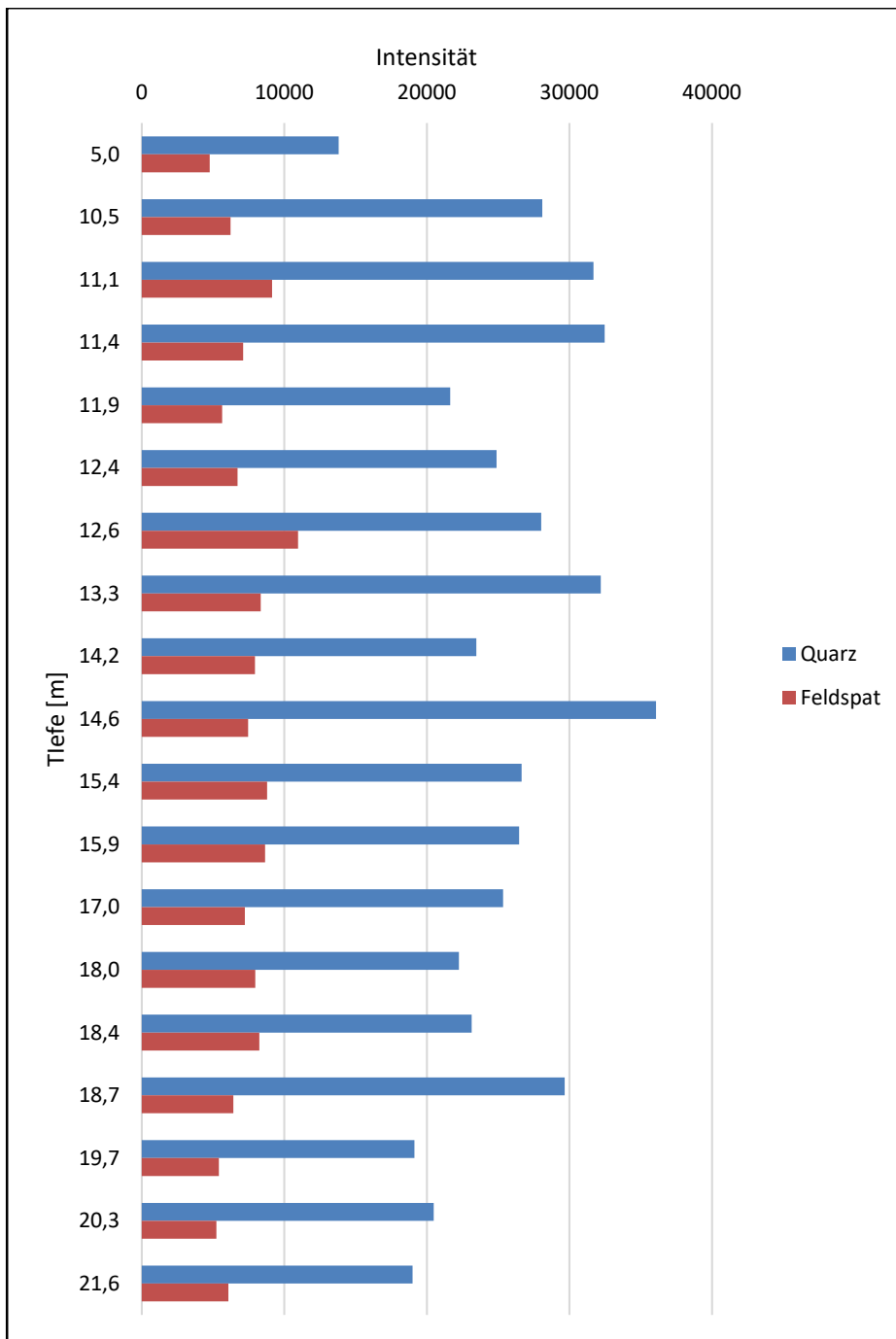


Abbildung A13: XRPD-Signalintensitäten Qz/Fsp des pleistozänen Bohrkernes YED1, Standort Yakutsk.

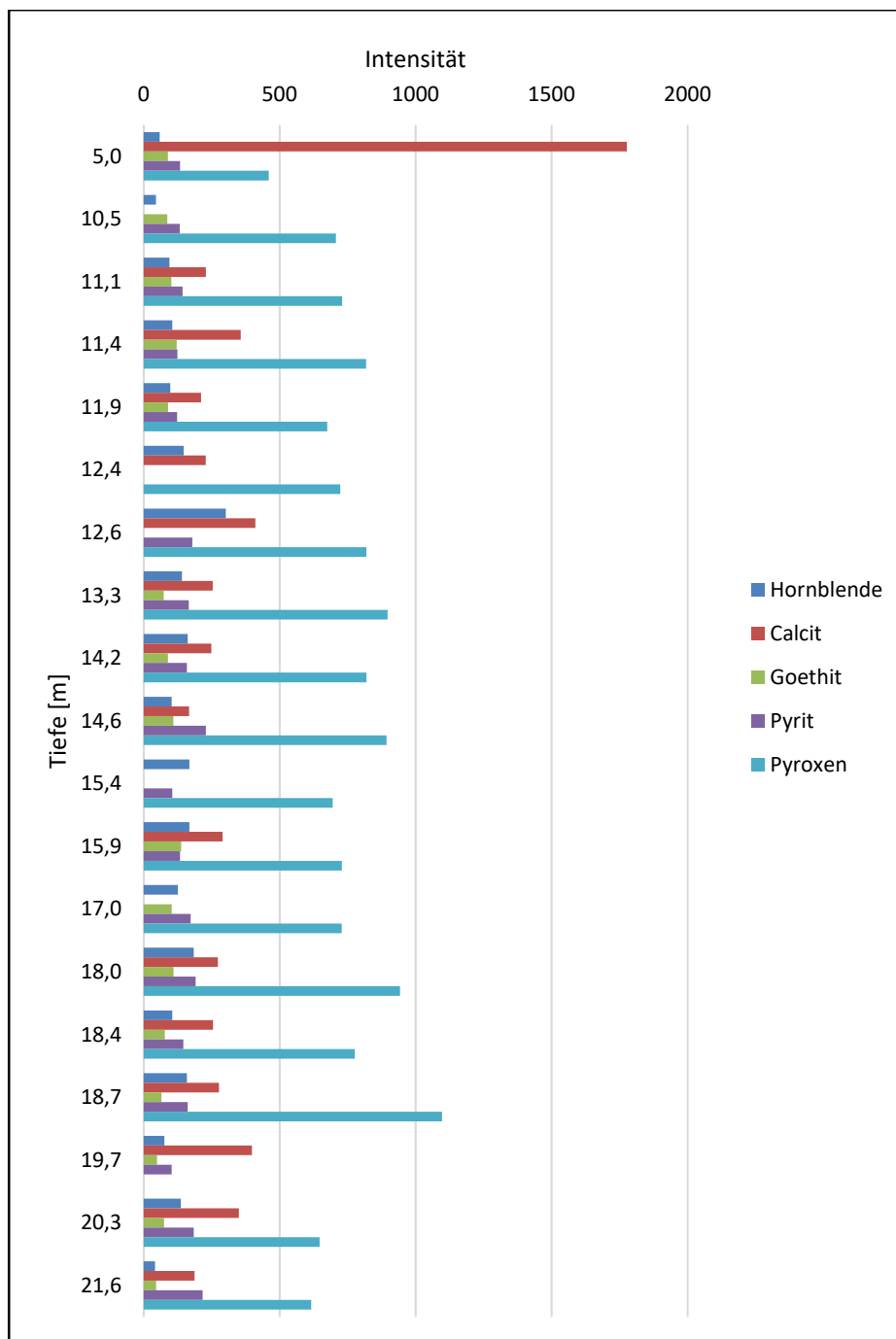


Abbildung A14: XRPD-Signalintensitäten der Nebenminerale des pleistozänen Bohrkernes YED1, Standort Yakutsk.

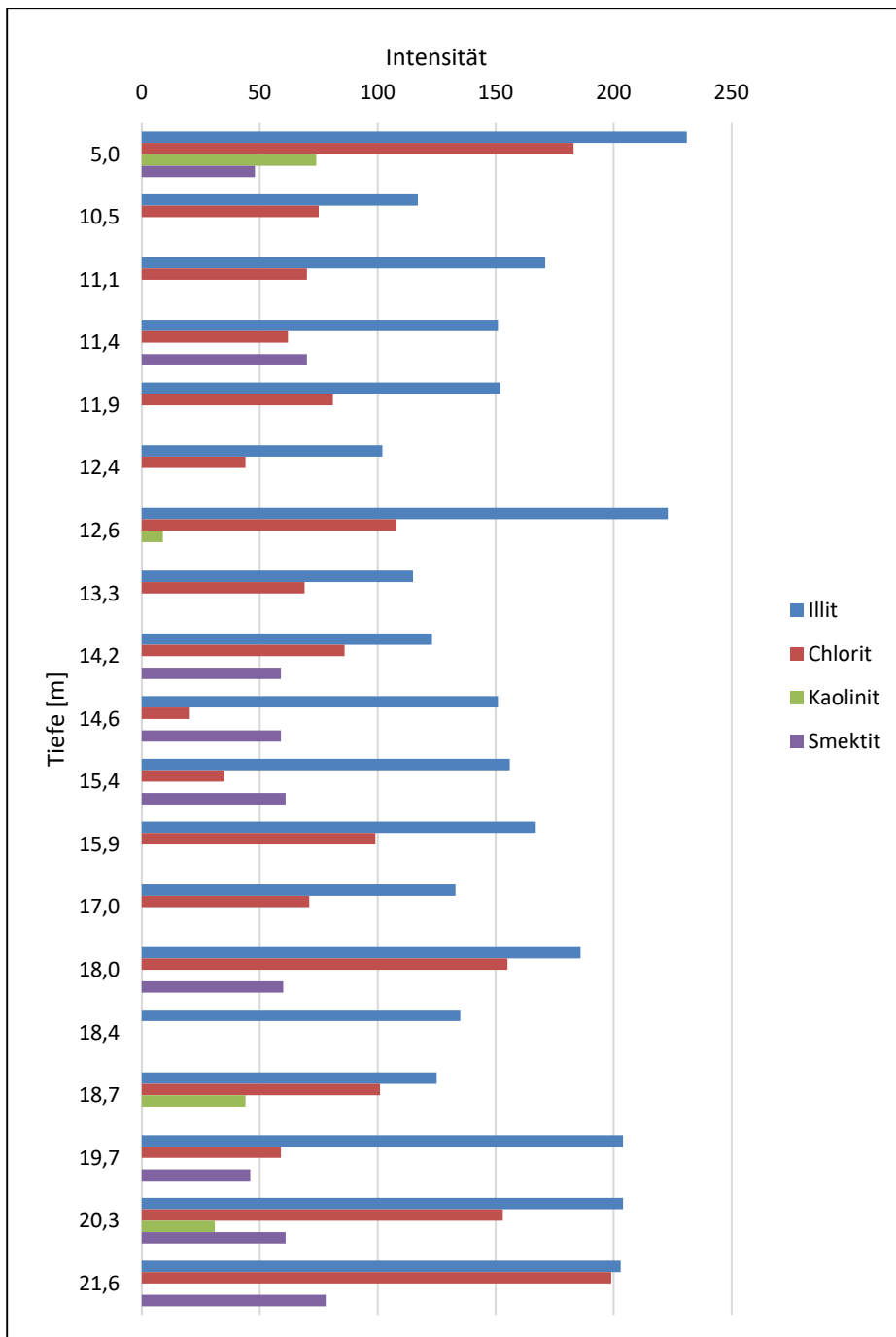


Abbildung A15: XRPD-Signalintensitäten der Tonminerale des pleistozänen Bohrkernes YED1, Standort Yakutsk.

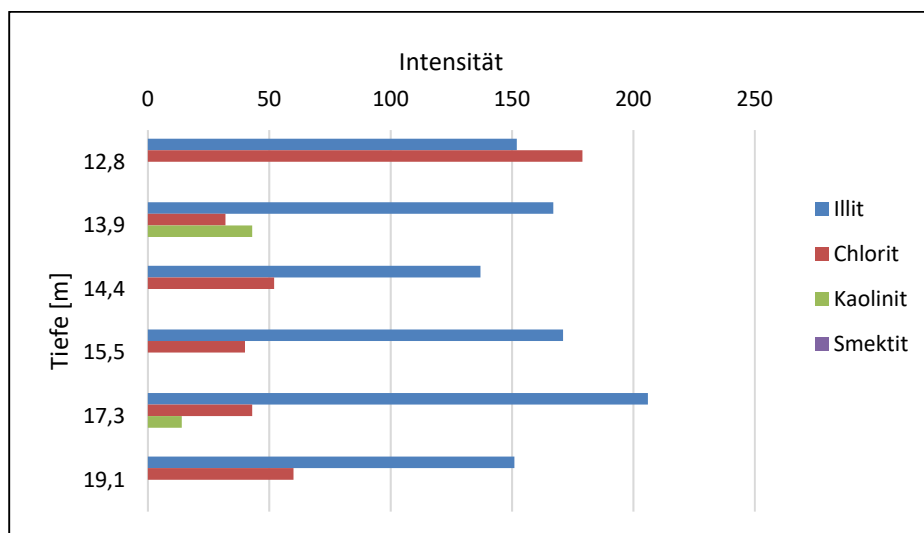
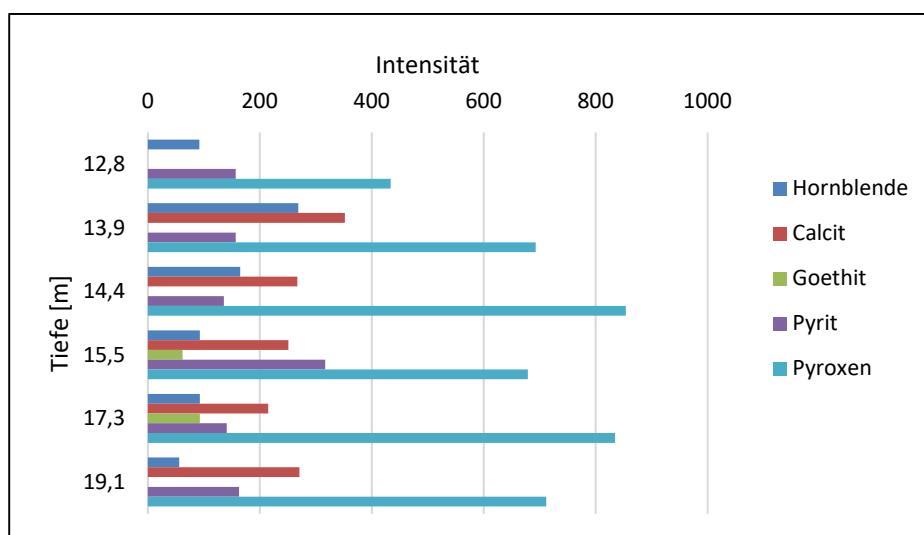
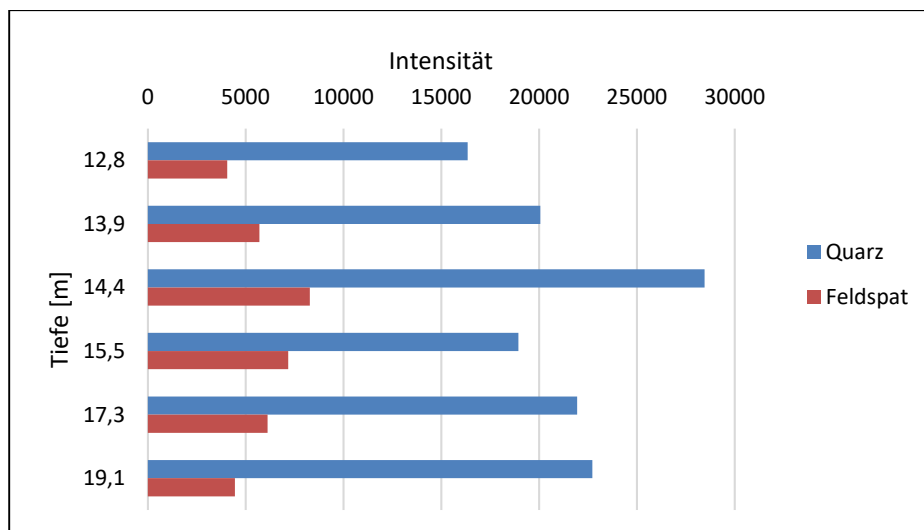


Abbildung A16: XRPD-Signalintensitäten der Gesamtmineralogie des pleistozänen Bohrkernes Alas1, Standort Yakutsk.

B. REM/EDX-Daten: Clusteranalyse - Oberflächenrauigkeit Qz/Fsp

Tabelle B1: Clusterdaten zur Qz- und Fsp-Rauigkeit des Standortes Lyakhovsky.

Probe	n Qz (5 Cluster)	rau	glatt	n Fsp (5 Cluster)	rau	glatt	Qz rau [%]	Qz glatt [%]	Fsp rau [%]	Fsp glatt [%]
LYA-1	18	14	4	29	9	20	77,78	22,22	31,03	68,97
LYA-2	23	17	6	32	7	25	73,91	26,09	21,88	78,13
LYA-3	21	8	13	36	26	10	38,10	61,90	72,22	27,78
LYA-4	22	15	7	21	17	4	68,18	31,82	80,95	19,05
LYA-5	19	5	14	30	21	9	26,32	73,68	70,00	30,00
LYA-6	24	2	22	38	37	1	8,33	91,67	97,37	2,63
LYA-7	21	18	3	27	6	21	85,71	14,29	22,22	77,78

Tabelle B2: Clusterdaten zur Qz- und Fsp-Rauigkeit des Highcenter-Polygons 1, Standort Lena-Delta.

Probe	Tiefe [cm]	n Qz (5 Cluster)	rau	glatt	n Fsp (5 Cluster)	rau	glatt	Qz rau [%]	Qz glatt [%]	Fsp rau [%]	Fsp glatt [%]
LD-S-1a	17,5	19	4	15	24	19	5	21,05	78,95	79,17	20,83
LD-S-1b	30	18	8	10	23	14	9	44,44	55,56	60,87	39,13
LD-S-1c	40	20	12	8	38	29	9	60,00	40,00	76,32	23,68
LD-S-1d	52,5	9	3	6	35	28	7	33,33	66,67	80,00	20,00
LD-S-1e	61,5	31	24	7	31	29	2	77,42	22,58	93,55	6,45
LD-S-Linse	65	13	8	5	22	15	7	61,54	38,46	68,18	31,82
LD-S-1e	68,5	31	24	7	31	29	2	77,42	22,58	93,55	6,45
LD-S-1f	74	13	7	6	24	13	11	53,85	46,15	54,17	45,83
LD-S-1g	83	8	3	5	35	21	14	37,50	62,50	60,00	40,00

Tabelle B3: Clusterdaten zur Qz- und Fsp-Rauigkeit des Highcenter-Polygons 2, Standort Lena-Delta.

Probe	Tiefe [cm]	n Qz (5 Cluster)	rau	glatt	n Fsp (5 Cluster)	rau	glatt	Qz rau [%]	Qz glatt [%]	Fsp rau [%]	Fsp glatt [%]
LD-S-2a	25	18	16	2	21	20	1	88,89	11,11	95,24	4,76
LD-S-2b	41,5	21	8	13	32	24	8	38,10	61,90	75,00	25,00
LD-S-2c	44	20	6	14	29	20	9	30,00	70,00	68,97	31,03
LD-S-2d	48	17	3	14	24	18	6	17,65	82,35	75,00	25,00
LD-S-2e	54	12	2	10	24	13	11	16,67	83,33	54,17	45,83
LD-S-2f	57,5	21	9	12	34	15	19	42,86	57,14	44,12	55,88
LD-S-2g	59	23	11	12	30	20	10	47,83	52,17	66,67	33,33
LD-S-2h	62	15	4	11	28	19	9	26,67	73,33	67,86	32,14

Tabelle B4: Clusterdaten zur Qz- und Fsp-Rauigkeit des Kliffs von Kurungnakh, Standort Lena-Delta.

Probe	Höhe (Kliff) [m]	n Qz (5 Cluster)	rau	glatt	n Fsp (5 Cluster)	rau	glatt	Qz rau [%]	Qz glatt [%]	Fsp rau [%]	Fsp glatt [%]
LD-K-1	40,7	16	8	8	21	14	7	50,00	50,00	66,67	33,33
LD-K-2	40,2	12	3	9	20	14	6	25,00	75,00	70,00	30,00
LD-K-3	39,3	11	4	7	29	22	7	36,36	63,64	75,86	24,14
LD-K-4	39,1	14	8	6	29	18	11	57,14	42,86	62,07	37,93
LD-K-5	31,0	14	4	10	16	14	2	28,57	71,43	87,50	12,50
LD-K-6	30,7	8	4	4	14	8	6	50,00	50,00	57,14	42,86
LD-K-7	30,2	8	2	6	20	16	4	25,00	75,00	80,00	20,00
LD-K-8	29,5	18	14	4	8	4	4	77,78	22,22	50,00	50,00
LD-K-9	29,3	10	8	2	20	14	6	80,00	20,00	70,00	30,00
LD-K-10	29,1	14	12	2	16	6	10	85,71	14,29	37,50	62,50
LD-K-11	28,9	10	10	0	20	16	4	100,00	0,00	80,00	20,00
LD-K-12	25,0	11	9	2	26	25	1	81,82	18,18	96,15	3,85
LD-K-13	24,9	9	6	3	17	14	3	66,67	33,33	82,35	17,65
LD-K-14	24,8	9	7	2	22	21	1	77,78	22,22	95,45	4,55
LD-K-15	24,6	13	6	7	23	16	7	46,15	53,85	69,57	30,43
LD-K-16	24,1	8	4	4	24	10	14	50,00	50,00	41,67	58,33
LD-K-17	23,8	14	9	5	21	15	6	64,29	35,71	71,43	28,57

Tabelle B5: Clusterdaten zur Qz- und Fsp-Rauigkeit der pleistozänen Flussand-Ablagerungen auf Kurungnakh, Standort Lena-Delta.

Probe	n Qz (5 Cluster)	rau	glatt	n Fsp (5 Cluster)	rau	glatt	Qz rau [%]	Qz glatt [%]	Fsp rau [%]	Fsp glatt [%]
LD-pl1	14	9	5	30	23	7	64,29	35,71	76,67	23,33
LD-pl2	17	9	8	19	15	4	52,94	47,06	78,95	21,05
LD-pl3	16	12	4	17	11	6	75,00	25,00	64,71	35,29
LD-pl4	8	8	0	21	16	5	100,00	0,00	76,19	23,81

Tabelle B6: Clusterdaten zur Qz- und Fsp-Rauigkeit des Standortes Batagay.

Probe	n Qz (5 Cluster)	rau	glatt	n Fsp (5 Cluster)	rau	glatt	Qz rau [%]	Qz glatt [%]	Fsp rau [%]	Fsp glatt [%]
BAT-1	17	8	9	28	16	12	47,06	52,94	57,14	42,86
BAT-2	23	14	9	31	6	25	60,87	39,13	19,35	80,65
BAT-3	19	8	11	25	15	10	42,11	57,89	60,00	40,00

Tabelle B7: Clusterdaten zur Qz- und Fsp-Rauigkeit der holozänen Bohrkernre, Standort Yakutsk.

Probe	Tiefe [cm]	n Qz (5 Cluster)	rau	glatt	n Fsp (5 Cluster)	rau	glatt	Qz rau [%]	Qz glatt [%]	Fsp rau [%]	Fsp glatt [%]
YAK-H/Bk1-1	Top	11	2	9	25	22	3	18,18	81,82	88,00	12,00
YAK-H/Bk1-2	0,1	14	1	13	32	26	6	7,14	92,86	81,25	18,75
YAK-H/Bk1-3	0,3	10	0	10	28	24	4	0,00	100,00	85,71	14,29
YAK-H/Bk1-4	0,6	9	0	9	36	28	8	0,00	100,00	77,78	22,22
YAK-H/Bk1-5	0,9	11	1	10	20	19	1	9,09	90,91	95,00	5,00
YAK-H/Bk2-1	Top	13	3	10	19	17	2	23,08	76,92	89,47	10,53
YAK-H/Bk2-2	0,1	9	0	9	27	24	3	0,00	100,00	88,89	11,11
YAK-H/Bk2-3	0,3	16	8	8	32	21	11	50,00	50,00	65,63	34,38
YAK-H/Bk2-4	0,6	10	6	4	30	22	8	60,00	40,00	73,33	26,67
YAK-H/Bk2-5	0,9	12	4	8	38	24	14	33,33	66,67	63,16	36,84
YAK-H/Bk2-6	1,3	8	2	6	24	20	4	25,00	75,00	83,33	16,67
YAK-H/Bk3-1	Top	19	3	16	31	28	3	15,79	84,21	90,32	9,68
YAK-H/Bk3-2	0,1	14	0	14	28	25	3	0,00	100,00	89,29	10,71
YAK-H/Bk3-3	0,3	10	1	9	29	24	5	10,00	90,00	82,76	17,24
YAK-H/Bk3-4	0,6	12	0	12	40	40		0,00	100,00	100,00	0,00
YAK-H/Bk3-5	0,9	17	2	15	26	24	2	11,76	88,24	92,31	7,69
YAK-H/Bk4-1	Top	8	0	8	39	35	4	0,00	100,00	89,74	10,26
YAK-H/Bk4-2	0,1	10	4	6	32	20	12	40,00	60,00	62,50	37,50
YAK-H/Bk4-3	0,3	9	2	7	27	24	3	22,22	77,78	88,89	11,11
YAK-H/Bk4-4	0,6	11	1	10	24	23	1	9,09	90,91	95,83	4,17

Tabelle B8: Clusterdaten zur Qz- und Fsp-Rauigkeit des pleistozänen Bohrkernes YED1, Standort Yakutsk.

Probe	Tiefe [m]	n Qz (5 Cluster)	rau	glatt	n Fsp (5 Cluster)	rau	glatt	Qz rau [%]	Qz glatt [%]	Fsp rau [%]	Fsp glatt [%]
YAK-Y1	5,0	13	6	7	21	12	9	46,15	53,85	57,14	42,86
YAK-Y2	10,5	18	13	5	38	14	24	72,22	27,78	36,84	63,16
YAK-Y3	11,1	29	14	15	52	28	24	48,28	51,72	53,85	46,15
YAK-Y4	11,4	22	12	10	46	32	14	54,55	45,45	69,57	30,43
YAK-Y5	11,9	27	9	18	36	25	11	33,33	66,67	69,44	30,56
YAK-Y6	12,4	32	21	11	43	33	10	65,63	34,37	76,74	23,26
YAK-Y7	12,6	24	19	5	49	36	13	79,17	20,83	73,47	26,53
YAK-Y8	13,3	28	21	7	42	10	32	75,00	25,00	23,81	76,19
YAK-Y9	14,2	19	15	4	48	12	36	78,95	21,05	25,00	75,00
YAK-Y10	14,6	35	26	9	38	9	29	74,29	25,71	23,68	76,32
YAK-Y11	15,4	21	14	7	44	6	38	66,67	33,33	13,64	86,36
YAK-Y12	15,9	29	17	12	48	39	9	58,62	41,38	81,25	18,75
YAK-Y13	17,0	24	19	5	50	33	17	79,17	20,83	66,00	34,00
YAK-Y14	18,0	39	30	9	51	38	13	76,92	23,08	74,51	25,49
YAK-Y15	18,4	21	16	5	30	24	6	76,19	23,81	80,00	20,00
YAK-Y16	18,7	27	17	10	44	36	8	62,96	37,04	81,82	18,18
YAK-Y17	19,7	29	19	10	52	37	15	65,52	34,48	71,15	28,85
YAK-Y18	20,3	19	11	8	39	27	12	57,89	42,11	69,23	30,77
YAK-Y19	21,6	22	11	11	37	22	15	50,00	50,00	59,46	40,54

Tabelle B 9: Clusterdaten zur Qz- und Fsp-Rauigkeit des pleistozänen Bohrkernes Alas1, Standort Yakutsk.

Probe	Tiefe [m]	n Qz (5 Cluster)	rau	glatt	n Fsp (5 Cluster)	rau	glatt	Qz rau [%]	Qz glatt [%]	Fsp rau [%]	Fsp glatt [%]
YAK-A1	12,8	4	2	2	8	4	4	50,00	50,00	50,00	50,00
YAK-A2	13,9	10	6	4	11	9	2	60,00	40,00	81,82	18,18
YAK-A3	14,4	8	4	4	10	4	6	50,00	50,00	40,00	60,00
YAK-A4	15,5	13	8	5	9	7	2	61,54	38,46	77,78	22,22
YAK-A5	17,3	9	5	4	8	4	4	55,56	44,44	50,00	50,00
YAK-A6	19,1	12	4	8	10	7	3	33,33	66,67	70,00	30,00

C. pH-Werte/Leitfähigkeiten

Tabelle C1: pH-Werte und Leitfähigkeiten der Standorte Lyakhovsky, Lena-Delta und Batagay.

Standort	Probe	Tiefe [cm]	pH-Wert	Leitfähigkeit [$\mu\text{S}/\text{cm}$]
Lyakhovsky	LYA-1		7,4	241
	LYA-2		7,4	154,5
	LYA-3		7,3	358
	LYA-4		7,4	456
	LYA-5		7,3	195
	LYA-6		4,5	70,8
	LYA-7		7,2	273
Lena-Delta	LD-S-1a	17,5	5,7	x
Samoylov	LD-S-1b	30	5,8	x
Highcenter I	LD-S-1c	40	5,7	x
	LD-S-1d	52,5	5,9	x
	LD-S-1e	61,5	5,8	x
	LD-S-Linse	65	6,0	x
	LD-S-1e	68,5	5,8	x
	LD-S-1f	74	6,0	x
	LD-S-1g	83	6,1	x
Highcenter II	LD-S-2a	25	6,1	x
	LD-S-2b	41,5	5,8	x
	LD-S-2c	44	5,4	x
	LD-S-2d	48	5,1	x
	LD-S-2e	54	5,0	x
	LD-S-2f	57,5	5,1	x
	LD-S-2g	59	5,1	x
	LD-S-2h	62	5,7	x
Lena-Delta		Höhe [m]		
Kurungnakh Kliff	LD-K-1	40,7	5,7	x
	LD-K-2	40,2	5,5	x
	LD-K-3	39,3	5,4	x
	LD-K-4	39,1	4,9	x
	LD-K-5	31,0	7,3	x
	LD-K-6	30,7	7,2	x
	LD-K-7	30,2	7,3	x
	LD-K-8	29,5	7,3	x
	LD-K-9	29,3	7,4	x
	LD-K-10	29,1	7,1	x
	LD-K-11	28,9	7,1	x
	LD-K-12	25,0	7,3	x
	LD-K-13	24,9	7,3	x
	LD-K-14	24,8	7,3	x
	LD-K-15	24,6	7,3	x
	LD-K-16	24,1	7,2	x
	LD-K-17	23,8	7,2	x
Lena-Delta	LD-pl1		6,7	x
Kurungnakh	LD-pl2		6,8	x
pl. Flusssand-	LD-pl3		7,1	x
Ablagerungen	LD-pl4		6,9	x
Batagay	BAT-1		6,3	37,2
	BAT-2		7,7	179
	BAT-3		7,5	248

Tabelle C2: pH-Werte und Leitfähigkeiten des Standortes Yakutsk.

Standort	Probe	Tiefe [m]	pH-Wert	Leitfähigkeit [$\mu\text{S}/\text{cm}$]
Yakutsk	YAK-H/Bk1-1	Top	7,1	247
hol. Kerne	YAK-H/Bk1-2	0,1	7,1	258
I	YAK-H/Bk1-3	0,3	6,8	269
	YAK-H/Bk1-4	0,6	6,7	269
	YAK-H/Bk1-5	0,9	6,7	378
II	YAK-H/Bk2-1	Top	6,0	500
	YAK-H/Bk2-2	0,1	5,9	120,1
	YAK-H/Bk2-3	0,3	7,5	119,8
	YAK-H/Bk2-4	0,6	7,6	127,6
	YAK-H/Bk2-5	0,9	7,7	146,6
	YAK-H/Bk2-6	1,3	7,7	131,5
II	YAK-H/Bk3-1	Top	7,4	627
	YAK-H/Bk3-2	0,1	7,8	337
	YAK-H/Bk3-3	0,3	8,2	315
	YAK-H/Bk3-4	0,6	8,3	559
	YAK-H/Bk3-5	0,9	8,4	635
IV	YAK-H/Bk4-1	Top	4,5	386
	YAK-H/Bk4-2	0,1	4,9	80
	YAK-H/Bk4-3	0,3	5,0	59,7
	YAK-H/Bk4-4	0,6	5,1	118,7
Yakutsk	YAK-Y1	5,0	8,3	698
YED1	YAK-Y2	10,5	7,7	231
	YAK-Y3	11,1	7,8	153,9
	YAK-Y4	11,4	7,7	97
	YAK-Y5	11,9	7,8	180,4
	YAK-Y6	12,4	7,9	121,8
	YAK-Y7	12,6	7,9	175,5
	YAK-Y8	13,3	7,9	112,9
	YAK-Y9	14,2	7,8	147,2
	YAK-Y10	14,6	7,8	122,2
	YAK-Y11	15,4	7,8	120,1
	YAK-Y12	15,9	7,7	137,7
	YAK-Y13	17,0	7,8	129,8
	YAK-Y14	18,0	7,8	190,4
	YAK-Y15	18,4	7,9	132,6
	YAK-Y16	18,7	8,0	179
	YAK-Y17	19,7	7,9	307
	YAK-Y18	20,3	7,7	432
	YAK-Y19	21,6	7,4	193,4
Yakutsk	YAK-A1	12,8	8,1	267
Alas1	YAK-A2	13,9	8,1	224
	YAK-A3	14,4	8,0	139,7
	YAK-A4	15,5	7,8	196,6
	YAK-A5	17,3	7,8	193,3
	YAK-A6	19,1	7,9	205

D. Daten zur Korngrößenanalyse

Tabelle D1: Körnungstabelle des Standortes Lyakhovsky.

Probe	Sand [%]	Schluff [%]	Ton [%]	Bodenart nach K5
LYA-1	0,796	76,47	22,74	Ut4
LYA-2	0,620	81,09	18,29	Ut4
LYA-3	1,320	73,16	25,52	Tu4
LYA-4	1,574	87,08	11,35	Ut2
LYA-5	4,417	85,71	9,88	Ut2
LYA-6	3,226	83,28	13,49	Ut3
LYA-7	15,930	75,06	9,01	Ut2

Tabelle D2: Körnungstabelle des Highcenter-Polygons 1, Standort Lena-Delta.

Probe	Tiefe [cm]	Sand [%]	Schluff [%]	Ton [%]	Bodenart nach K5
LD-S-1a	17,5	68,999	24,99	6,01	SI2
LD-S-1b	30	70,236	24,04	5,72	SI2
LD-S-1c	40	64,946	27,16	7,90	Su3
LD-S-1d	52,5	68,138	24,94	6,93	SI2
LD-S-1e	61,5	55,303	36,72	7,98	Su3
LD-S-Linse	65	72,788	22,20	5,01	SI2
LD-S-1e	68,5	55,303	36,72	7,98	Su3
LD-S-1f	74	68,855	25,47	5,67	Su3
LD-S-1g	83	57,555	34,10	8,34	SI3

Tabelle D3: Körnungstabelle des Highcenter-Polygons 2, Standort Lena-Delta.

Probe	Tiefe [cm]	Sand [%]	Schluff [%]	Ton [%]	Bodenart nach K5
LD-S-2a	25	71,821	21,92	6,26	SI2
LD-S-2b	41,5	61,708	29,86	8,43	SI3
LD-S-2c	44	73,973	20,07	5,95	SI2
LD-S-2d	48	70,751	23,20	6,05	SI2
LD-S-2e	54	56,076	35,07	8,86	SI3
LD-S-2f	57,5	x	x	x	x
LD-S-2g	59	x	x	x	x
LD-S-2h	62	59,342	33,72	6,94	Su3

Tabelle D4: Körnungstabelle des Kliffs von Kurungnakh, Standort Lena-Delta.

Probe	Höhe (Kliff) [m]	Sand [%]	Schluff [%]	Ton [%]	Bodenart nach K5
LD-K-1	40,7	25,867	52,61	21,52	Lu
LD-K-2	40,2	19,815	55,13	25,05	Lu
LD-K-3	39,3	x	x	x	x
LD-K-4	39,1	29,069	52,42	18,51	Lu
LD-K-5	31,0	x	x	x	x
LD-K-6	30,7	x	x	x	x
LD-K-7	30,2	26,233	51,91	21,86	Lu
LD-K-8	29,5	42,755	40,51	16,73	Slu
LD-K-9	29,3	25,013	59,37	15,61	Uls
LD-K-10	29,1	40,556	40,81	18,63	Ls2
LD-K-11	28,9	35,909	43,02	21,07	Ls2
LD-K-12	25,0	58,859	24,03	17,11	Ls4
LD-K-13	24,9	73,730	13,01	13,26	Sl4
LD-K-14	24,8	62,186	22,83	14,98	Sl4
LD-K-15	24,6	46,190	33,80	20,01	Ls3
LD-K-16	24,1	38,050	40,72	21,23	Ls2
LD-K-17	23,8	38,115	41,47	20,41	Ls2

Tabelle D5: Körnungstabelle der pleistozänen Flusssand-Ablagerungen auf Kurungnakh, Standort Lena-Delta.

Probe	Sand [%]	Schluff [%]	Ton [%]	Bodenart nach K5
LD-pl1	83,594	9,74	6,67	St2
LD-pl2	88,608	6,38	5,01	St2
LD-pl3	38,952	42,91	18,14	Ls2
LD-pl4	88,060	7,06	4,88	Ss

Tabelle D6: Körnungstabelle des Standortes Batagay.

Probe	Sand [%]	Schluff [%]	Ton [%]	Bodenart nach K5
BAT-1	65,972	27,08	6,94	Su3
BAT-2	69,360	24,46	6,18	Sl2
BAT-3	32,277	59,36	8,37	Uls

Tabelle D7: Körnungstabelle der holozänen Bohrkerne, Standort Yakutsk.

Probe	Tiefe [m]	Sand [%]	Schluff [%]	Ton [%]	Bodenart nach K5
YAK-H/Bk1-1	Top	1,335	90,76	7,91	Uu
YAK-H/Bk1-2	0,1	2,000	80,21	17,79	Ut4
YAK-H/Bk1-3	0,3	5,275	79,98	14,74	Ut3
YAK-H/Bk1-4	0,6	4,495	80,35	15,15	Ut3
YAK-H/Bk1-5	0,9	1,857	77,93	20,22	Ut4
YAK-H/Bk2-1	Top	x	x	x	x
YAK-H/Bk2-2	0,1	84,057	10,12	5,83	Sl2
YAK-H/Bk2-3	0,3	95,552	1,20	3,25	Ss
YAK-H/Bk2-4	0,6	93,490	2,60	3,91	Ss
YAK-H/Bk2-5	0,9	94,064	2,46	3,47	Ss
YAK-H/Bk2-6	1,3	95,900	0,85	3,25	Ss
YAK-H/Bk3-1	Top	x	x	x	x
YAK-H/Bk3-2	0,1	72,127	14,66	13,21	Sl4
YAK-H/Bk3-3	0,3	90,283	4,45	5,26	St2
YAK-H/Bk3-4	0,6	72,316	15,46	12,22	Sl4
YAK-H/Bk3-5	0,9	48,240	40,73	11,02	Slu
YAK-H/Bk4-1	Top	x	x	x	x
YAK-H/Bk4-2	0,1	79,032	10,89	10,08	Sl3
YAK-H/Bk4-3	0,3	81,062	10,72	8,22	Sl3
YAK-H/Bk4-4	0,6	81,699	9,76	8,54	St2

Tabelle D8: Körnungstabelle des pleistozänen Bohrkernes YED1, Standort Yakutsk.

Probe	Tiefe [m]	Sand [%]	Schluff [%]	Ton [%]	Bodenart nach K5
YAK-Y1	5,0	3,246	71,73	25,03	Tu4
YAK-Y2	10,5	61,731	29,67	8,60	Sl3
YAK-Y3	11,1	64,252	28,76	6,98	Su3
YAK-Y4	11,4	81,080	14,60	4,32	Su2
YAK-Y5	11,9	66,267	27,69	6,05	Su3
YAK-Y6	12,4	77,146	17,48	5,38	Sl2
YAK-Y7	12,6	70,123	25,91	3,97	Su3
YAK-Y8	13,3	84,647	10,80	4,55	Su2
YAK-Y9	14,2	57,258	39,87	2,87	Su3
YAK-Y10	14,6	82,837	16,48	0,68	Su2
YAK-Y11	15,4	84,081	12,85	3,07	Su2
YAK-Y12	15,9	65,810	27,90	6,29	Su3
YAK-Y13	17,0	70,462	24,97	4,56	Su2
YAK-Y14	18,0	30,161	62,42	7,42	Us
YAK-Y15	18,4	87,015	12,02	0,97	Su2
YAK-Y16	18,7	71,050	25,74	3,21	Su3
YAK-Y17	19,7	3,062	84,04	12,90	Ut3
YAK-Y18	20,3	2,235	85,37	12,39	Ut3
YAK-Y19	21,6	3,464	78,55	17,98	Ut4

Tabelle D9: Körnungstabelle des pleistozänen Bohrkernes Alas1, Standort Yakutsk.

Probe	Tiefe [m]	Sand [%]	Schluff [%]	Ton [%]	Bodenart nach K5
YAK-A1	12,8	4,383	73,96	21,66	Ut4
YAK-A2	13,9	12,726	71,56	15,71	Ut3
YAK-A3	14,4	81,467	14,54	3,99	Su2
YAK-A4	15,5	8,317	77,42	14,26	Ut3
YAK-A5	17,3	4,954	82,30	12,74	Ut3
YAK-A6	19,1	4,980	83,07	11,95	Ut2

E. Kohlenstoff- und Stickstoffwerte

Tabelle E1: Kohlenstoff- und Stickstoffwerte des Standortes Lyakhovsky.

Probe	C _{org} [%]	C _{anorg} [%]	C _{gesamt} [%]	N [%]
LYA-1	0,11	2,04	2,15	0,23
LYA-2	0,19	1,96	2,15	0,24
LYA-3	0,14	1,35	1,49	0,16
LYA-4	0,22	0,62	0,85	0,08
LYA-5	0,22	0,51	0,73	0,07
LYA-6	0,09	8,84	8,93	0,67
LYA-7	0,07	2,42	2,50	0,22

Tabelle E2: Kohlenstoff- und Stickstoffwerte des Highcenter-Polygons 1, Standort Lena-Delta.

Probe	Tiefe [cm]	C _{org} [%]	C _{anorg} [%]*	C _{gesamt} [%]	N [%]
LD-S-1a	17,5	2,02	-	2,02	0,13
LD-S-1b	30	1,81	-	1,81	0,11
LD-S-1c	40	1,87	-	1,87	0,13
LD-S-1d	52,5	2,44	-	2,44	0,13
LD-S-1e	61,5	2,20	-	2,20	0,13
LD-S-Linse	65	1,80	-	1,80	0,10
LD-S-1e	68,5	2,20	-	2,20	0,13
LD-S-1f	74	1,31	-	1,31	0,10
LD-S-1g	83	1,79	-	1,79	0,12

Tabelle E3: Kohlenstoff- und Stickstoffwerte des Highcenter-Polygons 2, Standort Lena-Delta.

Probe	Tiefe [cm]	C _{org} [%]	C _{anorg} [%]*	C _{gesamt} [%]	N [%]
LD-S-2a	25	1,86	-	1,86	0,12
LD-S-2b	41,5	1,85	-	1,85	0,11
LD-S-2c	44	2,10	-	2,10	0,11
LD-S-2d	48	1,94	-	1,94	0,11
LD-S-2e	54	2,56	-	2,56	0,13
LD-S-2f	57,5	4,00	-	4,00	0,19
LD-S-2g	59	2,13	-	2,13	0,13
LD-S-2h	62	2,16	-	2,16	0,15

Tabelle E4: Kohlenstoff- und Stickstoffwerte des Kliffs von Kurungnakh, Standort Lena-Delta.

Probe	Höhe (Kliff) [m]	C _{org} [%]	C _{anorg} [%]*	C _{gesamt} [%]	N [%]
LD-K-1	40,7	4,76	-	4,76	0,30
LD-K-2	40,2	9,92	-	9,92	0,69
LD-K-3	39,3	8,54	-	8,54	0,56
LD-K-4	39,1	3,71	-	3,71	0,21
LD-K-5	31,0	1,73	0,21	1,94	0,17
LD-K-6	30,7	2,16	0,12	2,28	0,18
LD-K-7	30,2	2,50	0,19	2,70	0,22
LD-K-8	29,5	1,51	0,14	1,65	0,13
LD-K-9	29,3	1,59	0,28	1,87	0,15
LD-K-10	29,1	1,86	0,16	2,02	0,17
LD-K-11	28,9	1,73	0,09	1,82	0,15
LD-K-12	25,0	1,53	0,08	1,61	0,12
LD-K-13	24,9	0,93	0,06	0,99	0,09
LD-K-14	24,8	1,43	0,08	1,52	0,12
LD-K-15	24,6	2,18	0,09	2,28	0,18
LD-K-16	24,1	2,33	0,13	2,46	0,18
LD-K-17	23,8	2,85	0,13	2,99	0,23

Tabelle E5: Kohlenstoff- und Stickstoffwerte der pleistozänen Flusssand-Ablagerungen auf Kurungnakh, Standort Lena-Delta.

Probe	C _{org} [%]	C _{anorg} [%]	C _{gesamt} [%]	N [%]
LD-pl1	0,41	0,03	0,44	0,07
LD-pl2	0,34	0,02	0,36	0,08
LD-pl3	2,47	0,10	2,57	0,24
LD-pl4	0,42	0,02	0,44	0,11

Tabelle E6: Kohlenstoff- und Stickstoffwerte des Standortes Batagay.

Probe	C _{org} [%]	C _{anorg} [%]*	C _{gesamt} [%]	N [%]
BAT-1	0,44	-	0,44	0,09
BAT-2	0,43	0,14	0,57	0,10
BAT-3	1,42	0,14	1,56	0,21

Tabelle E7: Kohlenstoff- und Stickstoffwerte der holozänen Bohrkerne, Standort Yakutsk.

Probe	Tiefe [m]	C _{org} [%]	C _{anorg} [%]*	C _{gesamt} [%]	N [%]
YAK-H/Bk1-1	Top	3,18	0,50	3,68	0,34
YAK-H/Bk1-2	0,1	9,60	0,46	10,06	1,08
YAK-H/Bk1-3	0,3	0,84	0,13	0,97	0,10
YAK-H/Bk1-4	0,6	0,99	0,10	1,09	0,12
YAK-H/Bk1-5	0,9	1,74	0,15	1,89	0,20
YAK-H/Bk2-1	Top	19,84	-	19,84	1,85
YAK-H/Bk2-2	0,1	4,27	-	4,27	0,45
YAK-H/Bk2-3	0,3	0,13	0,06	0,19	0,03
YAK-H/Bk2-4	0,6	0,16	0,08	0,24	0,06
YAK-H/Bk2-5	0,9	0,14	0,08	0,22	0,03
YAK-H/Bk2-6	1,3	0,09	0,06	0,15	0,05
YAK-H/Bk3-1	Top	19,85	0,12	19,97	1,94
YAK-H/Bk3-2	0,1	7,13	0,32	7,44	0,55
YAK-H/Bk3-3	0,3	0,24	0,11	0,34	0,04
YAK-H/Bk3-4	0,6	0,71	0,24	0,96	0,10
YAK-H/Bk3-5	0,9	0,28	0,27	0,55	0,07
YAK-H/Bk4-1	Top	23,08	-	23,08	0,59
YAK-H/Bk4-2	0,1	2,00	-	2,00	0,06
YAK-H/Bk4-3	0,3	0,70	-	0,70	0,02
YAK-H/Bk4-4	0,6	0,35	-	0,35	0,02

Tabelle E8: Kohlenstoff- und Stickstoffwerte des pleistozänen Bohrkernes YED1, Standort Yakutsk.

Probe	Tiefe [m]	C _{org} [%]	C _{anorg} [%]	C _{gesamt} [%]	N [%]
YAK-Y1	5,0	1,35	1,80	3,15	0,14
YAK-Y2	10,5	0,47	0,18	0,65	0,06
YAK-Y3	11,1	0,36	0,16	0,52	0,05
YAK-Y4	11,4	0,18	0,08	0,25	0,04
YAK-Y5	11,9	0,46	0,22	0,68	0,06
YAK-Y6	12,4	0,30	0,09	0,39	0,05
YAK-Y7	12,6	0,59	0,28	0,87	0,07
YAK-Y8	13,3	0,16	0,09	0,25	0,04
YAK-Y9	14,2	0,36	0,24	0,60	0,05
YAK-Y10	14,6	0,18	0,13	0,31	0,04
YAK-Y11	15,4	0,17	0,11	0,29	0,03
YAK-Y12	15,9	0,31	0,22	0,53	0,05
YAK-Y13	17,0	0,19	0,19	0,38	0,04
YAK-Y14	18,0	0,39	0,38	0,77	0,06
YAK-Y15	18,4	0,17	0,10	0,27	0,03
YAK-Y16	18,7	0,30	0,22	0,52	0,05
YAK-Y17	19,7	0,83	0,79	1,62	0,10
YAK-Y18	20,3	1,56	0,67	2,23	0,15
YAK-Y19	21,6	2,29	0,27	2,55	0,20

Tabelle E9: Kohlenstoff- und Stickstoffwerte des pleistozänen Bohrkernes Alas1, Standort Yakutsk.

Probe	Tiefe [m]	C _{org} [%]	C _{anorg} [%]	C _{gesamt} [%]	N [%]
YAK-A1	12,8	1,13	0,67	1,80	0,14
YAK-A2	13,9	0,74	0,46	1,20	0,10
YAK-A3	14,4	0,23	0,15	0,38	0,04
YAK-A4	15,5	0,72	0,29	1,01	0,09
YAK-A5	17,3	0,88	0,35	1,23	0,10
YAK-A6	19,1	0,82	0,35	1,18	0,09

*) nur bestimmt, wenn pH unter 6,5.

F. Pedogene Eisen- und Manganoxide

Tabelle F1: Eisen- und Mangangehalte des Standortes Lyakhovsky.

Probe	Fe _o [g/kg]	Fe _d [g/kg]	*Goethit [g/kg]	Mn _o [g/kg]	Mn _d [g/kg]
LYA-1	3,63	9,92	6,29	0,20	0,23
LYA-2	3,03	8,97	5,94	0,21	0,26
LYA-3	3,30	8,47	5,17	0,13	0,17
LYA-4	3,18	7,69	4,51	0,11	0,15
LYA-5	6,08	6,11	0,02	0,16	0,23
LYA-6	5,13	5,40	0,26	0,03	0,03
LYA-7	3,99	10,05	6,05	0,25	0,35

Tabelle F2: Eisen- und Mangangehalte des Highcenter-Polygons 1, Standort Lena-Delta.

Probe	Tiefe [cm]	Fe _o [g/kg]	Fe _d [g/kg]	*Goethit [g/kg]	Mn _o [g/kg]	Mn _d [g/kg]
LD-S-1a	17,5	2,05	4,92	2,87	0,30	0,35
LD-S-1b	30	3,45	7,92	4,47	0,02	0,01
LD-S-1c	40	2,41	5,24	2,83	0,10	0,12
LD-S-1d	52,5	2,36	5,63	3,27	0,02	0,02
LD-S-1e	61,5	1,32	3,32	n.n.	0,02	0,01
LD-S-Linse	65	1,15	3,43	2,28	0,02	0,02
LD-S-1e	68,5	1,32	3,32	n.n.	0,02	0,01
LD-S-1f	74	1,04	3,07	2,03	0,02	0,03
LD-S-1g	83	0,97	3,07	2,10	0,06	0,05

Tabelle F3: Eisen- und Mangangehalte des Highcenter-Polygons 2, Standort Lena-Delta.

Probe	Tiefe [cm]	Fe _o [g/kg]	Fe _d [g/kg]	*Goethit [g/kg]	Mn _o [g/kg]	Mn _d [g/kg]
LD-S-2a	25	3,61	6,79	3,18	0,06	0,06
LD-S-2b	41,5	3,32	5,33	2,02	0,07	0,08
LD-S-2c	44	3,77	5,67	1,90	0,06	0,06
LD-S-2d	48	3,24	5,53	2,29	0,05	0,05
LD-S-2e	54	5,37	7,20	1,84	0,10	0,11
LD-S-2f	57,5	4,26	8,93	4,67	0,10	0,21
LD-S-2g	59	2,60	4,06	1,46	0,04	0,04
LD-S-2h	62	4,95	6,56	1,61	0,14	0,17

Tabelle F4: Eisen- und Mangangehalte des Kliffs von Kurungnakh, Standort Lena-Delta.

Probe	Höhe (Kliff) [m]	Fe _o [g/kg]	Fe _d [g/kg]	*Goethit [g/kg]	Mn _o [g/kg]	Mn _d [g/kg]
LD-K-1	40,7	8,48	10,26	1,78	0,26	0,33
LD-K-2	40,2	7,17	7,71	0,54	0,15	0,20
LD-K-3	39,3	8,70	9,52	0,82	0,16	0,19
LD-K-4	39,1	12,70	12,23	n.n.	0,20	0,20
LD-K-5	31,0	1,51	7,20	5,69	0,09	0,16
LD-K-6	30,7	1,86	6,82	4,96	0,10	0,18
LD-K-7	30,2	2,04	7,54	5,50	0,14	0,24
LD-K-8	29,5	2,00	8,41	6,41	0,13	0,20
LD-K-9	29,3	2,08	8,00	5,91	0,13	0,19
LD-K-10	29,1	2,04	7,32	5,29	0,12	0,20
LD-K-11	28,9	2,39	8,59	6,20	0,13	0,18
LD-K-12	25,0	2,29	8,04	5,75	0,14	0,19
LD-K-13	24,9	1,89	7,03	5,14	0,13	0,20
LD-K-14	24,8	2,09	7,36	5,27	0,12	0,15
LD-K-15	24,6	2,75	8,82	6,07	0,13	0,19
LD-K-16	24,1	2,40	9,13	6,72	0,12	0,20
LD-K-17	23,8	2,34	8,12	5,78	0,14	0,25

Tabelle F5: Eisen- und Mangangehalte der pleistozänen Flusssand-Ablagerungen auf Kurungnakh, Standort Lena-Delta.

Probe	Fe _o [g/kg]	Fe _d [g/kg]	*Goethit [g/kg]	Mn _o [g/kg]	Mn _d [g/kg]
LD-pl1	1,57	4,41	2,84	0,05	0,07
LD-pl2	1,21	4,12	2,91	0,04	0,06
LD-pl3	3,24	8,30	5,06	0,20	0,28
LD-pl4	1,07	4,18	3,10	0,05	0,07

Tabelle F6: Eisen- und Mangangehalte des Standortes Batagay.

Probe	Fe _o [g/kg]	Fe _d [g/kg]	*Goethit [g/kg]	Mn _o [g/kg]	Mn _d [g/kg]
BAT-1	0,71	10,22	9,51	0,07	0,14
BAT-2	1,28	10,17	8,88	0,06	0,17
BAT-3	2,0	11,84	9,84	0,16	0,28

Tabelle F7: Eisen- und Mangangehalte der holozänen Bohrkern, Standort Yakutsk.

Probe	Tiefe [m]	Fe _o [g/kg]	Fe _d [g/kg]	*Goethit [g/kg]	Mn _o [g/kg]	Mn _d [g/kg]
YAK-H/Bk1-1	Top	2,21	7,12	4,90	0,21	0,24
YAK-H/Bk1-2	0,1	2,32	3,27	0,95	0,11	0,11
YAK-H/Bk1-3	0,3	1,15	1,84	0,69	0,01	0,01
YAK-H/Bk1-4	0,6	1,14	1,84	0,70	0,02	0,02
YAK-H/Bk1-5	0,9	1,61	2,15	0,54	0,04	0,04
YAK-H/Bk2-1	Top	3,26	3,80	0,54	0,10	0,10
YAK-H/Bk2-2	0,1	1,91	2,43	0,52	0,04	0,04
YAK-H/Bk2-3	0,3	0,81	1,01	0,20	0,05	0,07
YAK-H/Bk2-4	0,6	2,03	1,90	n.n.	0,09	0,10
YAK-H/Bk2-5	0,9	2,62	2,88	0,26	0,04	0,05
YAK-H/Bk2-6	1,3	1,80	2,80	0,99	0,03	0,04
YAK-H/Bk3-1	Top	2,68	2,92	0,23	0,07	0,07
YAK-H/Bk3-2	0,1	1,31	1,81	0,50	0,07	0,11
YAK-H/Bk3-3	0,3	3,10	3,40	0,30	0,06	0,08
YAK-H/Bk3-4	0,6	4,57	4,67	0,10	0,10	0,12
YAK-H/Bk3-5	0,9	5,03	6,04	1,0	0,08	0,09
YAK-H/Bk4-1	Top	2,37	3,42	1,05	0,60	0,57
YAK-H/Bk4-2	0,1	2,42	4,29	1,87	0,05	0,08
YAK-H/Bk4-3	0,3	0,73	1,97	1,24	0,02	0,02
YAK-H/Bk4-4	0,6	0,41	0,93	0,52	0,01	n.n.

Tabelle F8: Eisen- und Mangengehalte des pleistozänen Bohrkernes YED1, Standort Yakutsk.

Probe	Tiefe [m]	Fe _o [g/kg]	Fe _d [g/kg]	*Goethit [g/kg]	Mn _o [g/kg]	Mn _d [g/kg]
YAK-Y1	5,0	2,09	7,89	5,79	0,11	0,14
YAK-Y2	10,5	2,00	3,77	1,77	0,05	0,06
YAK-Y3	11,1	1,62	3,28	1,66	0,04	0,04
YAK-Y4	11,4	1,60	2,80	1,20	0,03	0,02
YAK-Y5	11,9	2,25	3,97	1,72	0,05	0,05
YAK-Y6	12,4	1,88	3,27	1,39	0,03	0,02
YAK-Y7	12,6	1,94	4,01	2,07	0,07	0,09
YAK-Y8	13,3	1,72	3,25	1,53	0,03	0,04
YAK-Y9	14,2	1,68	4,05	2,38	0,05	0,06
YAK-Y10	14,6	1,65	3,18	1,53	0,03	0,03
YAK-Y11	15,4	1,63	2,94	1,31	0,03	0,03
YAK-Y12	15,9	1,60	3,41	1,81	0,04	0,04
YAK-Y13	17,0	1,49	3,28	1,79	0,04	0,04
YAK-Y14	18,0	1,89	4,46	2,57	0,07	0,09
YAK-Y15	18,4	2,41	3,11	0,70	0,03	0,02
YAK-Y16	18,7	1,93	4,08	2,15	0,06	0,07
YAK-Y17	19,7	1,27	5,77	4,50	0,08	0,11
YAK-Y18	20,3	2,37	5,28	2,92	0,12	0,19
YAK-Y19	21,6	1,81	6,22	4,40	0,15	0,19

Tabelle F9: Eisen- und Mangengehalte des pleistozänen Bohrkernes Alas1, Standort Yakutsk.

Probe	Tiefe [m]	Fe _o [g/kg]	Fe _d [g/kg]	*Goethit [g/kg]	Mn _o [g/kg]	Mn _d [g/kg]
YAK-A1	12,8	0,53	7,86	7,33	0,21	0,30
YAK-A2	13,9	7,78	7,81	0,03	0,17	0,25
YAK-A3	14,4	4,27	4,11	n.n.	0,09	0,10
YAK-A4	15,5	4,68	4,76	0,08	0,09	0,11
YAK-A5	17,3	6,34	6,12	n.n.	0,13	0,16
YAK-A6	19,1	5,70	5,74	0,05	0,16	0,20

*) aus der Differenz zwischen Fe_d und Fe_o bestimmt.

G. Korrelationstabellen und t-Test

Tabelle G1: Korrelationen der Parameter für den Standort Lyakhovsky.

		Qz rau	Fsp rau	Feo	Fed	Goethit	C gesamt	pH
Qz rau	Korrelation nach Pearson	1	-,824*	-,680	,903**	,881**	-,531	,685
	Signifikanz (2-seitig)		,023	,093	,005	,009	,220	,090
	N	7	7	7	7	7	7	7
Fsp rau	Korrelation nach Pearson	-,824*	1	,409	-,854*	-,735	,388	-,576
	Signifikanz (2-seitig)	,023		,362	,014	,060	,390	,176
	N	7	7	7	7	7	7	7
Feo	Korrelation nach Pearson	-,680	,409	1	-,701	-,883**	,312	-,451
	Signifikanz (2-seitig)	,093	,362		,079	,008	,496	,310
	N	7	7	7	7	7	7	7
Fed	Korrelation nach Pearson	,903**	-,854*	-,701	1	,954**	-,473	,653
	Signifikanz (2-seitig)	,005	,014	,079		,001	,284	,112
	N	7	7	7	7	7	7	7
Goethit	Korrelation nach Pearson	,881**	-,735	-,883**	,954**	1	-,443	,620
	Signifikanz (2-seitig)	,009	,060	,008	,001		,319	,137
	N	7	7	7	7	7	7	7
C gesamt	Korrelation nach Pearson	-,531	,388	,312	-,473	-,443	1	-,971**
	Signifikanz (2-seitig)	,220	,390	,496	,284	,319		,000
	N	7	7	7	7	7	7	7
pH	Korrelation nach Pearson	,685	-,576	-,451	,653	,620	-,971**	1
	Signifikanz (2-seitig)	,090	,176	,310	,112	,137	,000	
	N	7	7	7	7	7	7	7

*. Die Korrelation ist auf dem Niveau von 0,05 (2-seitig) signifikant.

** . Die Korrelation ist auf dem Niveau von 0,01 (2-seitig) signifikant.

Tabelle G2: Korrelationen der Parameter für Highcenter-Polygon I, Standort Lena-Delta.

		Qz rau	Fsp rau	Feo	Fed	Goethit	C gesamt	pH
Qz rau	Korrelation nach Pearson	1	,428	-,351	-,415	-,721*	,026	,060
	Signifikanz (2-seitig)		,250	,354	,267	,028	,946	,879
	N	9	9	9	9	9	9	9
Fsp rau	Korrelation nach Pearson	,428	1	-,041	-,137	-,604	,820**	-,459
	Signifikanz (2-seitig)	,250		,917	,725	,085	,007	,214
	N	9	9	9	9	9	9	9
Feo	Korrelation nach Pearson	-,351	-,041	1	,990**	,736*	,223	-,629
	Signifikanz (2-seitig)	,354	,917		,000	,024	,564	,070
	N	9	9	9	9	9	9	9
Fed	Korrelation nach Pearson	-,415	-,137	,990**	1	,796*	,176	-,530
	Signifikanz (2-seitig)	,267	,725	,000		,010	,651	,142
	N	9	9	9	9	9	9	9
Goethit	Korrelation nach Pearson	-,721*	-,604	,736*	,796*	1	-,206	-,188
	Signifikanz (2-seitig)	,028	,085	,024	,010		,595	,628
	N	9	9	9	9	9	9	9
C gesamt	Korrelation nach Pearson	,026	,820**	,223	,176	-,206	1	-,314
	Signifikanz (2-seitig)	,946	,007	,564	,651	,595		,410
	N	9	9	9	9	9	9	9
pH	Korrelation nach Pearson	,060	-,459	-,629	-,530	-,188	-,314	1
	Signifikanz (2-seitig)	,879	,214	,070	,142	,628	,410	
	N	9	9	9	9	9	9	9

*. Die Korrelation ist auf dem Niveau von 0,05 (2-seitig) signifikant.

**.. Die Korrelation ist auf dem Niveau von 0,01 (2-seitig) signifikant.

Tabelle G3: Korrelationen der Parameter für Highcenter-Polygon II, Standort Lena-Delta.

		Qz rau	Fsp rau	Feo	Fed	Goethit	C gesamt	pH
Qz rau	Korrelation nach Pearson	1	,571	-,364	,060	,396	-,093	,636
	Signifikanz (2-seitig)		,140	,375	,887	,331	,826	,090
	N	8	8	8	8	8	8	8
Fsp rau	Korrelation nach Pearson	,571	1	-,451	-,462	-,245	-,817*	,757*
	Signifikanz (2-seitig)	,140		,263	,249	,559	,013	,029
	N	8	8	8	8	8	8	8
Feo	Korrelation nach Pearson	-,364	-,451	1	,684	,075	,371	-,066
	Signifikanz (2-seitig)	,375	,263		,061	,860	,365	,876
	N	8	8	8	8	8	8	8
Fed	Korrelation nach Pearson	,060	-,462	,684	1	,778*	,777*	-,040
	Signifikanz (2-seitig)	,887	,249	,061		,023	,023	,926
	N	8	8	8	8	8	8	8
Goethit	Korrelation nach Pearson	,396	-,245	,075	,778*	1	,743*	,003
	Signifikanz (2-seitig)	,331	,559	,860	,023		,035	,995
	N	8	8	8	8	8	8	8
C gesamt	Korrelation nach Pearson	-,093	-,817*	,371	,777*	,743*	1	-,484
	Signifikanz (2-seitig)	,826	,013	,365	,023	,035		,224
	N	8	8	8	8	8	8	8
pH	Korrelation nach Pearson	,636	,757*	-,066	-,040	,003	-,484	1
	Signifikanz (2-seitig)	,090	,029	,876	,926	,995	,224	
	N	8	8	8	8	8	8	8

*. Die Korrelation ist auf dem Niveau von 0,05 (2-seitig) signifikant.

Tabelle G4: Korrelationen der Parameter für das Kliff von Kurungnakh, Standort Lena-Delta.

		Qz rau	Fsp rau	Feo	Fed	Goethit	C gesamt	pH
Qz rau	Korrelation nach Pearson	1	-,039	-,312	-,054	,426	-,568*	,368
	Signifikanz (2-seitig)		,881	,223	,837	,089	,017	,147
	N	17	17	17	17	17	17	17
Fsp rau	Korrelation nach Pearson	-,039	1	-,090	-,208	-,001	-,042	,109
	Signifikanz (2-seitig)	,881		,732	,422	,997	,873	,678
	N	17	17	17	17	17	17	17
Feo	Korrelation nach Pearson	-,312	-,090	1	,827**	-,934**	,667**	-,981**
	Signifikanz (2-seitig)	,223	,732		,000	,000	,003	,000
	N	17	17	17	17	17	17	17
Fed	Korrelation nach Pearson	-,054	-,208	,827**	1	-,572*	,288	-,730**
	Signifikanz (2-seitig)	,837	,422	,000		,016	,262	,001
	N	17	17	17	17	17	17	17
Goethit	Korrelation nach Pearson	,426	-,001	-,934**	-,572*	1	-,804**	,970**
	Signifikanz (2-seitig)	,089	,997	,000	,016		,000	,000
	N	17	17	17	17	17	17	17
C gesamt	Korrelation nach Pearson	-,568*	-,042	,667**	,288	-,804**	1	-,778**
	Signifikanz (2-seitig)	,017	,873	,003	,262	,000		,000
	N	17	17	17	17	17	17	17
pH	Korrelation nach Pearson	,368	,109	-,981**	-,730**	,970**	-,778**	1
	Signifikanz (2-seitig)	,147	,678	,000	,001	,000	,000	
	N	17	17	17	17	17	17	17

*. Die Korrelation ist auf dem Niveau von 0,05 (2-seitig) signifikant.

** . Die Korrelation ist auf dem Niveau von 0,01 (2-seitig) signifikant.

Tabelle G5: t-Test für das Kliff von Kurungnakh, Standort Lena-Delta.

Gruppenstatistiken										
Stratigraphie		N	Mittelwert	Standard- abweichung	Standardfehler des Mittelwertes					
pH	Holozän	4	5,3775	,36207	,18103					
	Pleistozän	13	7,2362	,08685	,02409					
Feo	Holozän	4	9,2625	2,38912	1,19456					
	Pleistozän	13	2,1292	,30912	,08574					
Fed	Holozän	4	9,9300	1,87042	,93521					
	Pleistozän	13	7,8754	,72667	,20154					
Goethit	Holozän	4	,7850	,74554	,37277					
	Pleistozän	13	5,7454	,51736	,14349					
C gesamt	Holozän	4	6,7338	2,97116	1,48558					
	Pleistozän	13	2,0082	,53274	,14776					
Test bei unabhängigen Stichproben										
		Levene-Test der Varianzgleichheit		T-Test für die Mittelwertgleichheit						
		F	Signifikanz	T	df	Sig. (2- seitig)	Mittlere Differenz	Standardfehler der Differenz	95% Konfidenzintervall der Differenz	
pH	Varianzen sind gleich	10,860	,005	-18,101	15	,000	-1,85865	,10268	-2,07752	-1,63979
	Varianzen sind nicht gleich			-10,177	3,107	,002**	-1,85865	,18263	-2,42871	-1,28860
Feo	Varianzen sind gleich	17,613	,001	11,304	15	,000	7,13327	,63103	5,78826	8,47828
	Varianzen sind nicht gleich			5,956	3,031	,009**	7,13327	1,19763	3,34380	10,92274
Fed	Varianzen sind gleich	4,495	,051	3,392	15	,004**	2,05462	,60568	,76364	3,34559
	Varianzen sind nicht gleich			2,148	3,283	,113	2,05462	,95668	-,84659	4,95582
Goethit	Varianzen sind gleich	,335	,571	-15,211	15	,000**	-4,96038	,32611	-5,65547	-4,26530
	Varianzen sind nicht gleich			-12,419	3,933	,000	-4,96038	,39943	-6,07685	-3,84392
C gesamt	Varianzen sind gleich	73,259	,000	5,855	15	,000	4,72560	,80711	3,00528	6,44592
	Varianzen sind nicht gleich			3,165	3,060	,049*	4,72560	1,49291	,02640	9,42480

*. Die Korrelation ist auf dem Niveau von 0,05 (2-seitig) signifikant.

** . Die Korrelation ist auf dem Niveau von 0,01 (2-seitig) signifikant.

Tabelle G6: Korrelationen der Parameter für die pleistozänen Flusssand-Ablagerungen auf Kurungnakh, Standort Lena- Delta.

		Qz rau	Fsp rau	Feo	Fed	Goethit	C gesamt	pH
Qz rau	Korrelation nach Pearson	1	-,213	-,049	,059	,155	,089	,592
	Signifikanz (2-seitig)		,787	,951	,941	,845	,911	,408
	N	4	4	4	4	4	4	4
Fsp rau	Korrelation nach Pearson	-,213	1	-,963*	-,986*	-,985*	-,988*	-,868
	Signifikanz (2-seitig)	,787		,037	,014	,015	,012	,132
	N	4	4	4	4	4	4	4
Feo	Korrelation nach Pearson	-,049	-,963*	1	,987*	,953*	,979*	,711
	Signifikanz (2-seitig)	,951	,037		,013	,047	,021	,289
	N	4	4	4	4	4	4	4
Fed	Korrelation nach Pearson	,059	-,986*	,987*	1	,989*	,999**	,807
	Signifikanz (2-seitig)	,941	,014	,013		,011	,001	,193
	N	4	4	4	4	4	4	4
Goethit	Korrelation nach Pearson	,155	-,985*	,953*	,989*	1	,995**	,876
	Signifikanz (2-seitig)	,845	,015	,047	,011		,005	,124
	N	4	4	4	4	4	4	4
C gesamt	Korrelation nach Pearson	,089	-,988*	,979*	,999**	,995**	1	,830
	Signifikanz (2-seitig)	,911	,012	,021	,001	,005		,170
	N	4	4	4	4	4	4	4
pH	Korrelation nach Pearson	,592	-,868	,711	,807	,876	,830	1
	Signifikanz (2-seitig)	,408	,132	,289	,193	,124	,170	
	N	4	4	4	4	4	4	4

*. Die Korrelation ist auf dem Niveau von 0,05 (2-seitig) signifikant.

** . Die Korrelation ist auf dem Niveau von 0,01 (2-seitig) signifikant.

Tabelle G7: Korrelationen der Parameter für den Standort Batagay.

		Qz rau	Fsp rau	Feo	Fed	Goethit	C gesamt	pH
Qz rau	Korrelation nach Pearson	1	-,981	-,319	-,722	-,996	-,628	,388
	Signifikanz (2-seitig)		,124	,793	,486	,056	,568	,746
	N	3	3	3	3	3	3	3
Fsp rau	Korrelation nach Pearson	-,981	1	,130	,575	,960	,465	-,559
	Signifikanz (2-seitig)	,124		,917	,610	,180	,692	,622
	N	3	3	3	3	3	3	3
Feo	Korrelation nach Pearson	-,319	,130	1	,886	,401	,938	,750
	Signifikanz (2-seitig)	,793	,917		,307	,738	,225	,460
	N	3	3	3	3	3	3	3
Fed	Korrelation nach Pearson	-,722	,575	,886	1	,780	,992	,357
	Signifikanz (2-seitig)	,486	,610	,307		,430	,082	,768
	N	3	3	3	3	3	3	3
Goethit	Korrelation nach Pearson	-,996	,960	,401	,780	1	,693	-,306
	Signifikanz (2-seitig)	,056	,180	,738	,430		,512	,802
	N	3	3	3	3	3	3	3
C gesamt	Korrelation nach Pearson	-,628	,465	,938	,992	,693	1	,474
	Signifikanz (2-seitig)	,568	,692	,225	,082	,512		,686
	N	3	3	3	3	3	3	3
pH	Korrelation nach Pearson	,388	-,559	,750	,357	-,306	,474	1
	Signifikanz (2-seitig)	,746	,622	,460	,768	,802	,686	
	N	3	3	3	3	3	3	3

Tabelle G8: Korrelationen der Parameter des holozänen Bohrkernes Nr. 1, Standort Yakutsk.

		Qz rau	Fsp rau	Feo	Fed	Goethit	C gesamt	pH
Qz rau	Korrelation nach Pearson	1	,502	,787	,897*	,835	,298	,605
	Signifikanz (2-seitig)		,389	,114	,039	,078	,627	,279
	N	5	5	5	5	5	5	5
Fsp rau	Korrelation nach Pearson	,502	1	,134	,164	,156	-,246	-,202
	Signifikanz (2-seitig)	,389		,829	,792	,802	,690	,745
	N	5	5	5	5	5	5	5
Feo	Korrelation nach Pearson	,787	,134	1	,722	,563	,823	,898*
	Signifikanz (2-seitig)	,114	,829		,169	,323	,087	,039
	N	5	5	5	5	5	5	5
Fed	Korrelation nach Pearson	,897*	,164	,722	1	,978**	,280	,738
	Signifikanz (2-seitig)	,039	,792	,169		,004	,648	,155
	N	5	5	5	5	5	5	5
Goethit	Korrelation nach Pearson	,835	,156	,563	,978**	1	,088	,613
	Signifikanz (2-seitig)	,078	,802	,323	,004		,888	,272
	N	5	5	5	5	5	5	5
C gesamt	Korrelation nach Pearson	,298	-,246	,823	,280	,088	1	,819
	Signifikanz (2-seitig)	,627	,690	,087	,648	,888		,090
	N	5	5	5	5	5	5	5
pH	Korrelation nach Pearson	,605	-,202	,898*	,738	,613	,819	1
	Signifikanz (2-seitig)	,279	,745	,039	,155	,272	,090	
	N	5	5	5	5	5	5	5

*. Die Korrelation ist auf dem Niveau von 0,05 (2-seitig) signifikant.

** . Die Korrelation ist auf dem Niveau von 0,01 (2-seitig) signifikant.

Tabelle G9: Korrelationen der Parameter des holozänen Bohrkernes Nr. 2, Standort Yakutsk.

		Qz rau	Fsp rau	Feo	Fed	Goethit	C gesamt	pH
Qz rau	Korrelation nach Pearson	1	-,700	-,304	-,541	-,657	-,361	,698
	Signifikanz (2-seitig)		,122	,558	,268	,156	,482	,123
	N	6	6	6	6	6	6	6
Fsp rau	Korrelation nach Pearson	-,700	1	,378	,568	,626	,627	-,767
	Signifikanz (2-seitig)	,122		,460	,240	,184	,182	,075
	N	6	6	6	6	6	6	6
Feo	Korrelation nach Pearson	-,304	,378	1	,916*	,125	,701	-,394
	Signifikanz (2-seitig)	,558	,460		,010	,813	,121	,439
	N	6	6	6	6	6	6	6
Fed	Korrelation nach Pearson	-,541	,568	,916*	1	,510	,696	-,424
	Signifikanz (2-seitig)	,268	,240	,010		,301	,125	,402
	N	6	6	6	6	6	6	6
Goethit	Korrelation nach Pearson	-,657	,626	,125	,510	1	,203	-,185
	Signifikanz (2-seitig)	,156	,184	,813	,301		,700	,726
	N	6	6	6	6	6	6	6
C gesamt	Korrelation nach Pearson	-,361	,627	,701	,696	,203	1	-,749
	Signifikanz (2-seitig)	,482	,182	,121	,125	,700		,087
	N	6	6	6	6	6	6	6
pH	Korrelation nach Pearson	,698	-,767	-,394	-,424	-,185	-,749	1
	Signifikanz (2-seitig)	,123	,075	,439	,402	,726	,087	
	N	6	6	6	6	6	6	6

*. Die Korrelation ist auf dem Niveau von 0,05 (2-seitig) signifikant.

Tabelle G10: Korrelationen der Parameter des holozänen Bohrkernes Nr. 3, Standort Yakutsk.

		Qz rau	Fsp rau	Feo	Fed	Goethit	C gesamt	pH
Qz rau	Korrelation nach Pearson	1	-,423	,166	,206	,237	,436	-,292
	Signifikanz (2-seitig)		,478	,790	,740	,701	,463	,634
	N	5	5	5	5	5	5	5
Fsp rau	Korrelation nach Pearson	-,423	1	,516	,445	-,130	-,086	,282
	Signifikanz (2-seitig)	,478		,374	,452	,835	,891	,646
	N	5	5	5	5	5	5	5
Feo	Korrelation nach Pearson	,166	,516	1	,978**	,274	-,519	,762
	Signifikanz (2-seitig)	,790	,374		,004	,655	,371	,134
	N	5	5	5	5	5	5	5
Fed	Korrelation nach Pearson	,206	,445	,978**	1	,469	-,536	,768
	Signifikanz (2-seitig)	,740	,452	,004		,426	,352	,130
	N	5	5	5	5	5	5	5
Goethit	Korrelation nach Pearson	,237	-,130	,274	,469	1	-,287	,320
	Signifikanz (2-seitig)	,701	,835	,655	,426		,640	,600
	N	5	5	5	5	5	5	5
C gesamt	Korrelation nach Pearson	,436	-,086	-,519	-,536	-,287	1	-,948*
	Signifikanz (2-seitig)	,463	,891	,371	,352	,640		,014
	N	5	5	5	5	5	5	5
pH	Korrelation nach Pearson	-,292	,282	,762	,768	,320	-,948*	1
	Signifikanz (2-seitig)	,634	,646	,134	,130	,600	,014	
	N	5	5	5	5	5	5	5

*. Die Korrelation ist auf dem Niveau von 0,05 (2-seitig) signifikant.

**.. Die Korrelation ist auf dem Niveau von 0,01 (2-seitig) signifikant.

Tabelle G11: Korrelationen der Parameter des holozänen Bohrkernes Nr. 4, Standort Yakutsk.

		Qz rau	Fsp rau	Feo	Fed	Goethit	C gesamt	pH
Qz rau	Korrelation nach Pearson	1	-,856	,199	,445	,814	-,637	,427
	Signifikanz (2-seitig)		,144	,801	,555	,186	,363	,573
	N	4	4	4	4	4	4	4
Fsp rau	Korrelation nach Pearson	-,856	1	-,666	-,820	-,932	,185	,009
	Signifikanz (2-seitig)	,144		,334	,180	,068	,815	,991
	N	4	4	4	4	4	4	4
Feo	Korrelation nach Pearson	,199	-,666	1	,961*	,673	,609	-,721
	Signifikanz (2-seitig)	,801	,334		,039	,327	,391	,279
	N	4	4	4	4	4	4	4
Fed	Korrelation nach Pearson	,445	-,820	,961*	1	,851	,402	-,578
	Signifikanz (2-seitig)	,555	,180	,039		,149	,598	,422
	N	4	4	4	4	4	4	4
Goethit	Korrelation nach Pearson	,814	-,932	,673	,851	1	-,084	-,177
	Signifikanz (2-seitig)	,186	,068	,327	,149		,916	,823
	N	4	4	4	4	4	4	4
C gesamt	Korrelation nach Pearson	-,637	,185	,609	,402	-,084	1	-,954*
	Signifikanz (2-seitig)	,363	,815	,391	,598	,916		,046
	N	4	4	4	4	4	4	4
pH	Korrelation nach Pearson	,427	,009	-,721	-,578	-,177	-,954*	1
	Signifikanz (2-seitig)	,573	,991	,279	,422	,823	,046	
	N	4	4	4	4	4	4	4

*. Die Korrelation ist auf dem Niveau von 0,05 (2-seitig) signifikant.

Tabelle G12: Korrelationen der Parameter des pleistozänen Bohrkernes YED1, Standort Yakutsk.

		Qz rau	Fsp rau	Feo	Fed	Goethit	C gesamt	pH
Qz rau	Korrelation nach Pearson	1	-,234	-,207	-,372	-,329	-,436	,046
	Signifikanz (2-seitig)		,334	,395	,117	,169	,062	,852
	N	19	19	19	19	19	19	19
Fsp rau	Korrelation nach Pearson	-,234	1	,269	,164	,104	,155	,051
	Signifikanz (2-seitig)	,334		,266	,503	,671	,525	,837
	N	19	19	19	19	19	19	19
Feo	Korrelation nach Pearson	-,207	,269	1	,187	-,040	,245	,144
	Signifikanz (2-seitig)	,395	,266		,442	,871	,312	,555
	N	19	19	19	19	19	19	19
Fed	Korrelation nach Pearson	-,372	,164	,187	1	,974**	,961**	,299
	Signifikanz (2-seitig)	,117	,503	,442		,000	,000	,214
	N	19	19	19	19	19	19	19
Goethit	Korrelation nach Pearson	-,329	,104	-,040	,974**	1	,921**	,271
	Signifikanz (2-seitig)	,169	,671	,871	,000		,000	,263
	N	19	19	19	19	19	19	19
C gesamt	Korrelation nach Pearson	-,436	,155	,245	,961**	,921**	1	,143
	Signifikanz (2-seitig)	,062	,525	,312	,000	,000		,559
	N	19	19	19	19	19	19	19
pH	Korrelation nach Pearson	,046	,051	,144	,299	,271	,143	1
	Signifikanz (2-seitig)	,852	,837	,555	,214	,263	,559	
	N	19	19	19	19	19	19	19

** . Die Korrelation ist auf dem Niveau von 0,01 (2-seitig) signifikant.

Tabelle G13: Korrelationen der Parameter des pleistozänen Bohrkernes Alas 1, Standort Yakutsk.

		Qz rau	Fsp rau	Feo	Fed	Goethit	C gesamt	pH
Qz rau	Korrelation nach Pearson	1	,210	,167	,103	-,083	-,036	,071
	Signifikanz (2-seitig)		,690	,752	,847	,876	,946	,893
	N	6	6	6	6	6	6	6
Fsp rau	Korrelation nach Pearson	,210	1	,513	,243	-,323	,185	-,159
	Signifikanz (2-seitig)	,690		,298	,643	,532	,726	,763
	N	6	6	6	6	6	6	6
Feo	Korrelation nach Pearson	,167	,513	1	-,078	-,864*	-,361	-,278
	Signifikanz (2-seitig)	,752	,298		,884	,027	,481	,593
	N	6	6	6	6	6	6	6
Fed	Korrelation nach Pearson	,103	,243	-,078	1	,569	,835*	,469
	Signifikanz (2-seitig)	,847	,643	,884		,239	,039	,348
	N	6	6	6	6	6	6	6
Goethit	Korrelation nach Pearson	-,083	-,323	-,864*	,569	1	,718	,465
	Signifikanz (2-seitig)	,876	,532	,027	,239		,108	,353
	N	6	6	6	6	6	6	6
C gesamt	Korrelation nach Pearson	-,036	,185	-,361	,835*	,718	1	,078
	Signifikanz (2-seitig)	,946	,726	,481	,039	,108		,883
	N	6	6	6	6	6	6	6
pH	Korrelation nach Pearson	,071	-,159	-,278	,469	,465	,078	1
	Signifikanz (2-seitig)	,893	,763	,593	,348	,353	,883	
	N	6	6	6	6	6	6	6

*. Die Korrelation ist auf dem Niveau von 0,05 (2-seitig) signifikant.

Tabelle G14: Korrelationen der holozänen Parameter.

		Qz rau	Fsp rau	Feo	Fed	Goethit	C gesamt	pH
Qz rau	Korrelation nach Pearson	1	-,312*	,105	,296	,212	-,266	-,256
	Signifikanz (2-seitig)		,045	,508	,057	,178	,088	,102
	N	42	42	42	42	42	42	42
Fsp rau	Korrelation nach Pearson	-,312*	1	-,240	-,441**	-,418**	,220	,335*
	Signifikanz (2-seitig)	,045		,125	,003	,006	,161	,030
	N	42	42	42	42	42	42	42
Feo	Korrelation nach Pearson	,105	-,240	1	,775**	-,128	,161	-,221
	Signifikanz (2-seitig)	,508	,125		,000	,421	,308	,160
	N	42	42	42	42	42	42	42
Fed	Korrelation nach Pearson	,296	-,441**	,775**	1	,510**	,018	-,349*
	Signifikanz (2-seitig)	,057	,003	,000		,001	,911	,024
	N	42	42	42	42	42	42	42
Goethit	Korrelation nach Pearson	,212	-,418**	-,128	,510**	1	-,180	-,219
	Signifikanz (2-seitig)	,178	,006	,421	,001		,254	,164
	N	42	42	42	42	42	42	42
C gesamt	Korrelation nach Pearson	-,266	,220	,161	,018	-,180	1	-,145
	Signifikanz (2-seitig)	,088	,161	,308	,911	,254		,361
	N	42	42	42	42	42	42	42
pH	Korrelation nach Pearson	-,256	,335*	-,221	-,349*	-,219	-,145	1
	Signifikanz (2-seitig)	,102	,030	,160	,024	,164	,361	
	N	42	42	42	42	42	42	42

*. Die Korrelation ist auf dem Niveau von 0,05 (2-seitig) signifikant.

** . Die Korrelation ist auf dem Niveau von 0,01 (2-seitig) signifikant.

Tabelle G15: Korrelationen der pleistozänen (weichselzeitlichen) Parameter.

		Qz rau	Fsp rau	Feo	Fed	Goethit	C gesamt	pH
Qz rau	Korrelation nach Pearson	1	-,136	-,139	-,105	-,025	-,225	-,094
	Signifikanz (2-seitig)		,378	,368	,497	,873	,141	,543
	N	44	44	44	44	44	44	44
Fsp rau	Korrelation nach Pearson	-,136	1	,114	,027	-,038	,121	-,140
	Signifikanz (2-seitig)	,378		,459	,861	,804	,433	,366
	N	44	44	44	44	44	44	44
Feo	Korrelation nach Pearson	-,139	,114	1	,137	-,401**	,024	,143
	Signifikanz (2-seitig)	,368	,459		,376	,007	,875	,353
	N	44	44	44	44	44	44	44
Fed	Korrelation nach Pearson	-,105	,027	,137	1	,853**	,696**	-,573**
	Signifikanz (2-seitig)	,497	,861	,376		,000	,000	,000
	N	44	44	44	44	44	44	44
Goethit	Korrelation nach Pearson	-,025	-,038	-,401**	,853**	1	,631**	-,605**
	Signifikanz (2-seitig)	,873	,804	,007	,000		,000	,000
	N	44	44	44	44	44	44	44
C gesamt	Korrelation nach Pearson	-,225	,121	,024	,696**	,631**	1	-,507**
	Signifikanz (2-seitig)	,141	,433	,875	,000	,000		,000
	N	44	44	44	44	44	44	44
pH	Korrelation nach Pearson	-,094	-,140	,143	-,573**	-,605**	-,507**	1
	Signifikanz (2-seitig)	,543	,366	,353	,000	,000	,000	
	N	44	44	44	44	44	44	44

** . Die Korrelation ist auf dem Niveau von 0,01 (2-seitig) signifikant.

Tabelle G16: Gesamtkorrelationen der holozänen und pleistozänen (weichselzeitlichen) Parameter.

		Qz rau	Fsp rau	Feo	Fed	Goethit	C gesamt	pH
Qz rau	Korrelation nach Pearson	1	-,387**	-,065	,271*	,324**	-,367**	,290**
	Signifikanz (2-seitig)		,000	,552	,012	,002	,001	,007
	N	86	86	86	86	86	86	86
Fsp rau	Korrelation nach Pearson	-,387**	1	,005	-,248*	-,298**	,239*	-,185
	Signifikanz (2-seitig)	,000		,965	,021	,005	,027	,088
	N	86	86	86	86	86	86	86
Feo	Korrelation nach Pearson	-,065	,005	1	,479**	-,267*	,179	-,220*
	Signifikanz (2-seitig)	,552	,965		,000	,013	,099	,042
	N	86	86	86	86	86	86	86
Fed	Korrelation nach Pearson	,271*	-,248*	,479**	1	,711**	-,009	-,065
	Signifikanz (2-seitig)	,012	,021	,000		,000	,937	,552
	N	86	86	86	86	86	86	86
Goethit	Korrelation nach Pearson	,324**	-,298**	-,267*	,711**	1	-,154	,125
	Signifikanz (2-seitig)	,002	,005	,013	,000		,158	,250
	N	86	86	86	86	86	86	86
C gesamt	Korrelation nach Pearson	-,367**	,239*	,179	-,009	-,154	1	-,327**
	Signifikanz (2-seitig)	,001	,027	,099	,937	,158		,002
	N	86	86	86	86	86	86	86
pH	Korrelation nach Pearson	,290**	-,185	-,220*	-,065	,125	-,327**	1
	Signifikanz (2-seitig)	,007	,088	,042	,552	,250	,002	
	N	86	86	86	86	86	86	86

*. Die Korrelation ist auf dem Niveau von 0,05 (2-seitig) signifikant.

** . Die Korrelation ist auf dem Niveau von 0,01 (2-seitig) signifikant.