

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Sektion Periglazialforschung
MARCOPOLI-Forschungsprogramm
Arbeitspaket POL 6 'Klimavariabilität seit dem Pliozän'

**Lakustrine Sedimente als Archive
des spätquartären Umweltwandels
in der Amery-Oase, Ostantarktis**

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades
Doktor der Naturwissenschaften
(Dr. rer. nat.)
in der Wissenschaftsdisziplin Geologie

eingereicht an der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Potsdam

von

Nadja Hultsch

geboren am 25.01.1974 in Wiesbaden

Potsdam, im März 2006

Inhaltsverzeichnis

Dank

Zusammenfassung

Summary

Abkürzungsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis

Tabellenverzeichnis

1	Einleitung.....	1
2	Theoretischer Hintergrund	6
2.1	Antarktis	6
2.2	Antarktische Oasen.....	8
2.3	Antarktische Seen	8
3	Untersuchungsgebiet Amery-Oase	10
3.1	Entdeckungs- und Erforschungsgeschichte.....	10
3.2	Geographische Lage.....	10
3.3	Klima	11
3.4	Geologischer Aufbau.....	12
3.5	Seen der Amery-Oase	14
3.5.1	Beaver-See	14
3.5.2	Radok-See	14
3.5.3	Terrasovoje-See	14
4	Material und Methoden.....	15
4.1	Bathymetrie und Hydrologie.....	17
4.2	Seesedimentuntersuchungen	17
4.2.1	Sedimentkerngewinnung	17
4.2.2	Kernbeschreibung, Beprobung, Aufbereitung	17
4.2.3	Korngrößenanalyse	18
4.2.4	Gesamtmineralogie.....	18
4.2.5	Mineralogie der Tonfraktion.....	19
4.2.6	Anorganische Geochemie	20
4.2.7	Biogeochemie (C, N, S).....	20
4.2.8	Isotopengeochemie ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$).....	21
4.2.9	Diatomeenanalyse	21
4.2.10	Rock-Eval-Pyrolyse	21
4.2.11	Dünnschliffpräparation und -analyse	22
4.2.12	EDXRF-Geoscanner.....	22
5	Altersmodell und Sedimentationsraten	23
6	Ergebnisse	26
6.1	Bathymetrie und Hydrologie.....	26
6.1.1	Bathymetrie und Hydrologie, Beaver-See	26
6.1.2	Bathymetrie und Hydrologie, Radok-See	28
6.1.3	Bathymetrie und Hydrologie, Terrasovoje-See.....	29
6.1.4	Vergleich der bathymetrischen und hydrologischen Charakteristika.....	30
6.2	Sedimentuntersuchungen	32
6.2.1	Sedimentkernbeschreibung.....	32
6.2.1.1	Vergleich der makroskopischen Sedimentkernmerkmale.....	35

6.2.2	Korngrößenverteilung	35
6.2.2.1	Vergleich der Korngrößenverteilungen in den Sedimentkernen	37
6.2.3	Gesamtmineralogie.....	38
6.2.3.1	Gesamtmineralogie, Beaver-See-Sedimente	38
6.2.3.2	Gesamtmineralogie, Radok-See-Sedimente	39
6.2.3.3	Gesamtmineralogie, Terrasovoje-See-Sedimente.....	41
6.2.3.4	Vergleich der mineralogischen Zusammensetzung der Sedimentkerne	42
6.2.4	Mineralogie der Tonfraktion	43
6.2.4.1	Mineralogie der Tonfraktion, Beaver-See-Sedimente.....	43
6.2.4.2	Mineralogie der Tonfraktion, Radok-See-Sedimente.....	44
6.2.4.3	Mineralogie der Tonfraktion, Terrasovoje-See-Sedimente	46
6.2.4.4	Vergleich der tonmineralogischen Zusammensetzung der Sedimentkerne	47
6.2.5	Anorganische Geochemie	48
6.2.6	Biogene Sedimente im Terrasovoje-See.....	56
6.2.6.1	Biogeochemie (C, N, S), Isotopengeochemie ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$), Diatomeen	56
6.2.6.2	Rock-Eval-Pyrolyse.....	58
6.2.6.3	Mikrofazielle Dünnschliffanalyse.....	58
6.2.6.4	EDXRF-Geoscaner	65
7	Diskussion und Interpretation.....	68
7.1	Genese und Bathymetrie der Seen.....	68
7.2	Hydrologie	68
7.3	Detritische Sedimentherkunft.....	70
7.3.1	Detritische Sedimentherkunft, Beaver-See-Sedimente.....	72
7.3.2	Detritische Sedimentherkunft, Radok-See-Sedimente.....	73
7.3.3	Detritische Sedimentherkunft, Terrasovoje-See-Sedimente	74
7.3.4	Zusammenfassung detritische Sedimentherkunft	76
7.4	Sedimentfazies und Ablagerungsmilieu.....	77
7.4.1	Sedimentfazies und Ablagerungsmilieu, Beaver-See-Sedimente.....	78
7.4.2	Sedimentfazies und Ablagerungsmilieu, Radok-See-Sedimente.....	79
7.4.3	Sedimentfazies und Ablagerungsmilieu, Terrasovoje-See-Sedimente	80
7.4.4	Zusammenfassung Sedimentfazies und Ablagerungsmilieu.....	81
7.5	Postglaziale biogene Sedimentation im Terrasovoje-See	83
7.5.1	Bioproduktivität	83
7.5.2	Lichtverhältnisse und Paläosalinität	85
7.5.3	Bodenwasserverhältnisse.....	87
7.5.4	Sedimentäre Mikrofazies und Ablagerungsprozesse	87
7.5.4.1	Wassermoos-Fazies	89
7.5.4.2	Algen-Peloid-Fazies	89
7.5.4.3	Laminierte Algen-Fazies	90
7.5.5	Zusammenfassung postglaziale biogene Sedimentation im Terrasovoje-See	94
7.6	Implikationen zur (über)regionalen spätquartären Klima- und Enteisungsgeschichte.....	95
8	Schlussfolgerungen und Ausblick	100
9	Literaturverzeichnis	104
10	Anhang	118

Dank

Anlässlich der Fertigstellung meiner Doktorarbeit möchte ich mich bei all jenen bedanken, die mich während der letzten Jahre am Potsdamer Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung und auch von außerhalb begleitet und unterstützt haben.

Insbesondere möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. H.-W. Hubberten (Forschungstellenleiter AWI Potsdam) für die Vergabe des spannenden Themas und die Finanzierung meiner Promotionsstelle bedanken. Zudem bin ich ihm für fachliche Unterstützung, fruchtbare Anregungen, Ermunterungen und das stete Interesse am Fortgang der Arbeit verbunden. Er ermöglichte mir zudem im Spätsommer 2003 die Teilnahme an einer von der Promotionsarbeit unabhängigen Grönland-Expedition, die in mir unvergessliche Eindrücke hinterließ und mir die Geländemethoden in der Polarforschung näher brachte.

Mein Dank gilt der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die Förderung des Leipzig-Potsdamer Verbundprojekts 'Umweltgeschichte Amery-Oase' das sie am AWI über die Bereitstellung von HiWi-Mitteln unterstützte. Dem Expeditionsteam 'Amery-Oase' danke ich für die Gewinnung und Bereitstellung des Probenmaterials im Rahmen des Projektes.

Ich danke dem Leiter der limnogeologischen Arbeitsgruppe am AWI Potsdam, Herrn Priv.-Doz. Dr. Bernhard Diekmann, der diese Arbeit federführend betreute. Seine fachliche Unterstützung und freundliche Hilfe bei allen auftretenden Fragen und Problemen trugen wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit bei.

Ebenso möchte ich den leitenden Wissenschaftlern im Projekt 'Umweltgeschichte Amery-Oase', Herrn Prof. Dr. Martin Melles (Universität Leipzig), Dr. Bernd Wagner (IOW Warnemünde, zuvor Universität Leipzig) und Dr. Holger Cremer (Universität Utrecht) für zahlreiche Diskussionen und Ratschläge danken und meine aufrichtige Anerkennung dafür ausdrücken.

Herrn Duanne White (Macquarie University, Australien) danke ich für die Bereitstellung unveröffentlichter Ergebnisse seiner Doktorarbeit.

Im Rahmen der analytischen Arbeiten konnte ich auf große Unterstützung, auch von auswärtiger Seite, bauen. Mein besonderer Dank gilt daher Herrn Dr. habil. Achim Brauer (GeoForschungs Zentrum, Potsdam), der die Dünnschliffuntersuchungen ermöglichte und mir mit seiner Betreuung beim Mikroskopieren eine große Unterstützung war. Herr Dr. Dieter Rammelmair und Frau Dr. Antje Wittenberg von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover (BGR) führten freundlicherweise die EDXRF-Geoscaner-Messungen durch und waren mir bei der Dateninterpretation behilflich. Für die Rock-Eval-Pyrolyse-Messungen bin ich Herrn Prof. Dr. Rüdiger Stein (AWI Bremerhaven) und für die Durchführung der Röntgendiffraktometrie-Analysen Frau Rita Fröhlking (AWI Bremerhaven) verbunden. Von Potsdamer Seite übernahmen die Herren Dr. Hanno Meyer und Lutz Schönicke die Bestimmung der stabilen Isotopenverhältnisse am organischen Kohlenstoff. Am wichtigsten zu erwähnen bliebe dennoch die aufmerksame und fundierte Hilfe und nette Begleitung bei meinen eigenen Probenanalysen durch das Potsdamer Laborpersonal um Frau Ute Bastian und Antje Eulenburg, und allen Auszubildenden, Hiwis und Praktikanten, die in dieser Zeit im Labor tätig waren.

Weiterhin möchte ich alle Mitarbeiter/innen des AWI Potsdam würdigen, die in irgendeiner Form, sei es in verwaltungstechnischen oder fachlichen Fragen, bei der Durchführung der Arbeit mitgewirkt haben. Dank an alle Mitarbeiter der Verwaltung und des Sekretariats für ihre Hilfe bei organisatorischen Dingen und Dank an alle Mitarbeiter der Bibliothek für ihre Hilfe bei der Suche und Bestellung spezieller Literaturwünsche. Ebenso bedanke ich mich bei den Herren Arthur Zielke und Gerald

Müller, die für alle technischen Probleme des Alltags stets eine Lösung fanden. Verbunden bin ich auch Herrn Dr. Wolf-Dieter Hermichen, der mich jeder Zeit bei Fragen über die Antarktis an seinem immensen Wissen teilhaben ließ. Für das nette Arbeitsklima und die vielen gemeinsamen fröhlichen Unternehmungen außerhalb der Arbeitszeit möchte ich allen Kollegen, besonders den Geo- und Atmo-Mitdoktoranden, herzlich danken. Meinem unmittelbaren Tischnachbar im Büro, Steffen Popp, danke ich für die intensive Unterstützung und Aufmunterung bei Problemen jeglicher Art und die nette Arbeitsatmosphäre in unserem Büro.

Neben den genannten Unterstützungen, profitierte die fachliche Darstellung des Inhalts der Doktorarbeit von den kritischen Durchsichten und wertvollen Verbesserungsvorschlägen von H.-W. Hubberten, B. Diekmann, B. Wagner, W.-D. Hermichen, S. Kobabe, J. Müller, G. Schwamborn und J. Hofmann.

Abschließend möchte ich diese Arbeit meiner verstorbenen Mutter und meinem Vater widmen, ohne deren liebevolle Unterstützung und aufmunternde Zuversicht diese Arbeit nicht entstanden wäre.

Zusammenfassung

Im Rahmen einer deutsch-australischen Forschungskooperation erfolgte im Südsommer 2001/2002 eine Expedition in die Amery-Oase (70°50'S, 68°00'E), die im Einzugsgebiet des Lambert-Gletscher/Amery-Schelfeis-Systems, dem größten ostantarktischen Eis-Drainagesystem, liegt. Von deutscher Seite (Universität Leipzig, AWI Potsdam) wurden im Zuge der Geländekampagne erstmals lakustrine Sedimentsequenzen gewonnen, um die bislang wenig erforschte spätquartäre Klima- und Umweltgeschichte dieser rund 1800 km² großen eisfreien Region zu rekonstruieren. Die drei untersuchten Glazialseen Beaver, Radok und Terrasovoje unterscheiden sich sowohl deutlich in ihrer Größe, Bathymetrie und den hydrologischen Merkmalen sowie in ihren Sedimentabfolgen.

In der vorliegenden Doktorarbeit soll geklärt werden, wann die lakustrine Sedimentation in den genannten Seebecken begann und wie sich die Ablagerungsbedingungen im Zuge der Umweltentwicklung und des Eisrückzugs seit dem letzten regionalen glazialen Maximum änderten. Der methodische Ansatz verfolgt die Charakterisierung der klastischen Sedimentfazies an Hand lithologisch-granulometrischer Merkmale sowie mineralogisch-geochemischer Analysen der Sedimentherkunft. Ein weiterer Schwerpunkt ist die Rekonstruktion der holozänen biogen gesteuerten Ablagerungsbedingungen im Terrasovoje-See, die Rückschlüsse auf den kurzfristigen postglazialen Klima- und Umweltwandel in der Amery-Oase gestattet. Dabei wurden mikrofazielle Untersuchungsmethoden und hochauflösende Elementscannermessungen angewandt.

Die klastische Sedimentherkunft in den drei Seen unterscheidet sich räumlich deutlich voneinander und spiegelt den komplexen geologischen Aufbau der Amery-Oase wider. Als Sedimentquellen konnten die Kristallingesteine des ostantarktischen Kratons, permotriassische Sedimentgesteine der Amery-Gruppe und Lockersedimente der tertiären Pagodroma-Gruppe identifiziert werden. Die Variabilität der Herkunftssignale ist zeitlich weniger deutlich als räumlich ausgeprägt und deutet auf relativ konstante Liefergebiete in den einzelnen Seen hin.

Das glaziolakustrine Ablagerungsmilieu der drei untersuchten Seen zeigt klare räumliche und zeitliche Unterschiede. In allen drei Seen setzen sich die älteren Sedimente aus grobkörnigem, häufig diamiktischem Material zusammen, während die jüngeren Sedimente aus feinkörnigen Laminiten bestehen. Die lithofazielle Zweiteilung in den Sedimentabfolgen deutet auf einen Rückzug der Gletscher und/oder einen Anstieg der Wassertiefen im Übergang von den grobkörnigen zu den feinkörnigen Ablagerungseinheiten hin. Die oberen feinkörnigen Kernabschnitte spiegeln in allen drei Seen die postglaziale lakustrine Sedimentation wider, welche abgesehen von vereinzelt 'dropstones' (Einzelklasten) kein eistranportiertes Material enthält. Im Beaver-See wird die postglaziale Fazies durch laminierte klastische Stillwassersedimente repräsentiert, im Radok-See durch Turbiditsequenzen und im Terrasovoje-See durch Algenlaminite.

Abgesehen vom Terrasovoje-See ist die zeitliche Einordnung der Fazieswechsel auf Grund mangelnder Altersinformationen schwer erfassbar. Im Terrasovoje-See setzte die postglaziale Sedimentation um rund 12,4 cal. ka ein. Somit weisen die darunterliegenden glazigenen Klastika mindestens ein spätpleistozänes Alter auf.

Die sedimentologischen Eigenschaften, Änderungen der Sedimentationsraten und organogene Zusammensetzung der postglazialen Biogenlaminite des Terrasovoje-Sees deuten auf Variationen der paläolimnologischen Bedingungen hinsichtlich Eisbedeckung, biologischer Produktivität, Wasserstand, Redoxbedingungen und Salinität hin, die mit regionalen holozänen Klimaänderungen in Verbindung gebracht werden können. Weitere Anhaltspunkte ergeben sich aus der Zusammensetzung und den Mächtigkeitenvariationen der Laminae, die generell aus Wechsellagerungen von Cyanobakterienmatten mit feinklastischen Lagen bestehen. Lagenzählungen der Laminae belegen Änderungen des Ablagerungsmilieus auf subdekadischen Zeitskalen, wobei zeitweilige jährliche Signale nicht ausgeschlossen werden können. Unter Berücksichtigung aller faziellen Indikatoren lässt sich aus der Sedimentabfolge des Terrasovoje-Sees ein frühholozänes Klimaoptimum zwischen 9 und 7 cal. ka sowie weitere Wärmephasen zwischen 3,2 und 2,3 cal. ka sowie 1,5 und 1,0 cal. ka ableiten.

Im Vergleich mit Eiskernarchiven und anderen Seesedimentabfolgen aus ostantarktischen Oasen zeigt sich, dass das Auftreten postglazialer Warmphasen nicht allenorts einem allgemein gültigen räumlich-zeitlichen Muster folgt. Gemeinsamkeiten ergeben sich an einigen Standorten aus der Präsenz eines frühholozänen Klimaoptimums (Amery-Oase, Eiskerne) und mehrerer kurzzeitiger Warmphasen an zahlreichen Standorten im mittleren bis späten Holozän, die jedoch in der zeitlichen Abfolge inkonsistent sind. Die Ursachen hierfür liegen vermutlich in den lokalen geographischen Gegebenheiten, wie etwa der Topographie, der Nähe zum offenen Meer, der vorherrschenden Windrichtung, der Niederschlagsmengen und der Entfernung zu einem Gletscher oder dem Eisschild. Es lässt sich daraus schließen, dass die bisher vorliegenden Klimarekonstruktionen eher das Lokalklima an einem Untersuchungsstandort als das Großklima der Ostantarktis reflektieren. Nicht auszuschließen sind zudem die bekannten Unwägbarkeiten bei der Datierung von antarktischen Klimaarchiven und die möglicherweise fehlerbehafteten Interpretationen von Proxydaten. Daraus ergibt sich die Notwendigkeit weiterer Untersuchungen von antarktischen Klimaarchiven und die Bildung eines dichten Netzwerkes von Untersuchungsstandorten, um örtliche von überregionalen Klimasignalen besser unterscheiden zu können.

Summary

In the scope of a German-Australian research cooperation field work was conducted in the Amery Oasis (70°50'S, 68°00'E), situated in the Lambert Glacier/Amery Ice Shelf region, the largest East Antarctic ice drainage system. The German part (Leipzig University, AWI Potsdam) comprised the retrieval of lacustrine sediment cores for the reconstruction of the late Quaternary development of the palaeoenvironment in the 1800 km² large ice-free region. The three studied glacial lakes Beaver, Radok, and Terrasovoje reveal marked differences in size, hydrology and their sedimentary inventory. The goals of this thesis were to infer the onset of deposition in the lacustrine basins and to characterize changes in the depositional environment in the course of glacial retreat and the postglacial climate development. The methodic approach followed the recognition of sedimentary facies variability and sediment sources by means of facies analysis and mineralogical-geochemical provenance analysis. Another aspect was the high-resolution reconstruction of postglacial biogenic sedimentary modes in Lake Terrasovoje that provide insights into the short-term Holocene palaeoclimatic and palaeo-environmental development.

The origin of siliciclastics shows marked spatial differences between the lakes, reflecting the complex geological setting of the Amery Oasis. The main detrital sources comprise crystalline rocks of the East Antarctic craton, Permotriassic sedimentary rocks of the Amery Group and sediments of the Tertiary Pagodroma Group. The temporal variability of sediment provenance is less developed than the spatial pattern, pointing to relatively constant sediment sources through time in the respective lakes.

The glaciolacustrine depositional environment of the three lakes shows clear spatial and temporal contrasts. In all lakes, the older sediments are composed of coarse, partly diamictic lithologies, while the younger materials consist of fine-grained laminites. The twofold lithofacial pattern is related to regional glacial retreat at the boundary between both sedimentary units that reduced direct glacial sediment input. In the epishelf Lake Beaver, in addition, the effect of postglacial sea-level rise led also to the rise of lake level and shifted the study site towards a more distal position from the shore, away from the influence of coarse clastic sediment input. The upper sedimentary units of the three lakes are dominated by fine-grained sediments, which only occasionally include ice-rafted dropstones. The postglacial sediments comprise clastic stillwater laminites at Lake Beaver, finely laminated turbidites in Lake Radok, and algal laminites in Lake Terrasovoje.

Apart from Lake Terrasovoje the timing of the lithological change is hard to determine, because of missing age constraints. At Lake Terrasovoje, the postglacial sequence started at approximately 12.4 cal. ka BP, suggesting an late Pleistocene age for the underlying glacial sediments.

Sedimentological features, changes in sedimentation rates, and the compositional variability of the organic-rich postglacial laminites in Lake Terrasovoje point to variations in the palaeolimnic environment in terms of ice cover, biological productivity, lake level, redox conditions, and salinity that can be related to the regional Holocene climate history. Further evidence arises from the structure, composition, and thickness variations of the laminae, which basically consist of alternations of algal mats (cyanobacteria) and fine-clastic layers. The counting of laminae couplets reveal changes in the depositional environment at sub-decadal time scales that partly might include annual layering. Under the consideration of all sedimentological facies indicators, the postglacial laminite sequence of Lake Terrasovoje documents an early Holocene climate optimum between 9 and 7 cal. ka as well as two warm spells between 3.2 and 2.3 cal. ka and 1.5 and 1.0 cal. ka, respectively.

In comparison with ice-core records and lake records from other East Antarctic ice-free regions, it becomes evident that the appearance of warm episodes does not follow a consistent spatial-temporal pattern. Common trends comprise the existence of an early Holocene climate optimum, as seen in the ice-core records and in the Amery Oasis, and several warm episodes in the middle to late Holocene that are often time-transgressive. The cause of this inconsistent pattern probably can be explained by local boundary conditions that affect the study sites, such as topography, maritime influences, prevailing wind directions, intensity of precipitation, and the distance to glacial ice. Therefore, many climate reconstructions basically document local climate rather than overregional Antarctic climate. Furthermore, problems with the applied age models of the various climate archives and misleading interpretations of proxy data may bias the value of environmental reconstructions. In conclusion, there is need for ongoing palaeoclimatic studies in East Antarctica and the establishment of a dense network of study sites to distinguish and validate local from overregional palaeoclimatic fingerprints.

Abkürzungsverzeichnis

1 ka	1000 absolute Jahre (z.B. Eiskernalter, kosmogene Nuklide)
1 ¹⁴ C ka	1000 Radiokarbonjahre vor heute
1 cal. ka	1000 kalibrierte Radiokarbonjahre (Kalenderjahre) vor heute
DS	Dünnschliff
EDXRF	Energiedispersive Röntgenfluoreszenz-Spektrometrie
m üNN	Meter über Normalnull
Amph	Amphibol
Chl	Chlorit
Fsp	Feldspat
Kao	Kaolinit
KF	Kalifeldspat
Plag	Plagioklas
Px	Pyroxen
Sm	Smektit
Qz	Quarz
10Å	Glimmer
7Å	Kaolinit+Chlorit
5Å /10Å	Hauptbeugungsreflexe von Illit

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Übersichtskarte der Antarktis	6
Abb. 2: Lage der Amery-Oase	11
Abb. 3: Vereinfachte geologische Karte der Amery-Oase	13
Abb. 4: Flussdiagramm zur Analyse der Sedimentkerne und Wasserproben	16
Abb. 5: Alters-/Tiefenbeziehungen für Seesedimentkern Lz1005	24
Abb. 6: Graphische Darstellung der Linearen Sedimentationsraten	25
Abb. 7: Bathymetrisches Profil des Beaver-Sees	27
Abb. 8: Karte des Beaver-Sees mit Tiefenangaben	27
Abb. 9: Wasserprofil des Beaver-Sees bei 54 m	27
Abb. 10: Bathymetrische Karte des Radok-Sees	28
Abb. 11: Wasserprofil des Radok-Sees bei 74 m	29
Abb. 12: Wasserprofil des Radok-Sees einer Wassertiefe von 357 m	29
Abb. 13: Bathymetrische Karte des Terrasovoje-Sees	30
Abb. 14: Wasserprofil aus dem Zentrum des Terrasovoje-Sees bei 31 m	30
Abb. 15: Chemische Zusammensetzung der Wasserproben aus der Amery-Oase	31
Abb. 16: Lithologisches Profil Kern Lz1013, Beaver-See	32
Abb. 17: Lithologisches Profil Kern Lz1007, Radok-See	33
Abb. 18: Lithologisches Profil Kern Lz1010, Radok-See	33
Abb. 19: Lithologisches Profil Kern Lz1012, Radok-See	34
Abb. 20: Lithologisches Profil Kern Lz1005, Terrasovoje-See	34
Abb. 21: Korngrößenverteilung Kern Lz1013.	36
Abb. 22: Korngrößenverteilung Kern Lz1007, Kern Lz1010, Kern Lz1012	36
Abb. 23: Korngrößenverteilung Kern Lz1005, Terrasovoje-See	37
Abb. 24: Statistische Korngrößenparameter	37
Abb. 25: Gesamtmineralogische Zusammensetzung Kern Lz1013, Beaver-See	38
Abb. 26: Gesamtmineralogische Zusammensetzung Kern Lz1007, Radok-See	39
Abb. 27: Gesamtmineralogische Zusammensetzung Kern Lz1010, Radok-See	40
Abb. 28: Gesamtmineralogische Zusammensetzung Kern Lz1012, Radok-See	40
Abb. 29: Gesamtmineralogische Zusammensetzung Kern Lz1005, Terrasovoje-See	42
Abb. 30: Ternäre Diagramme zur mineralogischen Charakterisierung	43
Abb. 31: Tonmineralogische Zusammensetzung Kern Lz1013, Beaver-See	44
Abb. 32: Tonmineralogische Zusammensetzung Kern Lz1007, Radok-See	45
Abb. 33: Tonmineralogische Zusammensetzung Kern Lz1010, Radok-See	45
Abb. 34: Tonmineralogische Zusammensetzung Kern Lz1012, Radok-See	46
Abb. 35: Tonmineralogische Zusammensetzung Lz1005, Terrasovoje-See	46
Abb. 36: Tonmineralvergesellschaftungen in den Oberflächensedimenten	47
Abb. 37: Dendrogramm der Clusteranalyse 1	49
Abb. 38: Korrelation Aluminium zum Tongehalt	51
Abb. 39: Dendrogramm der Clusteranalyse 2	52
Abb. 40: Clusteranalysen, Geochemie Kern Lz1013, Beaver-See	53
Abb. 41: Clusteranalysen, Geochemie Kern Lz1007, Radok-See	54
Abb. 42: Clusteranalysen, Geochemie Kern Lz1010, Radok-See	54
Abb. 43: Clusteranalysen, Geochemie Kern Lz1012, Radok-See	55
Abb. 44: Clusteranalysen, Geochemie Kern Lz1005, Terrasovoje-See	55
Abb. 45: Anreicherungsfaktoren gegen Obere Kontinentale Kruste	56
Abb. 46: Biogeochemische und isotopengeochemische Parameter, Diatomeen, Kern Lz1005	57
Abb. 47: Rock-Eval-Pyrolyse, Kern Lz1005, Terrasovoje-See	58
Abb. 48: Mikrofazies, Kern Lz1005, Terrasovoje-See	61
Abb. 49: Foto Kern Lz1004, Terrasovoje-See	61

Abb. 50: Dünnschliff-Fotos, Kern Lz1004, Terrasovoje-See.....	62
Abb. 51: Dünnschliff-Fotos, Kern Lz1004, Terrasovoje-See.....	63
Abb. 52: Dünnschliff-Fotos, Kern Lz1004 und Kern Lz1005, Terrasovoje-See.....	64
Abb. 53: Mächtigkeit der organischen und feinklastischen Laminae, Terrasovoje-See.....	65
Abb. 54: EDXRF-Geoscaner-Messungen, Terrasovoje-See.....	66
Abb. 55: Dünnschliffaufnahme und EDXRF-Geoscaner-Messungen.....	67
Abb. 56: Detritische Sedimentherkunft.....	77
Abb. 57: Sedimentfazies.....	82
Abb. 58: Biogeochemische und isotopengeochemische Parameter, Diatomeen.....	85
Abb. 59: Mikrofazielle Untersuchungen, EDXRF-Geoscaner-Messungen.....	88
Abb. 60: Biogenen Sedimente des Terrasovoje-Sees.....	94
Abb. 61: Zusammenfassung Paläoklima-Daten.....	99
Abb. 62: Zusammenfassung wichtigste Charakteristika der Seen und ihren Sedimentabfolgen.....	103

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Die wichtigsten ostantarktischen Oasen.....	8
Tab. 2: Untersuchte Sedimentkerne aus der Amery-Oase.....	15
Tab. 3: Durchgeführte Analysen.....	15
Tab. 4: Reflexe, Gesamtmineralogie-Diffraktogramme.....	19
Tab. 5: Reflexe, Tonmineralogie-Diffraktogramme.....	20
Tab. 6: Ergebnisse der Radiokarbondatierungen.....	24
Tab. 7: Lineare Sedimentationsrate.....	25
Tab. 8: Ionenverhältnisse der Seewasserproben.....	31
Tab. 9: Durchschnittliche Mineralanteile Sedimentkern Lz1013, Beaver-See.....	38
Tab. 10: Mineralogie Gesteinsproben Sedimentkern Lz1013, Beaver-See.....	39
Tab. 11: Durchschnittliche Mineralanteile Sedimentkern Lz1007, Radok-See.....	40
Tab. 12: Durchschnittliche Mineralanteile Sedimentkern Lz1010, Radok-See.....	40
Tab. 13: Durchschnittliche Mineralanteile Lz1012, Radok-See.....	41
Tab. 14: Mineralogie Gesteinsproben Sedimentkern Lz1007, Radok-See.....	41
Tab. 15: Mineralogie Gesteinsproben Sedimentkern Lz1010, Radok-See.....	41
Tab. 16: Durchschnittliche Mineralanteile Sedimentkern Lz1005, Terrasovoje-See.....	41
Tab. 17: Mineralogie Gesteinsproben Sedimentkern Lz1005, Terrasovoje-See.....	42
Tab. 18: Durchschnittliche Mineralanteile der Sedimentkerne.....	43
Tab. 19: Zusammensetzung Tonfraktion Sedimentkern Lz1013, Beaver-See.....	44
Tab. 20: Zusammensetzung Tonfraktion Sedimentkern Lz1007, Radok-See.....	44
Tab. 21: Zusammensetzung Tonfraktion Sedimentkern Lz1010, Radok-See.....	44
Tab. 22: Zusammensetzung Tonfraktion Sedimentkern Lz1012, Radok-See.....	45
Tab. 23: Zusammensetzung Tonfraktion Sedimentkern Lz1005, Terrasovoje-See.....	47
Tab. 24: Tonmineralzusammensetzung Sedimentkerne.....	48
Tab. 25: Tonmineralzusammensetzung Oberflächenproben.....	48
Tab. 26: Geochemische Charakteristika der einzelnen Cluster 1.....	50
Tab. 27: Geochemische Charakteristika der einzelnen Cluster 2.....	53
Tab. 28: Korrelationskoeffizienten, EDXRF-Geoscaner, Elemente.....	67
Tab. 29: Mächtigkeiten der Laminaepaare, errechnete Bildungsdauer.....	93

1 Einleitung

Antarktika ist der kälteste und trockenste Kontinent der Erde. Er ist fast vollständig durch ein bis 4,8 km mächtiges Eisschild bedeckt, das 70% der weltweiten Süßwassermenge und über 90% des globalen Eisvolumens speichert. Eisfreie Flächen nehmen lediglich 0,35% des 13,6 Millionen km² großen Kontinents ein (Fox & Copper 1994). Aufgrund dieser gewaltigen kontinentalen Eismassen und der sie umgebenden Meereisdecke spielt die Antarktis eine bedeutende Rolle für das Klima der südlichen Hemisphäre. Veränderungen im Volumen der antarktischen Gletscherdecke haben einen direkten Einfluss auf den globalen Meeresspiegel, die Meeresströmungen und das Klima der Erde (Ingólfsson & Hjort 1999, Ingólfsson 2004).

Die Möglichkeit einer irreversiblen anthropogenen Klimaänderung hat die Aufmerksamkeit auf die Antarktis gelenkt, da beispielsweise die Antarktische Halbinsel im letzten Jahrhundert mit einer Erwärmung von rund 3,7°C einen der rasantesten Temperaturanstiege auf der Erde zeigt (Vaughan et al. 2003) und im Zusammenhang damit Teile des Westantarktischen Eisschildes zerfallen könnten (Bindschadler 1998). Um das heutige antarktische System zu begreifen und Zukunftsprognosen erheben zu können, ist es wichtig, die Klima- und Umweltveränderungen in der Vergangenheit zu kennen.

Zur Erforschung der Paläoklima- und Paläoumweltgeschichte werden verschiedene Archive in der Antarktis herangezogen. Zahlreiche regionale Paläoklimarekonstruktionen basieren auf Untersuchungen von Eisbohrkernen (z.B. Johnsen et al. 1972, Jouzel et al. 1987, Lorius et al. 1985, Ciais et al. 1994, Mayewski et al. 1996, Blunier et al. 1998, Steig et al. 1998, Petit et al. 1999, Masson et al. 2000, Watanabe et al. 2003, EPICA Community Members 2004). Die meisten antarktischen Eiskerne stammen aus dem Inneren des Kontinents und stellen ein bedeutendes natürliches Archiv für die quartäre Entwicklung des Systems Erde dar, weil sie unter anderem Informationen über Temperaturen, Niederschlagsmengen, die atmosphärischen Zirkulationsmuster und über die Zusammensetzung der Atmosphäre enthalten (Wolff 2005). Der zeitlich am weitesten zurückreichende Eisbohrkern 'Dome C' umfasst bislang die letzten 740 ka (EPICA Community Members 2004).

Marine Sedimentkerne werden häufig zur Rekonstruktion der Paläozeanographie des Antarktischen Ozeans genutzt (Abelmann et al. 1990, Anderson & Bartek 1992, Ehrmann et al. 1992a, Grobe & Mackensen 1992, Melles & Kuhn 1993, Pudsey et al. 1994, Shipp & Anderson 1994, Licht et al. 1996, Ikehara et al. 1997, Bentley & Anderson 1998, Hambrey et al. 1998, Diekmann & Kuhn 1999, Gersonde & Zielinski 2000, Domack et al. 2001, Anderson et al. 2002). Sie umfassen im Vergleich zu den Eisbohrkernen meist eine längere Zeitspanne des Känozoikums (allerdings mit geringerer zeitlicher Auflösung) und geben überwiegend Auskunft über die Meereisverbreitung, die Entwicklungsgeschichte des benachbarten Eisschildes und über die Paläobodenwasserbildung.

Seit Ende der 1980iger Jahre hat die Nutzung von antarktischen Seesedimenten aus gegenwärtig unvergletscherten Gebieten ('antarktischen Oasen') zur Klima- und Umweltrekonstruktion an Bedeutung gewonnen (Mäusbacher et al. 1989, Bird et al. 1991, Gillieson 1991, Verkulich & Melles 1992, Doran et al. 1994, Wand et al. 1994, Björck et al. 1996, Melles et al. 1997, Roberts & McMinn 1998, Zwartz et al. 1998, Roberts & McMinn 1999, Schwab 1998, Jones et al. 2000, Kulbe et al. 2001, Roberts et al. 2001, Kirkup et al. 2002, Squier et al. 2002, Verkulich et al. 2002, Cremer et al. 2003, Verleyen et al. 2004a, Finocchiaro et al. 2005, Hodgson et al. 2005a, Hodgson et al. 2005b, Verleyen et al. 2005, Hodgson et al. 2006). Subglaziale Seen der Antarktis, welche bisher noch nicht limnologisch untersucht wurden (z.B. Siegert et al. 2005), werden im folgenden Text nicht berücksichtigt.

Eine Übersicht über paläolimnologische Studien an den Seen der Antarktis geben Doran et al. (2004) und Hodgson et al. (2004). Die Sedimentabfolgen in antarktischen Seen repräsentieren insbesondere die holozäne Seenentwicklung in guter zeitlicher Auflösung. Die meisten betrachteten Seen befinden sich in den küstennahen eisfreien Gebieten, den antarktischen Küsten-Oasen. Antarktische Küstenregionen stellen sensible Anzeiger der Klima- und Umweltgeschichte dar, weil sich dort sowohl regionale Klima- und Umweltveränderungen (z.B. das Ausmaß von Schmelzprozessen und die Größe der Meereisausbreitung) als auch globale Ereignisse wie eustatische Meeresspiegelschwankungen

besonders stark auswirken. Die antarktischen Seen innerhalb dieser Regionen reagieren unmittelbar und sensibel auf Veränderungen, wie z.B. auf eine Erhöhung der Temperatur während der Sommermonate (Quayle et al. 2002).

Ein typisches Merkmal antarktischer Seen ist ihre, bis auf wenige Wochen im Sommer bestehende, meist mehrere Meter mächtige Eisbedeckung. Einige Seen wie beispielsweise tiefe Seen in Inlands-Oasen sind unter den rezenten klimatischen Bedingungen sogar permanent eisbedeckt. Extreme jährliche Schwankungen in der Sonneneinstrahlung (Polarnacht, Polartag) und die tiefen antarktischen Temperaturen sind neben der geographischen Isolation des antarktischen Kontinents für die Limitierung in der aquatischen Faunen- und Florendiversität verantwortlich (Vincent 1987). In Süßwasserseen und auch in salinen Wasserkörpern sind Cyanobakterien die dominierenden Primärproduzenten und bilden vielfach lebende Stromatolithe (z.B. Simmons et al. 1993, Sabbe et al. 2004). Neben Cyanobakterien leben in den Seen vorwiegend Algen (z.B. Grünalgen und Diatomeen), Mikroinvertebraten und stellenweise Wassermoose (Ellis-Evans 1996). Antarktische Seen sind nicht nur für paläolimnologische Studien von Interesse, sondern sie stellen beispielsweise auch für Biologen und Limnologen ausgezeichnete Untersuchungsobjekte dar, um das Leben und die Anpassungen von Organismen an eine extreme Umwelt zu studieren (z.B. Ingole & Parulekar 1990, Ellis-Evans et al. 1998, Hawes et al. 2001).

Die Sedimentkerne aus antarktischen Seen spiegeln in der Regel die Geschichte der Oasen seit dem letztmaligen Gletscherrückzug wider, d.h. sie liefern wichtige Informationen zur regionalen spätquartären Klima- und Umweltgeschichte am Rande des antarktischen Eisschildes. Zusätzlich stellen sie das wichtigste Bindeglied zwischen den Eiskernarchiven im Inland und den marinen Sedimentkernen dar. Die lakustrinen Sedimentsequenzen sind häufig lückenlose Abfolgen mit organogenem Anteil. Sie unterscheiden sich darin von anderen terrestrischen Sedimentabfolgen in der Antarktis, wie z.B. Moränen, die bisher oft nur unscharf chronostratigraphisch eingeordnet werden konnten. Bei hohen Sedimentationsraten sind die Sedimente in den Seebecken besonders gut für zeitlich hochauflösende Untersuchungen geeignet. Die Rekonstruktion von spätquartären, insbesondere holozänen kurzfristigen Klima- und Umweltveränderungen in den Oasen trägt dazu bei, das Klimasystem am antarktischen Eisrand besser zu verstehen und Modelle zur Reaktion des Eisrandes auf zukünftige globale Klimaänderungen erstellen zu können.

Die Ausdehnung des antarktischen Eisschildes während des Letzten Glazialen Maximums (LGM) ist bisher nicht vollständig geklärt (Anderson et al. 2002). Beispielsweise variieren die Abschätzungen über den Anteil des antarktischen Eises zu dem postglazialen globalen Meeresspiegelanstieg (circa 120 m) zwischen 0,5 m und 37 m (Bentley 1999, Ingólfsson & Hjort 1999, Ivins & James 2005). Auch die Chronologie der letzten maximalen räumlichen Ausdehnung des Eisschildes ist nicht vollständig bekannt. Bis vor kurzem nahmen die meisten Wissenschaftler an, dass das antarktische LGM generell mit dem niedrigen globalen Meeresspiegel um 20-18 ka zusammenfiel (Ingólfsson 2004). So soll nach dem CLIMAP-Modell (CLIMAP Project Members 1976) das dem Schelf aufliegende Eis ('grounded ice') während des LGM bis zum antarktischen Kontinentalrand vorgestoßen sein. Neuere Untersuchungen (Zusammenfassungen in Denton et al. 1991, Ingólfsson et al. 1998, Anderson et al. 2002, Denton & Hughes 2002, Ingólfsson 2004) zeigen allerdings, dass die Ost- und Westantarktischen Eisschilde eine unterschiedliche Entwicklung nahmen: Das Westantarktische Eisschild breitete sich im LGM vornehmlich bis zum äußeren oder zumindest bis zum mittleren Schelf aus. Dagegen scheint das Verhalten des Ostantarktischen Eisschildes, welches heute den größten Teil des antarktischen Eisvolumens (79%) umfasst, wesentlich komplexer gewesen zu sein. Es reichte im LGM nicht bis zur Schelfkante vor, sondern zeigte in einigen Regionen eine maximale Ausdehnung bis zum mittleren oder äußeren Schelf, in anderen Regionen endete das Eis nahe der heutigen Position (z.B. Colhoun 1991, Anderson et al. 2002).

Die Schrumpfung der antarktischen Inlandeisdecke erfolgte zeitlich und räumlich uneinheitlich (z.B. Berkman et al. 1998, Anderson 1999). So resultiert aus marinen Untersuchungen an Sedimentkernen aus dem antarktischen Ozean, dass der Eisrückzug vom westantarktischen Schelf zwischen 15 ka und 12 ka stattfand (Anderson et al. 2002). Dagegen setzte der initiale Eisrückzug vom Schelf der

Ostantarktis nach dem LGM nicht gleichzeitig ein und in manchen Gebieten hat ein Rückzug wohl bereits vor dem LGM stattgefunden (Anderson et al. 2002).

Untersuchungen in den ostantarktischen Küsten-Oasen deuten ebenfalls darauf hin, dass der post-glaziale Eisrückzug offenbar nicht synchron verlief und einige Oasen sogar während des LGM teilweise oder komplett eisfrei waren. Beispielsweise wird für den Beginn des Eisrückzugs aus der Larsemann-Oase ein Alter von mindestens 40 ka angegeben (Hodgson et al. 2001), für den aus der Bunger-Oase rund 30 ka (Gore et al. 2001) und für den initialen Eisrückzug aus der Vestfold-Oase rund 12 ka (Fabel et al. 1997). Nicht nur die ostantarktische Vereisungsgeschichte zeigt regionale Unterschiede, sondern auch die Klima- und Umweltentwicklung in den einzelnen Oasen (z.B. Ingólfsson et al. 1998, Verleyen et al. 2004a, Hodgson et al. 2004). So trat in der Untersee-Oase das holozäne Temperaturmaximum bereits im frühen Holozän auf (Schwab 1998), während es in der Bunger-Oase (Kulbe 1997, Melles et al. 1997, Kulbe et al. 2001) und der Windmill-Oase (Cremer et al. 2003) erst im mittleren bis späten Holozän nachgewiesen wurde. Diese Studien verdeutlichen die Komplexität der spätquartären Klima- und Umweltgeschichte am ostantarktischen Eisrand, deren Ursachen bislang noch nicht vollständig geklärt sind. Gründe dafür können beispielsweise in den geographischen Rahmenbedingungen wie der Topographie oder der Entfernung zum offenen Ozean liegen, die wiederum die regionalen Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse beeinflussen. Daneben können Unsicherheiten in den Altersdatierungen oder die Verwendung unterschiedlicher Typen von Sedimentarchiven und Proxydaten die Korrelation der Klima- und Umweltgeschichte der ostantarktischen Regionen erschweren. Wegen der aufgezeigten unklaren Übertragbarkeit der wenigen bisherigen punktuellen terrestrischen Befunde zur regionalen Klima- und Glazialgeschichte ist es generell notwendig, weitere, bisher unerforschte eisfreie Gebiete zu untersuchen und dadurch ein engeres Datennetz zu schaffen.

Vor diesem Hintergrund fand im Südsommer 2001/2002 eine australisch-deutsche Expedition in die ostantarktische Amery-Oase (70°50'S, 68°00'E) statt. Die Expedition wurde im Rahmen eines seit 1998 durch das australische 'Antarctic Science and Advisory Committee' geförderten Forschungsprojekts 'Palaeoenvironments of the Antarctic coast, from 50°E to 120°E' (Australian Antarctic Program, Science Project 1071) durchgeführt. Langfristiges Ziel dieses Projekts ist es, die regionalen Unterschiede in der ostantarktischen Vereisungsgeschichte und deren Ursachen aufzuschlüsseln. Dazu werden die aus dem 'Australian Antarctic Territory' bereits verfügbaren Daten zur Klima- und Umweltgeschichte zusammengetragen und unter anderem durch neue geomorphologische und paläolimnologische Untersuchungen ergänzt.

Die Amery-Oase befindet sich in den nördlichen Prinz-Charles-Bergen am Einzugsgebiet des Lambert-Gletschers, einem der größten Gletscherströme ('outlet glacier') der Erde. Der Lambert-Gletscher drainiert über das Amery-Schelfeis in die Prydz-Bucht. Das Einzugsgebiet des Drainagesystems 'Lambert-Gletscher/Amery-Schelfeis' umfasst eine Fläche von rund 14% des Ostantarktischen Eisschildes (Higham et al. 1997, Hambrey & McKelvey 2000a).

Die spätquartäre Vereisungs- und Klimageschichte der Amery-Oase ist wenig erforscht. Adamson & Darragh (1991) und Adamson et al. (1997) nehmen aufgrund des Fehlens von Erosionsspuren und des Vorkommens von gering verfestigten tertiären marinen Ablagerungen in der Oase an, dass der Lambert-Gletscher mindestens seit dem Pliozän an der Amery-Oase vorbei geflossen ist. Da in der Amery-Oase holozäne marine Strandterrassen oberhalb des heutigen Meeresspiegels fehlen, wird unterstellt, dass es zumindest seit dem mittleren Holozän, als sich der globale Meeresspiegel auf dem heutigen Niveau stabilisierte, keine isostatischen Ausgleichsbewegungen gab (Adamson et al. 1997). Demnach war die Vereisung der Amery-Oase während des LGM vermutlich nicht stärker ausgeprägt als heute (Adamson et al. 1997). Die spärliche Verbreitung von quartärem Till und das Fehlen von spätweichselzeitlichen Moränen deutet ebenfalls daraufhin, dass spätquartäre glaziale Prozesse dort nur eine geringe Rolle spielten (Hambrey & McKelvey 2000a). Somit besteht theoretisch die Möglichkeit, in ihr zeitlich weit zurückreichende lakustrine Sedimentsequenzen anzutreffen, wie dies z.B. in der Larsemann-Oase der Fall ist (Hodgson et al. 2006).

Um die Kenntnisse über die quartäre Umweltgeschichte der Amery-Oase zu erweitern, konzentrierten sich die australischen Partner in dem durchgeführten Projekt auf geomorphologische Untersuchungen und Datierungen von Festgestein- und Geschiebeoberflächen mittels kosmogener Nuklide. Von deutscher Seite wurden im Rahmen eines DFG-Projekts 'Umweltgeschichte Amery-Oase' die Sedimente am Grund der heute existierenden Seen analysiert und begleitend limnologische Daten erhoben. Diese Untersuchungen verstehen sich als Beitrag zur Rekonstruktion der Klima- und Vereisungsgeschichte in der Amery-Oase während des Spätpleistozäns und des Holozäns.

Das Vorhandensein von mehreren großflächigen und tiefen Seen prädestiniert das Gebiet der Amery-Oase für (paläo)limnologische Untersuchungen. Untersuchungsobjekte in der Amery-Oase waren die drei Seen Beaver, Radok und Terrasovoje, welche sich in ihrer Größe, Bathymetrie und Limnologie deutlich voneinander unterscheiden. Der Beaver-See ist ein typischer Epischelfsee, d.h. er besitzt unter dem Schelfeis eine Verbindung zum offenen Meer und ist somit dem Tidenhub unterworfen und durch Salzwasserzufuhr beeinflusst (Gibson & Andersen 2002). Mit einer Fläche von rund 100 km² ist er der größte bekannte Epischelfsee der Antarktis, seine Tiefe übersteigt 200 m (Wand et al. 1987). Der Radok-See (Oberfläche circa 13 km²) gilt mit einer Wassertiefe von 362 m als der tiefste bekannte subaerische Süßwassersee der Antarktis (Wand et al. 1987, Adamson et al. 1997). Während der Beaver-See durch den Nemesis-Gletscher gestaut wird, einen Seitenarm des Charybdis-Auslassgletschers ('outlet glacier'), steht der Radok-See in Kontakt zum Battye-Gletscher, einem alpinotypen Gletscher ('alpine-type glacier'). Dagegen besitzt der Terrasovoje-See, ein vergleichsweise kleiner und flacher Süßwassersee (Fläche rund 2,5 km², Tiefe 31 m) heute keinen direkten Gletscherkontakt. Am Beaver- und Radok-See wurden bereits vor Beginn dieses DFG-Projekts limnologische und im geringen Umfang auch bathymetrische Studien von anderen Gruppen durchgeführt (Piskun & Klokov 1986, Wand et al. 1987, Bayly & Burton 1993, Laybourn-Parry et al. 2001), Ergebnisse zu paläolimnologische Untersuchungen an Seen der Amery-Oase lagen bislang nicht vor.

Im Rahmen der Feldarbeiten wurden aus den oben genannten Seen Sedimentkerne gewonnen. Vor den Bohrarbeiten erfolgten bathymetrische und hydrologische Untersuchungen zur Erfassung der Beckenmorphologie und des rezenten Milieus der Seen. Paläolimnologische Arbeiten an dem Kernmaterial umfassen sedimentologische, geochemische und mineralogische und mikropaläontologische Methoden. Ausgewählte Sedimentproben wurden mittels der Radiokohlenstoffmethode datiert. Zum Spektrum der angewandten Analysemethoden gehörte die Diatomeen-Analyse, durchgeführt durch Holger Cremer (Universität Utrecht, Institut für Paläoökologie). Bernd Wagner (Universität Leipzig, Institut für Geophysik und Geologie) war zuständig für die Bestimmung und Interpretation der biogeochemischen Parameter (Gehalte an Kohlenstoff, Stickstoff und Schwefel).

Gegenstand der hier vorgestellten Dissertation ist die Charakterisierung der glazialen und postglazialen Sedimentabfolgen in den drei genetisch und hydrologisch unterschiedlich geprägten Seebecken und deren Bezug zur spätquartären Klima- und Umweltentwicklung in der Amery-Oase. Zunächst konzentrierten sich die durchgeführten Analysen auf granulometrische, anorganisch-geochemische, mineralogische und tonmineralogische Methoden an den Sedimentkernen der Seen Beaver, Radok und Terrasovoje. Die granulometrischen Methoden bildeten, zusammen mit der makroskopischen Sedimentbeschreibung, Grundlage für die Sedimentklassifizierung und die Rekonstruktion des Ablagerungsmilieus. Mit Hilfe von anorganisch-geochemischen und mineralogischen Untersuchungen an der Gesamtsedimentfraktion, sowie mineralogischen Untersuchungen an der Tonfraktion sollte die Herkunft des klastischen Sedimentmaterials rekonstruiert werden und ferner geklärt werden, ob es während der Existenz der Seebecken Liefergebietsmodifikationen gab. Obwohl schon zahlreiche erfolgreiche Provenance-Analysen an marinen Sedimenten des Antarktischen Ozeans existieren (z.B. Ehrmann et al. 1992b, Petschick et al. 1996, Diekmann & Kuhn 1999, Diekmann et al. 2000), wurden bislang noch keine systematischen Herkunftsanalysen an antarktischen Seesedimenten durchgeführt (Hodgson et al. 2004).

In Ergänzung zu den biogeochemischen Messungen von Bernd Wagner und den Diatomeenanalysen von Holger Cremer wurden an den biogenen Sedimenten des Terrasovoje-Sees isotopengeochemische Analysen am organischen Kohlenstoff ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) vorgenommen. Diese Untersuchungsmethoden

hatten das Ziel, Hinweise auf die Paläobioproduktivität im See und damit auch auf die Paläoklimagegeschichte der Amery-Oase zu erlangen. Um die Zusammensetzung des organischen Materials zu beurteilen, wurden einzelne Proben mittels der Rock-Eval-Pyrolyse analysiert. An ausgewählten Abschnitten der biogenen lakustrinen Sedimentabfolge aus dem Terrasovoje-See wurden außerdem hochauflösende anorganisch-geochemische Analysen mit einem EDXRF-Geoscanner vorgenommen, sowie mikrofazielle Dünnschliffuntersuchungen durchgeführt. Ziel dieser Untersuchungen war nicht nur die Zusammensetzung der Sedimente detailliert zu bestimmen, sondern auch saisonale oder kurzfristige Sedimentationsprozesse zu erfassen. Die EDXRF-Geoscanner-Methode ist besonders gut für hochauflösende geochemische Untersuchungen an laminierten feinkörnigen Sedimentabfolgen geeignet (Zolitschka et al. 2001). Auch die mikrofazielle Dünnschliffanalyse besitzt ein großes Potential für detaillierte sedimentologische Studien und wurde bislang kaum an Seesedimenten aus polaren Regionen angewendet (Lamoureux & Gilbert 2004). Insofern war ein Aspekt dieser Dissertation, das Potential neuer Analysemethoden an Seesedimenten aus der Antarktis zu testen.

Im Rahmen der Rekonstruktion der spätquartären Klima- und Umweltgeschichte aus den lakustrinen Sedimenten der Amery-Oase standen in dieser Arbeit folgende Fragestellungen im Vordergrund:

- Welche Liefergebiete kontrollierten den detritischen Sedimenteintrag in die Seebecken? Gab es zeitlich-räumliche Herkunftsänderungen innerhalb der Sedimentabfolgen, die Hinweise auf die Glazialdynamik innerhalb der Amery-Oase geben? → Mineralogie, anorganische Geochemie
- Wann begann die lakustrine Sedimentation in den Seebecken und wie veränderten sich die Sedimentationsbedingungen? → Altersbestimmung, Granulometrie, Sedimentstrukturen
- Welche Sedimentationsprozesse steuerten die Zusammensetzung der biogenen Sedimentabfolge im Terrasovoje-See und wie veränderte sich deren Mikrofazies und Zusammensetzung im Laufe des Holozäns durch kurzfristige Klima- und Umweltveränderungen?
→ EDXRF-Geoscanner, mikrofazielle Dünnschliffuntersuchungen, Isotopengeochemie

Die abgeleiteten Indikationen zur regionalen Klima- und Umweltgeschichte der Amery-Oase wurden in einen (über)regionalen Kontext gestellt.

2 Theoretischer Hintergrund

2.1 Antarktis

Die Antarktis befindet sich fast vollständig innerhalb des südlichen Polarkreises. Topographisch, geologisch und glaziologisch wird sie in die Ost- und Westantarktis untergliedert, zwischen denen auf einer Länge von etwa 4000 km das Transantarktische Gebirge verläuft (Abb. 1).



Abb. 1: Übersichtskarte der Antarktis. Die eisfreien Flächen der Antarktis sind in brauner Farbe gekennzeichnet. Die grauen Flächen stellen Schelfeisgebiete dar. Eingezeichnet sind mehrere ostantarktische Oasen und die Lokalitäten diverser Eiskernbohrungen. Das Untersuchungsgebiet, die Amery-Oase, befindet sich in der Ostantarktis. Im Anhang (Abb. A1-A8) befinden sich zusätzlich thematische Antarktiskarten.

Die geologischen Kenntnisse über den antarktischen Kontinent beschränken sich hauptsächlich auf die Küsten- und Gebirgsregionen, die nicht unter dem mächtigen Eisschild verborgen sind (Abb. A1). Eine Übersicht über die Geologie der Antarktis geben z.B. Fütterer (1986), Campbell & Claridge (1987) und Tingey (1991). Geologisch gesehen ist die Ostantarktis, auch als Ostantarktischer Schild bezeichnet, das Kernstück des ehemaligen Südkontinents Gondwana, welcher aus der Antarktis, Südamerika, Afrika, Indien und Australien bestand. Dieser Schild umfasst etwa drei Viertel der heutigen Antarktis und wird im Wesentlichen metamorphen Gesteinen des Präkambriums aufgebaut. Das Transantarktische Gebirge besteht aus jungproterozoischen bis altpaläozoischen Gesteinen des Ross-Orogens. Sowohl die Gesteine des Ostantarktischen Schildes, als auch der Sockel des Transantarktischen Gebirges werden regional von devonischen bis triassischen Sedimentabfolgen der Beacon-Supergruppe und jurassischen Magmatiten überlagert. Hingegen setzt sich die Westantarktis aus vier Mikrokontinenten zusammen, die vorwiegend aus mesozoischen bis känozoischen Gesteinen aufgebaut werden.

In Drewry et al. (1982) und Huybrechts (1992) werden die glaziologischen Verhältnisse der Antarktis beschrieben. Durchschnittlich weist das antarktische Eisschild eine Mächtigkeit von 2100 m auf. In der Ostantarktis, in der die Mächtigkeit bis zu 4776 m reicht, sind die Hauptmassen des antarktischen Eises mit einem Volumen von 26 Millionen km³ gespeichert (Drewry 1983). Das Ostantarktische Eisschild liegt dem stabilen präkambrischen Kraton auf, daher wird die Ostantarktis auch als kontinentale Antarktis bezeichnet. Dagegen stellt die westantarktische Eiskappe mit einer maximalen Höhe von etwa 2400 m einen Eisschild dar, dessen Basis sich größtenteils unter dem Meeresspiegel befindet (Abb. A2) und daher sensibler auf Klima- und Umweltveränderungen reagiert.

Das antarktische Eis strömt von verschiedenen Zentren zum Kontinentalrand (Abb. A3). In der Westantarktis fließt ein Großteil über die größten Schelfeisgebiete der Erde, das Ronne-Schelfeis und das Ross-Schelfeis, ab. Das größte Abflusssystem der Ostantarktis wird vom Lambert-Gletscher/Ameryschelfeiskomplex gebildet, der in der Prydz-Bucht in den Indischen Ozean mündet.

Die Küstenlinie der Antarktis wird nach Drewry et al. (1982) zu 44% von Schelfeis, zu 13% von Gebirgsgletschern, zu 38% von Eiswällen und zu 5% von eisfreien Gebieten charakterisiert.

Das antarktische Festland wird während der meisten Monate von einem breiten Meereisgürtel umgeben, der ein Gebiet bedeckt, welches 1,5 mal größer als der Kontinent ist (Abb. A4).

Die heutige thermische Isolation der Antarktis und ihre mächtige Eisbedeckung resultieren aus plattentektonischen und paläoozeanographischen Vorgängen, die ihre Anfänge bereits im Jura hatten, als der damalige Großkontinent Gondwana zu zerbrechen begann. Obwohl die Antarktis schon in der Oberkreide eine zentrale Pollage erreichte, fand die erste signifikante Vereisung erst im frühen Oligozän statt. Seit dieser Zeit wird die Ostantarktis höchstwahrscheinlich ohne Unterbrechung von mächtigem Eis bedeckt (z.B. Abreu & Anderson 1988, Ehrmann 1994, Denton et al. 1991, Diekmann 2001). Als Ursache für die Ausbildung des Eisschildes wird neben dem globalen Temperaturrückgang seit der Eozän/Oligozän-Grenze die Ausbildung des Antarktischen Ozeans mit seiner zirkumantarktischen Ringströmung angesehen (Kennett 1977), der eine natürliche Blockade für den meridionalen ozeanischen Wärmeaustausch zwischen der Antarktis und den niederen Breiten darstellt (Abb. A5). Eine Übersicht über die känozoische Vereisungsgeschichte geben z.B. Denton et al. (1991), Ehrmann (1994), Barker et al. (1999) und Diekmann (2001). Von Ingólfsson (2004) wird speziell die quartäre Glazial- und Klimageschichte zusammengefasst.

Eine ausführliche Beschreibung des Wettergeschehens und des Klimas in der Antarktis gibt Schwerdtfeger (1984). Die wärmsten antarktischen Gebiete sind die bis in die subpolare Region ragende Antarktische Halbinsel und die ihr vorgelagerten subantarktischen Inseln, mit mittleren Jahrestemperaturen um ungefähr -5°C. Der größte Teil der Antarktis liegt dagegen südlich des Polarkreises und weist kältere Durchschnittstemperaturen auf (Abb. A6). In den Küstenregionen liegen die mittleren Jahrestemperaturen zwischen -10°C und -20°C. Auf dem zentralen Eisplateau betragen sie meist weniger als -50°C.

Das Oberflächenwindsystem der Antarktis wird besonder durch katabatische Winde (starke Winde mit abwärts gerichteter Bewegungskomponente) dominiert, die der Topographie folgen (Abb. A7). Vor allem im Winter, wenn sich über dem zentralen Eisplateau ein stabiles Kältehoch ausbildet, wehen sie mit hohen Geschwindigkeiten von maximal 320 km/h vom Eisplateau in Richtung Küste. Dort schieben sich die kalten katabatischen Winde unter die relativ warme und feuchte Küstenluft und erzeugen Konvektion mit Niederschlägen in Form von Schnee. Im Sommer sind das zentrale Hoch über dem Eisplateau und die katabatischen Winde abgeschwächt und es fallen weniger Niederschläge (Lauer 1993).

In den Küstenregionen betragen die durchschnittlichen jährlichen Windgeschwindigkeiten 30-70 km/h und die Niederschlagsmengen bis zu 500 mm pro Jahr (Abb. A8). Daneben werden in dem sehr trockenen Gebiet der Zentralantarktis lediglich durchschnittliche Windgeschwindigkeiten zwischen 10 km/h und 20 km/h und Niederschläge von etwa 50 mm pro Jahr erreicht (Schwerdtfeger 1984).

2.2 Antarktische Oasen

Die sogenannten antarktischen Oasen zählen zu den insgesamt rund 48000 km² großen eisfreien Flächen des antarktischen Kontinents (<http://www.scar.org/information/statistics/>). Vom Eisschild durch eine Ablationszone getrennt, bleiben die Oasen aufgrund von niedriger Albedo und positiver Strahlungsbilanz eisfrei (Shumskiy 1957). Im Vergleich zu ihrer eisbedeckten Umgebung zeichnen sie sich durch ein relativ mildes Klima aus. Nach Pickard (1986) ist die Bezeichnung 'antarktische Oase' auf Gebiete in der kontinentalen Antarktis (Ostantarktis) beschränkt, jedoch wird dieser Begriff von vielen Autoren auch für die eisfreien Gebiete in der maritimen Antarktis (Antarktische Halbinsel und angrenzende Inseln) verwendet. Die antarktischen Oasen variieren in ihrer Größe und in ihrem morphologischen Charakter (Tab. 1) und erstrecken sich überwiegend als isolierte Flecken entlang der Küstengebiete. Heywood (1977) teilt die eisfreien Regionen der Antarktis in folgende vier Gruppen auf: 1) Oasen die im Gebiet des kontinentalen Eisschildes liegen (Gebirgs-Oasen), 2) kontinentale eisfreie Gebiete, die vom offenen Meer durch Eisschelfe getrennt werden, 3) kontinentale Küstengebiete und angrenzende Inseln (Küsten-Oasen), 4) eisfreie Gebiete der Antarktischen Halbinsel und angrenzende Inseln.

Alle antarktischen Oasen waren früher einmal eisbedeckt, was anhand glazialer Sedimente und glazialer Spuren auf den Gesteinsoberflächen belegt ist. Die Gründe für das Verschwinden des Eises aus diesen Regionen sind in der orographischen Situation und im Rückgang der Mächtigkeit des antarktischen Eisschildes unter dem Einfluß von spätquartären Klimaschwankungen zu suchen (Fritzsche & Bormann 1995). Die niedrigen Temperaturen und die Aridität sind die wichtigsten Faktoren, die diese kalten Wüstengebiete charakterisieren. Aufgrund der erdgeschichtlich langen Isolation der Antarktis während des Känozoikums und der strengen Klimabedingungen gibt es - bis auf 2 Arten von Blütenpflanzen auf der Antarktischen Halbinsel - in den eisfreien Gebieten keine höheren Pflanzen. So wird die terrestrische Vegetation in den Oasen von Algen, Flechten und Moosen dominiert (Seppelt & Broady 1988).

Tab. 1: Die wichtigsten ostantarktischen Oasen.

Oase	Größe (km ²)	Max. Höhe (m)	Schelfeis	Koordinaten
Schirmacher	34	228	x	70°45'S, 11°40'E
Untersee	15	2800	-	71°40'S, 12°30'E
Amery	1800	1480	x	70°50'S, 68°00'E
Larsemann	50	180	-	69°23'S, 76°20'E
Vestfold	411	157	-	68°33'S, 78°15'E
Bunger	952	172	x	66°17'S, 100°47'E
Windmill	80	< 100	-	66°20'S, 110°30'E
Trockentäler	4000	> 2000	-	77°00'S, 162°52'E

2.3 Antarktische Seen

Seen unterschiedlichster Typen, Genese und Anzahl treten in den eisfreien Gebieten der Antarktis auf. Sie sind in tektonischen Störungszonen oder in glazial ausgehobenen Senken lokalisiert und bilden in einigen Oasen, wie z.B. der ostantarktischen Larsemann-Oase regelrechte 'Seenplatten' mit bis zu über 150 Seen (Gillieson et al. 1990). Die limnologischen Charakteristika antarktischer Seen werden z.B. von Heywood (1977, 1984, 1987), Burton (1981), Wright & Burton (1981), Priddle (1985), Vincent (1987), Simmons et al. (1993) und Ellis-Evans (1996) zusammengefasst.

Die meisten antarktischen Seen sind für 8-12 Monate mit einer mehrere Meter mächtigen Eisdecke bedeckt. Entweder tauen sie im Sommer nicht, komplett oder für wenige Wochen randlich auf. Die Eisbedeckung reduziert die Lichtdurchflutung der Seen, verhindert für die längste Zeit des Jahres die windinduzierte turbulente Durchmischung des Wasserkörpers und drosselt den Gasautausch zwischen der Atmosphäre und der Wassersäule (Wharton et al. 1989, Simmons et al. 1993, Howard-

Williams et al. 1998). Aufgrund ihrer Eisbedeckung stehen antarktische Seen lange Zeit im Jahr weniger unter externem Einfluss als Seen in niedrigeren Breiten (Heywood 1977). Sie beziehen einen Großteil ihres Wassers aus Schmelzwasser von Gletschereis und Schneefeldern. Aufgrund des ariden und kalten Klimas in der Antarktis ist die Schmelzwassermenge meist gering und der Eintrag auf eine kurze Zeit im Sommer beschränkt (Hambrey 1994).

Antarktische Seen können verschiedene Grade von temporärer oder permanenter Wasserschichtung aufweisen (Roberts & McMinn 1996). Oft bildet sich eine inverse Temperaturschichtung, bei der die epilimnische Wasserschicht kälter ist als die hypolimnische (Håkanson & Jansson 1983). Zudem gibt es viele Seen, die eine chemische Schichtung der Wassersäule aufgrund unterschiedlicher Salzgehalte aufweisen (Heywood 1997).

In der Antarktis existieren neben Süßwasserseen auch Seen mit hohen Salzgehalten (Ellis-Evans 1996, Vincent & James 1996). Ein extremes Beispiel ist der 'Don Juan Pond' aus den Trockentälern, der aufgrund seiner hohen Salinität ganzjährig eisfrei bleibt (Takamatsu et al. 1998).

Einen besonderen Seentyp stellen die sogenannten Epischelfseen ('tidal fresh water lakes') dar. Das sind Seen, die zwischen den eisfreien Festlandsgebieten und dem schwimmenden Eisschelf liegen, unter dem Schelfeis eine hydraulische Verbindung zum offenen Meer besitzen und dem Tidenhub unterworfen sind (Gibson & Andersen 2002). Sie können nach Gibson (1999) den meromiktischen Seen zugeordnet werden, da sie sind keiner kompletten Wasserzirkulation unterworfen sind, sondern eine salzärmere periodisch durchmischte Oberflächenwasserschicht (Mixolimnion) besitzen, welche über einer salzreicheren Tiefenwasserwasserschicht (Monimolimnion) liegt. Epischelfseen sind von der Antarktischen Halbinsel (Heywood 1977, Smith et al. 2006) und aus den ostantarktischen Oasen Bunger (Klokov et al. 1990, Gal'schenko et al. 1995, Doran et al. 2000, Gibson & Andersen 2002), Schirmacher (Bormann & Fritsche 1995) und Amery (Wand et al. 1987, Bayly & Burton 1993, Laybourn-Parry 2001) bekannt.

Die Primärproduktion in antarktischen Seen ist vorwiegend auf die Sommermonate beschränkt, Photosynthese kann jedoch auch dann noch stattfinden, wenn die Eis- und Schneedecke weniger als 1% des einfallenden Sonnenlichts durchlässt (McMinn et al. 2000, Hawes et al. 2001). Die Flora und Fauna in den Seen besteht vorwiegend aus Mikroorganismen, es gibt sehr wenige Metazoen, keine Fische und keine Gefäßpflanzen (Simmons et al. 1993, Ellis-Evans et al. 1998, Laybourn-Parry et al. 2001). In den überwiegend oligotrophen und ultraoligotrophen Seen sind die Phytoplankton-Gemeinschaften verglichen zu der benthischen Vergesellschaftung relativ spärlich, da an der Wasser-Sediment-Grenze mehr Nährstoffe gebunden sind als in der freien Wassersäule (Heywood 1977, Priddle & Heywood 1980). Die Biomasse wird in der Regel von benthischen Cyanobakterien dominiert (Heywood 1977, Simmons et al. 1993), daneben besiedeln überwiegend Algen und stellenweise Wassermoose den Seeboden (Simmons et al. 1993, Ellis-Evans 1996). Aufgrund des Fehlens wühlender Organismen, der minimalen windinduzierten Durchmischung der Wassersäule und des langsamen Abbaus von organischem Material entstehen in den Seen häufig deutlich laminierte Algen- und Mikrobematten, welche als rezente Stromatolithe bezeichnet werden können (Simmons et al. 1993, Sabbe et al. 2004). In Seen mit klarem Wasser finden sich benthische Algen- und Mikrobematten häufig bis mehrere 10er Meter Wassertiefe, während in Seen mit trübem Wasser (z.B. aufgrund klastischem Sedimenteintrags) das Überleben der benthischen Organismen meist bis auf wenige Meter Wassertiefe limitiert ist (Hendy et al. 2000).

In der Antarktis zeigt sich keine deutliche Breitengradorientierte Zonierung der Seentypen, wie es in anderen Regionen der Erde häufig zu beobachten ist, vielmehr können unterschiedlichste Seen in ein und demselben Gebiet nebeneinander vorkommen (Heywood 1977). Es können jedoch einige generelle Unterschiede zwischen den Seen der Ostantarktis und den Seen auf der Antarktischen Halbinsel festgehalten werden: Die Perioden, in denen die Seen eisfrei sind, sind in der kontinentalen Antarktis (Ostantarktis) wesentlich kürzer als in der maritimen Antarktis. Einerseits ist die Eisbedeckung der ostantarktischen Seen mächtiger, dafür aber die Schneebedeckung geringer als auf den Seen der nicht nur wärmeren, sondern auch feuchteren Antarktischen Halbinsel (Ellis-Evans 1996).

3 Untersuchungsgebiet Amery-Oase

3.1 Entdeckungs- und Erforschungsgeschichte

Die Amery-Oase befindet sich in den Prinz-Charles-Bergen, die 1947 von einem U.S. Navy Flugzeug aus zum ersten Mal gesichtet wurden. Die Namensgebung 'Prince-Charles-Mountains' erfolgte im Jahre 1954, als dieses Gebiet erstmalig von einer ANARE ('Australian National Antarctic Research Expedition')-Expeditionsgruppe besucht wurde (Tingey 1982). Seit dieser Zeit waren die Prinz-Charles-Berge vor allem das Ziel von australischen und russischen Feldexpeditionen. Schwerpunkt, der besonders in den späten 60iger und frühen 70iger Jahren von ANARE- und SAE ('Soviet Antarctic Expedition')-Wissenschaftlern durchgeführten Expeditionen, waren vorwiegend geowissenschaftliche Fragestellungen und geologische Kartierungen (Tingey 1991). Seit 1994/1995 existiert in der Amery-Oase ein von australischen Wissenschaftlern aufgebautes Sommercamp.

3.2 Geographische Lage

Die Amery-Oase (70°50'S, 68°00'E) liegt in den nördlichen Prinz-Charles-Bergen im MacRobertson-Land (Abb. 2). Sie umfasst ein Gebiet von etwa 1800 km² und gehört damit zu den größten ostantarktischen Oasen (Tab. 1).

Die Topographie und die Landschaft der Prinz-Charles-Berge (70-75°S, 60-70°E) wird von dem bis zu 80 km breiten und über 400 km langen Lambert-Gletscher und seinen Nebenströmen dominiert (McKelvey & Stephenson 1990). Der von Süden nach Norden fließende Auslassgletscher ('outlet glacier') entwässert sein Eis über das Amery-Schelfeis in die Prydz-Bucht, welche sich im indischen Sektor des Antarktischen Ozeans befindet. Das Lambert-Gletscher/Amery-Schelfeis-Entwässerungssystem verläuft im Lambert-Graben, einer tektonischen Grabenstruktur, die vermutlich schon im Perm angelegt wurde (McKelvey et al. 2001) und seit dem Tertiär die wichtigste Entwässerungsrinne für den Ostantarktischen Eisschild darstellte (Hambrey 1991, Hambrey & McKelvey 2000b). Das Einzugsgebiet dieses Drainagesystems umfasst eine Fläche von circa neun Prozent des gesamten antarktischen Eisschildes (Higham et al. 1997, Hambrey & McKelvey 2000a).

Am westlichen Rand dieses Drainagesystems befindet sich die Amery-Oase, wo sie durch einen 200-300 m hohen eisbedeckten Bergrücken vom Lambert-Gletscher/Amery-Schelfeis-System getrennt ist (Adamson & Darragh 1991, Adamson et al. 1997). Die Entfernung der Amery-Oase zu der Front des Amery-Schelfeises in der Prydz-Bucht beträgt rund 250 km. Im Norden wird die Oase durch den Charybdis-Gletscher, im Osten und Süden durch das Entwässerungssystem des Lambert-Gletscher/Amery-Schelfeises, im Südwesten und Westen durch das Ostantarktische Eisschild begrenzt.

Die Amery-Oase stellt die größte eisfreie Region in den Prinz-Charles-Bergen dar, sie besteht aus dem Loewe-, Manning- und McLeod-Massiv, der Flagstone-Bank, der Jetty-Halbinsel und der Else-Plattform. 28% der Amery-Oase sind durch Schneefelder, kleine Eisdome und alpinotype Gletscher bedeckt (Gore 1997).

Das charakteristische Merkmal der Amery-Oase ist ein großes nach Norden offenes, hufeisenförmiges Tal, in dem sich der 50 km lange Epischelfsee (Beaver-See) befindet. Ein großer Teil dieses Tals wird von dem von Norden nach Süden strömenden Nemesis-Gletscher (auch als Stagnant-Gletscher bezeichnet) eingenommen, welcher wiederum einen Arm des Charybdis-Gletschers darstellt. Die östlichen Gebiete der Oase, also die Gebiete in unmittelbarer Nähe zum Beaver-See, befinden sich nur wenige Meter über dem Meeresspiegel, während sich westlich des Radok-Sees die Berge des McLeod-Massivs bis zu einer Höhe von rund 1400 m erheben.

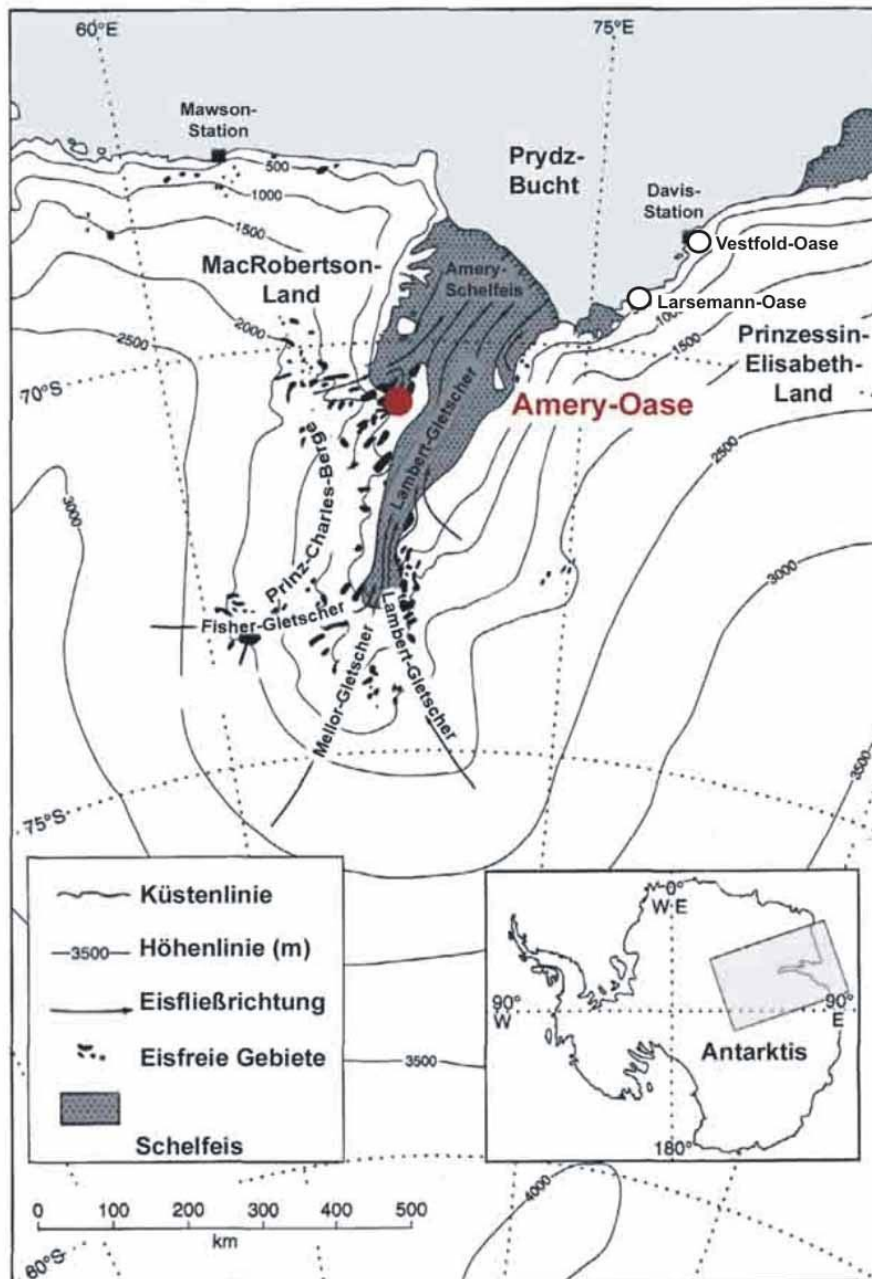


Abb. 2: Lage der Amery-Oase (Abbildung leicht verändert aus Hambrey & McKelvey 2000b).

3.3 Klima

Da es in den nördlichen Prinz-Charles-Bergen keine permanente Wetterstation gibt, können nur wenige Aussagen über die klimatischen Verhältnisse in der Amery-Oase gemacht werden.

In der Feldsaison 2001/02 (9.12.2001-13.2.2002) wurden zweimal täglich die meteorologischen Beobachtungen wie Temperatur, Luftdruck, Windgeschwindigkeit und Wolkenbedeckung notiert (Wagner 2003). Zu dieser Zeit reichten die gemessenen Lufttemperaturen von -9 bis $+9^{\circ}\text{C}$, größtenteils lagen sie knapp unter dem Gefrierpunkt.

Die nächstgelegene Station mit längerfristigen Wetter- und Klimaaufzeichnungen ist die australische Davis-Station. Sie befindet sich an der ostantarktischen Küste in der Vestfold-Oase, ungefähr 400 km in nordöstlicher Richtung von der Amery-Oase entfernt. Dort betragen die Durchschnittstemperaturen im wärmsten Monat (Januar) 1°C , während die Wintertemperaturen meist unter -20°C liegen (<http://www.aad.gov.au/>). Die Niederschlagsmengen liegen laut Bromwich (1988) im Gebiet der nördlichen Prinz-Charles-Berge bei rund 300 mm Wasseräquivalent pro Jahr.

3.4 Geologischer Aufbau

Die Prinz-Charles-Berge können in eine nördliche und eine südliche Provinz untergliedert werden (Tingey 1991). Sie erstrecken sich über 500 km entlang des Lambert-Gletscher/Amery-Schelfeis-Drainagesystems und stellen den am besten aufgeschlossenen Querschnitt durch den Ost-antarktischen Schild dar (Mikhalsky et al. 2001). Das Grundgebirge wird von präkambrischen, metamorph überprägten Gesteinen aufgebaut, deren Metamorphosegrad von Süden (Grünschieferfazies) nach Norden (Granulitfazies) hin zunimmt (Craddock 1972, Mikhalsky et al. 2001). In den nördlichen Prinz-Charles-Bergen weisen die Metamorphite ein proterozoisches Alter auf, wohingegen die niedrig metamorphen Gesteine in den südlichen Prinz-Charles-Bergen im Archaikum entstanden sind (Tingey 1991). Das metamorphe Grundgebirge ist von Graniten, Pegmatiten, Apliten und alkalischen Ganggesteinen durchsetzt und wird diskordant von terrestrischen permotriassischen Sedimenten überlagert. In den permotriassischen Sedimenten wiederum finden sich lokal kreidezeitliche und vermutlich jüngere Ganggesteine (Kamenev et al. 1993, Tingey 1991).

Der kristalline Untergrund der Amery-Oase besteht aus proterozoischen, granulitfazial überprägten metamorphen Gesteinen, bei denen es sich überwiegend um Gneise und Granulite handelt, die stellenweise von granitischen und charnockitischen Magmen intrudiert worden sind (Kamenev et al. 1993, Boger et al. 2000, Mikhalsky et al. 2001).

Durch das Gebiet der Amery-Oase verläuft die NNO-SSW streichende Amery-Störung. Sie steht im genetischen Zusammenhang mit dem Lambert-Graben, einem Riftsystem, das sich vom Inneren des Ostantarktischen Schildes bis über die Prydz-Bucht erstreckt und vermutlich bereits im Perm angelegt wurde (McKelvey et al. 2001). Die Amery-Verwerfung trennt die präkambrischen Metamorphite im Westen der Oase von permotriassischen Sedimenten, die östlich der Störung aufgeschlossen sind (Abb. 3).

Bei den permotriassischen Sedimenten handelt es sich um fluviatile Ablagerungen, die als Amery-Gruppe bezeichnet werden (Crohn 1959, Mond 1972, Fielding & Webb 1996, McLoughlin & Drinnan 1997, McKelvey et al. 2001) und der Beacon-Supergruppe zugeordnet werden (Barret 1991). Die Gesteine der Amery-Gruppe bestehen aus rund 2000 m mächtigen Abfolgen von Sandsteinen, Konglomeraten und Kohleablagerungen (Bennett & Taylor 1972, Mond 1972, McKelvey & Stephenson 1990, Fielding & Webb 1996).

Sowohl das präkambrische Grundgebirge, als auch die Sedimentabfolgen der Amery-Gruppe werden in niedrigen und mittleren Höhen der Amery-Oase von tertiären, bis zu 160 m mächtigen Sedimenten der Pagodroma-Gruppe überlagert. Die Pagodroma-Gruppe besteht vornehmlich aus neogenen, proximal glazialmarinen diamiktischen Sedimenten, die in Fjorden beim Eisrückzug des früheren Lambert-Gletscher/Amery-Eisschelf-Systems abgelagert wurden (Hambrey & McKelvey 2000a, Hambrey & McKelvey 2000b, McKelvey et al. 2001). In der Amery-Oase wird die Pagodroma-Gruppe von der Battye-Gletscher-Formation und der Bardin-Bluffs-Formation aufgebaut (Hambrey & McKelvey 2000a, McKelvey et al. 2001, Bloemendal et al. 2003, Whitehead et al. 2003).

Quartäre glaziale Ablagerungen sind in der Amery-Oase nur an wenigen Orten zu finden. Moränen, die vermutlich spätquartäres Alter aufweisen und vom Nemesis-Gletscher abgelagert wurden, finden sich entlang der nordöstlichen Seite des Beaver-See-Beckens (Adamson et al. 1997). In einem kleinen Areal westlich des Terrasovoje-See befinden sich ebenfalls junge Moränen. Diese stammen wahrscheinlich von einem Anstieg des Nemesis-Gletschers und/oder der Expansion von Gletscherzungen, die die nordöstliche Seite des Loewe-Massivs flankieren (Adamson et al. 1997).

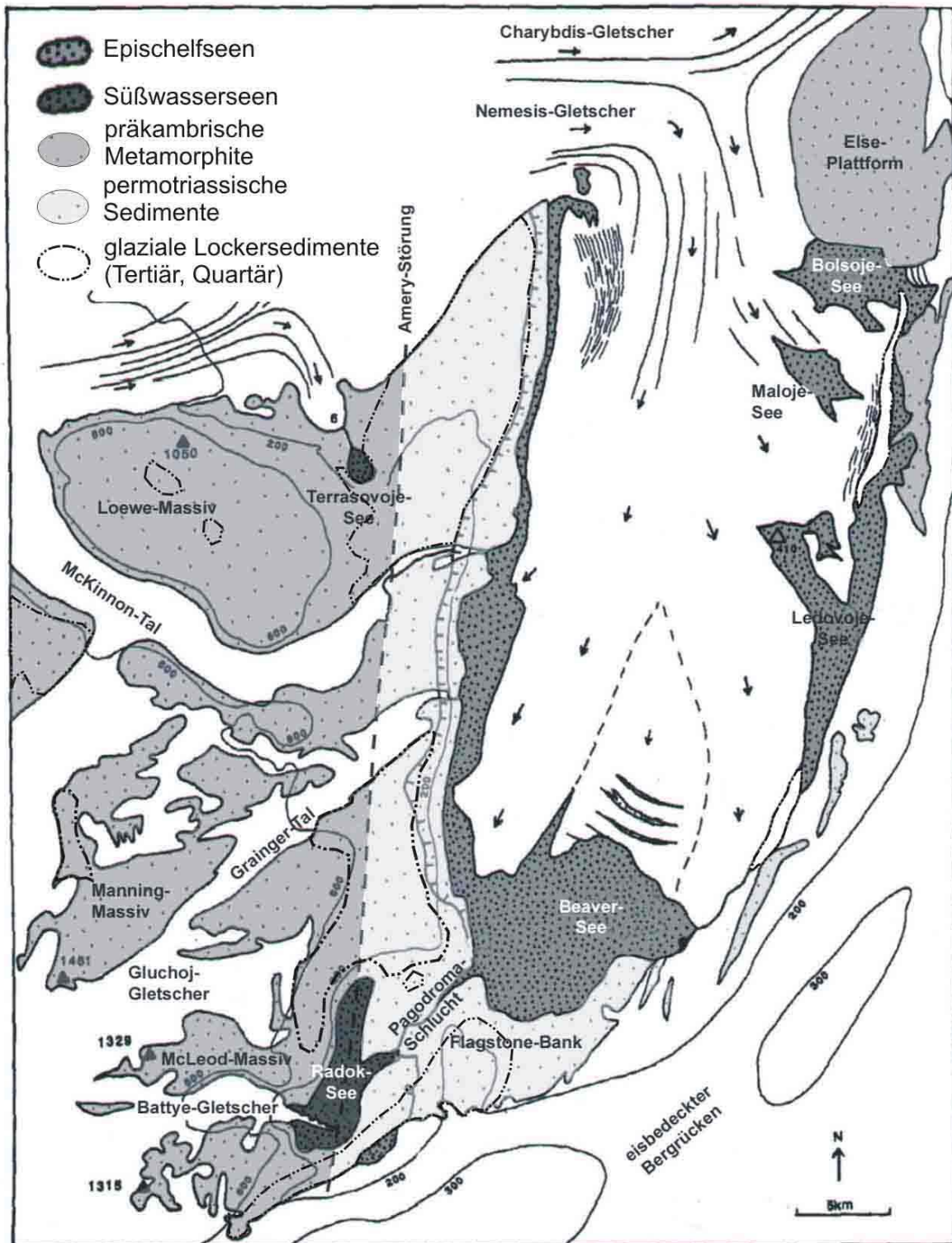


Abb. 3: Vereinfachte geologische Karte der Amery-Oase (topographische Karte aus Adamson et al. 1997, modifiziert nach Webb & Fielding 1993 und Mikhalsky et al. 2001). Die permotriassischen Sedimente umfassen die Gesteine der Amery-Gruppe. Die glazialen Lockersedimente beinhalten die Sedimente der tertiären Pagodroma-Gruppe und quartäres Moränenmaterial. Der Verlauf der Amery-Störung und die Ausbisslinien der Lockersedimente sind schematisch dargestellt.

3.5 Seen der Amery-Oase

In der Amery-Oase gibt es im Vergleich zu anderen ostantarktischen Oasen sehr wenige, jedoch sehr große und tiefe Seen. Im Rahmen des Projekts 'Umweltgeschichte Amery-Oase' wurden von unserer Arbeitsgruppe bathymetrische, hydrologische und erstmals paläolimnologische Untersuchungen an drei Seen (Beaver-See, Terrasovoje-See, Radok-See) der Amery-Oase vorgenommen. Während limnologische Studien am Beaver- und Radok-See bereits im geringen Umfang durchgeführt wurden (z.B. Piskun & Klovov 1986, Wand et al. 1987, Bayly & Burton 1993, Laybourn-Parry et al. 2001), waren die hydrologischen und bathymetrischen Merkmale des Terrasovoje-Sees bislang unbekannt. Die Unterkapitel 3.5.1 bis 3.5.3 basieren auf den aus der Literatur erhältlichen Seebesreibungen, hingegen werden die wichtigsten Geländebeobachtungen von Wagner (2003) im Ergebnis-Kapitel zur Bathymetrie und Hydrologie der Seen (Kapitel 6.1) wiedergegeben.

3.5.1 Beaver-See

Der Beaver-See (70°48'S, 68°12'E) ist mit einer Uferlinie von über 130 km und einer Oberfläche von circa 100 km² der größte bekannte Epischelfsee der Antarktis (Wand et al. 1987). Die Epischelfseen Beaver und Ledovoje und auch die kleinen Seen Maloje und Bolsoje (Abb. 3) sind Segmente desselben Fjords, der größtenteils vom Nemesis-Gletscher bedeckt wird (Wand et al. 1987). Obwohl sich die Epischelfseen rund 250 km vom offenen Ozean entfernt befinden, sind sie dem Tidenhub unterworfen. Das bedeutet, dass sie unter dem Nemesis-Gletscher und dem Amery-Schelfeis eine Verbindung zur Prydz-Bucht besitzen (Gore 1997). Die maximal nachgewiesenen Wassertiefen im Beaver-See liegen zwischen 235 m und 276 m (Wand et al. 1987, Adamson et al. 1997). Das Beaver-Becken wird in nördliche Richtung tiefer (Adamson et al. 1997), so dass der weiter nördlich liegende Ledovoje-See Wassertiefen von 410-440 m besitzt (Wand et al. 1987, Bardin et al. 1990). Der Beaver-See erhält über die Pagodroma-Schlucht Süßwasser aus dem Radok-See (Bayly & Burton 1993). Diese tief in den Untergrund eingeschnittene Schlucht setzt sich am Grund des Beaver-Sees mindestens für 4,5 km fort (Adamson et al. 1997).

3.5.2 Radok-See

Im südlichen Teil der Amery-Oase (Abb. 3), im McLeod-Massiv, liegt der Radok-See (70°52'S, 67°58'E). Mit einer maximalen Wassertiefe von 362 m ist er der tiefste bekannte subaerische Süßwassersee der Antarktis (Wand et al. 1987, Adamson et al. 1997). Der Radok-See ist rund 10 km lang und bis zu 3 km breit und nimmt eine Fläche von 13 km² ein. Die Uferhänge des Sees sind steil und steigen im Westen und Süden des Sees bis auf 400 m Höhe an. Im nördlichen Bereich ist der See in zwei Arme aufgespalten und im südwestlichen Teil mündet die 2 km lange, schwimmende Gletscherzunge des Battye-Gletschers (auch Priozernyj-Gletscher genannt) in den Radok-See. Die Amery-Störung verläuft von NNO nach SSW durch den See.

Der Ausfluss des Radok-Sees befindetet an der nördöstlichsten Spitze des Sees. In den meisten Sommern fließt von dort Seewasser über eine fluviatil eingeschnittene, V-förmige Schlucht in den 7 m tiefer gelegenen Beaver-See (Adamson et al. 1997). Diese Schlucht namens Pagodroma-Schlucht ist circa 6 km lang und bis zu 120 m tief in den Untergrund eingeschnitten.

3.5.3 Terrasovoje-See

Der Terrasovoje-See (70°33'S, 68°01'E) befindetet sich 150 m üNN im Loewe-Massiv auf der westlichen Seite der Amery-Störung (Abb. 3) und ist 2 km lang (NW-SO) und 1,3 km breit (SW-NO). Im nördlichen Teil des Sees existiert ein Ausfluss, der auf die etwa 100 Höhenmeter tiefer liegende und rund 1,5 km entfernte laterale Zunge des Nemesis-Gletschers stößt. Der See wird von umliegenden Schneefeldern gespeist.

4 Material und Methoden

Auf der Expedition im Südsommer 2001/2002 wurden Wasserproben und Sedimentkerne aus drei Seen (Beaver, Radok, Terrasovoje) der Amery-Oase gewonnen. Eine umfassende Beschreibung der Geländedaten und Beprobungen ist in Wagner (2003) zu finden. Die physikalischen Parameter der Wasserproben wurden bereits im Gelände bestimmt, im Labor erfolgte die Analyse der Ionenkonzentrationen.

An den Sedimentkernen (Tab. 2) wurden im Rahmen der vorliegenden Dissertation überwiegend sedimentologische, anorganisch-geochemische, mineralogische und mikrofazielle Untersuchungen durchgeführt (Tab. 3). Vorwiegend an den Sedimenten des Terrasovoje-Sees arbeiteten außerdem Bernd Wagner (Universität Leipzig, Institut für Geophysik und Geologie), der die biogeochemische Parameter untersuchte und Holger Cremer (Universität Utrecht, Institut für Paläoökologie), der für die Diatomeen-Analysen und deren Interpretation zuständig war (Tab. 3). Eine vereinfachte Übersicht über alle Arbeitsschritte der Gelände- und Labormethoden wird im Flussdiagramm (Abb. 4) gegeben.

Tab. 2: Untersuchte Sedimentkerne aus der Amery-Oase.

Kern	See	Wassertiefe (m)	Typ	Kernlänge (cm)
Lz1013	Beaver	54	SL + KOL	100
Lz1007	Radok	74	SL + KOL	202
Lz1010	Radok	79	SL + KOL	586
Lz1012	Radok	357	SL	25
Lz1004	Terrasovoje	31	SL	54
Lz1005	Terrasovoje	31	SL + KOL	552

SL = Schwerelot, KOL = Kolbenlot

Tab. 3: An den Sedimentproben durchgeführte - bzw. in der vorliegenden Arbeit vorgestellte - Analysen.

	Lz1013	Lz1007	Lz1010	Lz1012	Lz1004	Lz1005
Altersdatierung	-	-	-	-	-	(X)
Korngrößenanalyse	N.H.	N.H.	N.H.	N.H.	-	N.H.
Gesamtmineralogie	N.H.	N.H.	N.H.	N.H.	-	N.H.
Tonmineralogie	N.H.	N.H.	N.H.	N.H.	-	N.H.
Anorganische Geochemie	N.H.	N.H.	N.H.	N.H.	-	N.H.
CNS, Corg	-	-	-	-	-	B.W.
Diatomeenanalyse	-	-	-	-	-	H.C.
$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$	-	-	-	-	-	(N.H.)
Rock-Eval-Pyrolyse	-	-	-	-	-	(N.H.)
Dünnschliffe	-	-	-	-	(N.H.)	(N.H.)
EDXRF-Geoscaner	-	-	-	-	(N.H.)	(N.H.)

N.H. = im Rahmen der vorliegenden Dissertation erhobene Untersuchungsmethoden, mit Klammern (N.H.) sind jene Methoden gekennzeichnet, deren Laboranalysen/-arbeiten von Dritten ausgeführt worden sind, d.h. nicht selbständig von mir erhoben wurden

B.W. = Analysen von Bernd Wagner (Universität Leipzig, Institut für Geophysik und Geologie)

H.C. = Analysen von Holger Cremer (Universität Utrecht, Institut für Paläoökologie)

(X) = die Altersdatierung wurde von Dritten durchgeführt

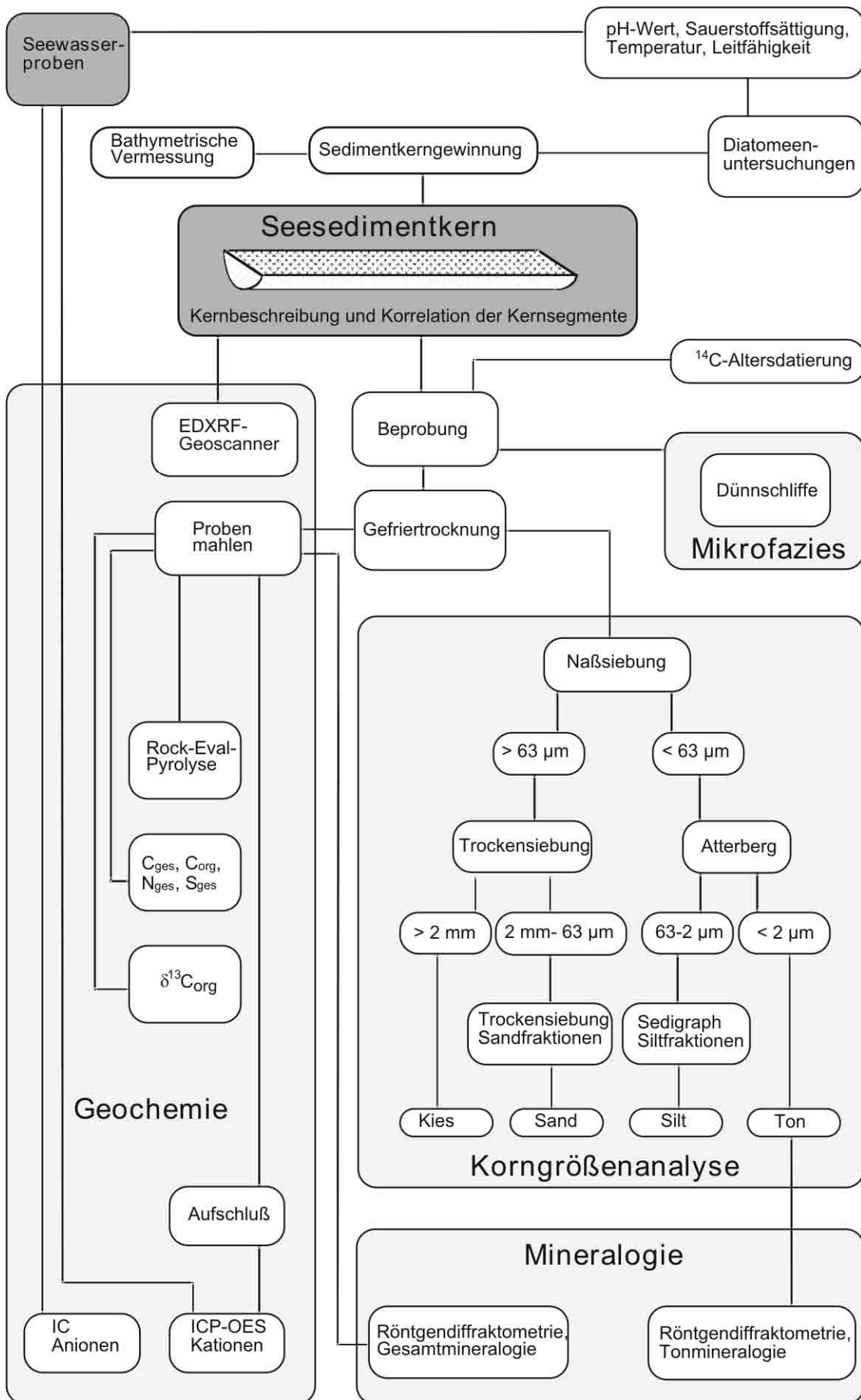


Abb. 4: Flussdiagramm zur Analyse der Sedimentkerne und Wasserproben aus der Amery-Oase.

4.1 Bathymetrie und Hydrologie

Die untersuchten Seen der Amery-Oase wurden vor der Beprobung mit Hilfe eines Handecholots (Furono) bathymetrisch vermessen, um Informationen über die Seemorphologie zu erhalten und damit geeignete Bohrpositionen festlegen zu können. Zuvor wurden mit einem Motorbohrer (Jiffy Power Drill) Löcher durch die 3-4 m mächtige Eisdecke gebohrt. Das Echolot wurde direkt unterhalb der Eisdecke platziert und die Wassertiefe durch Addition der Mächtigkeit des Eises zu dem gemessenen Tiefenwert ermittelt.

Zur Charakterisierung der rezenten hydrologischen Beschaffenheit der Seen wurden an den jeweiligen Bohrpositionen entlang von vertikalen Tiefenprofilen mit einem Wasserschöpfer (Firma UWITEC) Wasserproben entnommen. Unmittelbar nach der Entnahme wurden die 2-Liter-Wasserproben in mehrere Unterproben aufgeteilt. An einer 800 ml Unterprobe wurden sofort im Gelände Wassertemperatur (WTW Oxi 196 Sonde), Leitfähigkeit (WTW LF 197 Sonde), pH-Wert (WTW PH 197), Sauerstoffgehalt und Sauerstoffsättigung (WTW Oxi 196 Sonde) gemessen. Für die Untersuchung von planktischen Diatomeen in der Wassersäule wurde jeweils 1 Liter Seewasser gefiltert und die Filter (0,45 µm Porengröße) in dunkle Plastikdosen verpackt und kühl gelagert. Weiterhin wurden aus jeder beprobten Wassertiefe zwei Unterproben á 60 ml gefiltert und in Nalgene-Probenflaschen gefüllt, an denen später im Labor die Konzentration der Kationen und Anionen bestimmt wurden. Um eine ausreichende Konservierung der Wasserproben zu gewährleisten, wurden die Flaschen kühl gelagert und die Proben für die Kationenanalyse zusätzlich mit Salpetersäure angesäuert. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde die Ionenzusammensetzung der Wasserproben untersucht. Die Bestimmung der Kationenkonzentrationen erfolgte mittels Optischer Emissionsspektrometrie (ICP OES, Optima 3000 XL, Perkin Elmer Corp.), die Konzentration der Anionen wurde mit einem Ionenchromatographen (DX-320, Dionex) gemessen.

4.2 Seesedimentuntersuchungen

4.2.1 Sedimentkerngewinnung

Die Entnahme der Seesedimentkerne wurde mit einem Schwerelot und einem Kolbenlot (Firma UWITEC) durchgeführt. Da die Seen zur Zeit der Geländearbeit zugefroren waren, wurden zunächst mit dem Jiffy-Bohrer Löcher in die Eisdecke gebohrt. Die Sedimentkern-Bohrungen erfolgten mit einem auf Holzbohlen montierten Dreibein. Die Kerngeräte wurden an Stahlseilen per Handkurbel zum Seeboden hinabgelassen und nach der Probennahme wieder gehoben. Für die Entnahme oberflächennaher, ungestörter Seesedimente (< 60 cm) kam das Schwerelot (SL) zur Verwendung, zur Gewinnung langer Sedimentkerne wurde das Kolbenlot (KOL) eingesetzt. Beide Bohrgeräte waren mit PVC-Rohren von 6 cm Durchmesser ausgestattet. Mit dem Kolbenlot können pro Einsatz Kerne mit einer maximalen Länge von 3 m erbohrt werden. Da der Kolben in definierter Sedimenttiefe ausgelöst werden kann, ist es möglich auch tiefere Sedimentabfolgen zu gewinnen, indem mehrere sich überlappende Kerne gezogen werden. Eine umfassende Beschreibung der Kernentnahmetechnik findet sich in Melles et al. (1994a). Weitere Informationen zu der Geländearbeit und den Kernpositionen werden in Wagner (2003) gegeben.

4.2.2 Kernbeschreibung, Beprobung, Aufbereitung

Die Seesedimentkerne der Amery-Oase wurden bis zu deren Beprobung im Sommer 2002 luftdicht verschlossen und bei einer Temperatur von +4°C aufbewahrt. Zur Öffnung der Kerne wurden die PVC-Rohre der Länge nach mit einer elektrischen Säge angesägt und dann vollständig mit einem Messer durchgeschnitten, um Kontamination mit PVC Splintern zu vermeiden. Mit Hilfe einer Angelschnur wurden die Kerne anschließend in zwei Hälften geteilt. Unmittelbar danach erfolgte die Sedimentkernbeschreibung (Farbe, Korngröße, Gefüge, Konsistenz). Die Überlappungsbereiche der einzelnen Teilsequenzen eines Kerns konnten anhand der Kernbeschreibung miteinander korreliert

werden. Eine der beiden Sedimentkernhälften wird als Archivhälfte im Kühlraum gelagert. Die Sedimente der anderen Kernhälfte wurden in 1 cm mächtige Scheiben (bzw. in homogenen Sedimenttypen in 2 cm mächtige Scheiben) aufgeteilt, in Probendöschen gepackt, eingefroren und gefriergetrocknet. Für die nachfolgenden Laboranalysen wurden die getrockneten Proben in Unterproben aufgeteilt. Die Unterproben für die geochemischen Analysen und die röntgendiffraktometrische Analyse des Gesamtsediments wurden in einer Planetenkugelmühle mittels Achatkugeln analysefein ($< 63 \mu\text{m}$) gemahlen. Die Anzahl der Proben und die Beprobungsabstände für die einzelnen Analysen wurden je nach lithologischen Merkmalen der Sedimentkerne unterschiedlich festgelegt.

4.2.3 Korngrößenanalyse

Die Korngrößenverteilung in den Sedimentproben wurde zum einen ermittelt, um die lithologischen Faziesseinheiten charakterisieren zu können, zum anderen um Rückschlüsse auf die Genese der Sedimente ziehen zu können. Eine Beschreibung der Laborarbeiten zur Korngrößenanalyse, welche dem Standardverfahren des Alfred-Wegener-Instituts für Polar- und Meeresforschung folgte, wird beispielsweise in Melles (1991) gegeben. Mögliche Fehlerquellen dieser Methoden werden von Melles (1991) und Vogt (1997) diskutiert. Zur Vorbereitung der Korngrößenanalyse wurden die Proben mit 3%igem H_2O_2 dispergiert und somit die organische Substanz oxidiert. Anschließend wurde die Fraktion $> 63 \mu\text{m}$ von der Feinfraktion ($< 63 \mu\text{m}$) durch Nasssiebung abgetrennt. Die Anteile der Kiesfraktionen ($> 2 \text{mm}$) und der einzelnen Sandfraktionen (zwischen 2mm und $63 \mu\text{m}$) wurden durch Trockensiebung in Phi-Schritten bestimmt. Unter Nutzung der Atterberg-Methode folgte die Trennung der Silt- ($63\text{-}2 \mu\text{m}$) von der Tonfraktion ($< 2 \mu\text{m}$). Die Korngrößenverteilung innerhalb der Siltfraction und der Resttongehalt wurde mit dem SediGraph (Micromeritics 5100, Fa. Coulter Electronics) gemessen. Grundlage der SediGraph-Methode (Coakley & Syvitski 1991) und der Atterberg-Methode (Müller 1964) ist das Stokes'sche Gesetz, durch das die Sinkgeschwindigkeit der Teilchen in Abhängigkeit ihrer Größe, Dichte und Form bestimmt wird. Die Gewichtsprozent der Korngrößenfraktionen in Bezug auf die Gesamtprobe wurden aus den Anteilen der Trockengewichte von Kies, Sand, Silt und Ton und der jeweiligen Unterfraktionen ermittelt, wobei sich die Benennung der Korngrößenklassen auf die Udden-Wentworth-Skala (Wentworth 1922) bezieht. Als linearisierendes Maß der logarithmischen Skala findet die Phi-Skala Verwendung. Die Berechnung der statistischen Korngrößenparameter wie mittlere Korngröße, Sortierung, Schiefe und Kurtosis erfolgte nach der Momente-Methode (z.B. Füchtbauer 1988, Tucker 1996).

4.2.4 Gesamtmineralogie

Mineralogische Analysen mittels Röntgendiffraktometrie (XRD) wurden sowohl an Gesamtsedimentproben als auch an der Tonfraktion durchgeführt, um Hinweise auf die Liefergebiete der Seesedimente zu gewinnen. Eine Übersicht über die Röntgendiffraktometrie von Sedimenten wird in Tucker (1996) gegeben. Sowohl die Präparation als auch die Auswertung folgte den von Petschick (2002) beschriebenen Verfahren in der Sedimentologie. Für semiquantitative Bestimmungen der Hauptmineralienkomponenten an der Gesamtfraction wurden aus den zuvor gefriergetrockneten, homogenisierten und gemahlene Proben texturlose Pulverpräparate hergestellt. Dafür wurde das gemahlene Probenpulver in einen mit einer dünnen Aussparung versehenen Aluminium-Probenträger eingefüllt. Anschließend wurden die fertigen Präparate für die Messung in ein Probenmagazin gesteckt und an einem Röntgendiffraktometer der Firma Philips (PW 1830) mit $\text{Co-K}\alpha$ -Strahlung (40 kV , 40 mA) in einem Winkelbereich von $3\text{-}100^\circ 2\theta$ und einer Geschwindigkeit von $0,02^\circ 2\theta/\text{s}$ gemessen. Die Auswertung der Röntgendiffraktogramme erfolgte mit dem Computerprogramm MacDiff 4.0.7. (Petschick 1999), wobei die Minerale anhand ihrer charakteristischen Gitterebenenabstände identifiziert wurden (Tab. 4) und die Quantifizierung nach den relativen Intensitäten der Hauptreflexe erfolgte.

Tab. 4: Auflistung der zur Auswertung der Gesamtmineralogie-Diffraktogramme herangezogenen Reflexe.

Gitterebenenabstand d [Å]	Reflexe	Miller'sche Indizes [hkl]
10	Glimmer	001
8,4	Amphibole	110
7,0	Kaolinit + Chlorit	001 + 002
5,0	Glimmer	002
4,26	Quarz	100
3,58	Kaolinit	002
3,54	Chlorit	004
3,34	Quarz	101
3,24	Kalifeldspat	002
3,19	Plagioklas	002
3,00	Pyroxen	100

4.2.5 Mineralogie der Tonfraktion

Mittels der durch die Atterbergtrennung gewonnenen Tonfraktion ($< 2 \mu\text{m}$) wurden für die röntgen-diffraktometrische Untersuchung Texturpräparate (Sedimentationspräparate) hergestellt. Zuerst wurde hierfür die getrocknete Tonfraktion in einem Achatmörser vorsichtig homogenisiert. Davon wurden 40 mg zusammen mit 3 ml destilliertem Wasser und 1 ml Molybdänsulfid (MoS_2)-Standard-Suspension in ein Bechergläschen gegeben und in einem Ultraschallbad dispergiert. Diese Suspension wurde mit Hilfe einer Vakuumpumpe durch eine Membran (Celluloseacetatfilter) gefiltert. Durch die rasche Filtrierung entstanden auf der Membran textuell orientierte 'Tonkuchen', die schließlich bei 50°C im Trockenschrank getrocknet und mit doppelseitigem Klebeband auf Aluminiumplättchen geklebt wurden. Die Aluminiumplättchen wurden in Aussparungen der Probenträger geklebt und danach in ein Probenmagazin gesteckt. Der Vorteil der Texturpräparate liegt darin, dass die Basisreflexe der plättchenförmigen Schichtsilikate verstärkt werden, was wiederum die Diagnose der Tonminerale stark verbessert. Details zur Probenpräparation, zur Mineralbestimmung und zur quantitativen Methoden werden von Ehrmann et al. (1992b), Petschick et al. (1996) und Moore & Reynolds (1997) beschrieben.

Die röntgendiffraktometrischen Messungen der Tonfraktion erfolgten wie die der Gesamtprobe an dem Philips PW 1830 Diffraktometer (AWI-Bremerhaven), welches mit $\text{Co-K}\alpha$ -Strahlung (40 kV, 40 mA) und einem automatischen Probenwechsler ausgestattet ist. Zunächst wurden die Proben im luftgetrockneten Zustand im Winkelbereich von $2-18^\circ 2\theta$ mit einer Geschwindigkeit von $0,02^\circ 2\theta/\text{s}$ gemessen. Zur Unterscheidung von Smektit und Chlorit, deren 001-Beugungsreflexe sich im luftgetrockneten Zustand bei 14 \AA überlagern, wurden die Proben mit Ethylenglykoldampf im Exsikator behandelt. Dadurch kommt es zur Quellung, d.h. zur Aufweitung der Gitterabstände der Zwischenschichten im Smektit und somit zur Verschiebung des Beugungsreflexes nach 17 \AA . Die glykolisierten Proben wurden im Winkelbereich $2-40^\circ 2\theta$ mit einer Geschwindigkeit von $0,02^\circ 2\theta/\text{s}$ gemessen. Ferner wurde noch mit einer geringeren Geschwindigkeit von $0,005^\circ 2\theta/\text{s}$ der Winkelbereich zwischen 28° und $30,5^\circ 2\theta$ hochauflösend gemessen, um die Intensitäten des Kaolinit-Chlorit Doppelpeaks bei $3,58 \text{ \AA}$ (002-Reflex von Kaolinit) und $3,54 \text{ \AA}$ (004-Reflex von Chlorit) zu ermitteln. Die Röntgendiffraktogramme der Tonmineralproben wurden ebenfalls mit dem Computerprogramm MacDiff 4.0.7. ausgewertet. Zunächst wurde die Position der Röntgenspektren gegen den 003-Reflex des Molybdänit-Standards bei $6,15 \text{ \AA}$ korrigiert, die Kurven der Röntgendiffraktogramme geglättet und eine Basislinie berechnet, die das Hauptsignal vom Untergrundrauschen abgrenzt. Die Identifizierung der Minerale in der Tonfraktion erfolgte daraufhin anhand der maximalen Intensitäten der charakteristischen Gitterebenenabstände, welche in Tab. 5 aufgelistet sind. Für die semiquantitative Analyse wurden die Flächen der höchsten Basisreflexe der Tonmineralgruppen Smektit (17 \AA), Illit (10 \AA), Kaolinit + Chlorit (7 \AA) auf 100% aufgerechnet. Über die Intensitätsverhältnisse von Kaolinit und Chlorit im $3,58/3,54 \text{ \AA}$ -Komplex wurden die relativen Anteile beider Minerale im 7 \AA -Reflex ermittelt. Zur Korrektur der Flächen der vier Tonmineralgruppen wurden die Gewichtungsfaktoren von Biscaye (1965) verwendet, die für den (001)-Reflex von Illit eine vierfache und für diejenigen von Kaolinit und Chlorit eine zweifache Verstärkung vorsehen.

Tab. 5: Auflistung der zur Auswertung der Tonmineralogie-Diffraktogramme herangezogenen Reflexe.

Gitterebenenabstand d [Å]	Reflexe	Miller'sche Indizes [hkl]
circa 17	Smektit	001
14	Chlorit	001
10	Illit	001
8,4	Amphibole	110
7,0	Kaolinit + Chlorit	001 + 002
6,15	MoS ₂ -Standard	002
5,0	Illit	002
4,72	Chlorit	003
4,26	Quarz	100
3,58	Kaolinit	002
3,54	Chlorit	004
3,34	Quarz	101
3,24	Kalifeldspat	002
3,19	Plagioklas	002

4.2.6 Anorganische Geochemie

Die Konzentration der Haupt- (Na, Mg, Al, K, Ca, Fe, P, Ti, Mn) und Spurenelemente (V, Ni, Cu, Zn, Sr, Ba) im Sediment wurden mit Hilfe einer ICP OES (Optische Emissionsspektrometrie mit induktiv gekoppeltem Plasma) ermittelt. Hierfür wurden die Proben zunächst gemahlen und danach mit einem Totalaufschlussverfahren unter Einsatz von konzentrierten Säuren und einer Picotrace-Druckaufschluß-Apparatur komplett in Lösung gebracht. In verschließbaren Teflontiegeln wurden 100 mg der pulverisierten Probensubstanz zusammen mit konzentrierter Flusssäure, Salpetersäure und Perchlorsäure für 25 h bei einer Temperatur von 170°C aufgeschlossen. Anschließend wurde das Säuregemisch und die zersetzte Probensubstanz erst in einem geschlossenen System, dann im offenen System circa 5 h lang bei einer Temperatur von 170°C abgeraucht, bis ein fast eingetrockneter Rückstand anfiel. Nach dem Abkühlen auf eine Temperatur von circa 50°C wurde der Rückstand mit 1 ml HNO₃ konz. und 5 ml H₂O bidest. aufgenommen und entsprechend einer Verdünnung von 1:500 aufgefüllt. Zur Bestimmung der Haupt- und Nebenelementkonzentrationen erfolgte eine weitere Verdünnung von 1:5, so dass eine Endverdünnung von 1:2500 für die Haupt- und Nebenelementkonzentrationen und 1:500 für die Spurenelementkonzentrationen in der Messlösung vorlag. Die klare Lösung wurde in Kunststoff-Flaschen umgefüllt und bis zur Messung bei einer Temperatur von +4°C aufbewahrt. Die Messung der Elemente fand am ICP-Emissionsspektrometer Optima 3000 XL (Perkin Elmer Corp.) statt. Für jedes Element ist vor der Messung der Probe eine Eichkurve im entsprechenden Konzentrationsbereich erstellt worden. Zur Kontrolle des analytischen Verfahrens wurde ein internationaler Standard (GSD 9) verwendet. Die Messungen belegen eine Genauigkeit von ±5% für die Haupt- und Nebenelemente und ±10% für die Spurenelemente. Bei einem Totalaufschlussverfahren wird nicht nur das organische Material in den Proben vollkommen aufoxidiert, sondern es werden auch die Silikate zersetzt. Der Nachteil an diesem Verfahren ist somit, dass der Gehalt an SiO₂ in den Proben nicht bestimmt werden kann.

Die statistische Auswertung der anorganisch-geochemischen Daten erfolgte mit Hilfe der Clusteranalyse. Mit dem Programm 'Statistica 4.1' wurde eine hierarchische Clusteranalyse durchgeführt. Als Clusteralgorithmus fand die WARD-Methode Verwendung, als Distanzmaß wurde die Euklidische Distanz gewählt (z.B. Swan & Sandilands 1995, Schönwiese 2000).

4.2.7 Biogeochemie (C, N, S)

Die Gehalte an Karbonat, organischem Kohlenstoff, Stickstoff und Schwefel in den Seesedimenten der Amery-Oase wurden von Bernd Wagner an der Universität Leipzig bestimmt. Methodik und Ergebnisse dieser Analysen sind in Wagner et al. (2004) bereits veröffentlicht. Die biogeochemischen Untersuchungen wurden an gemahlene (< 63 µm) und homogenisierten Sedimentproben durchgeführt. Zur Analyse der prozentualen Gehalte von Kohlenstoff (C_{ges}), Stickstoff (N_{ges}) und Schwefel

(S_{ges}) wurde der Elementanalysator VARIO EL III genutzt. Der nichtkarbonatische Kohlenstoff (C_{org}) wurde am Metalyt-CS-1000-S (ELTRA $C_{\text{orp.}}$) ermittelt. Dafür wurde das Karbonat entfernt, indem die Proben mit 10%iger HCl bei einer Temperatur von 80°C behandelt wurden. Alle Messreihen wurden mit Hersteller- und internationalen Standards auf systematische Fehler überprüft.

4.2.8 Isotopengeochemie ($\delta^{13}C_{\text{org}}$)

Die isotopengeochemischen Messungen (Fry et al. 1992) wurden am AWI-Potsdam von Hanno Meyer am Delta-S-Massenspektrometer (Firma Finnigan) ausgeführt. Zur Bestimmung der Verhältnisse der stabilen Kohlenstoffisotope (^{13}C , ^{12}C) am organischen Kohlenstoff der Sedimente wurden die Proben zunächst mit 20%iger HCl entkarbonatisiert. Daraufhin wurden sie in einem Verbrennungsofen (Heraeus-Element-Analysator) bei 950°C verbrannt. Der organische Kohlenstoff wird vollständig in CO_2 überführt, und über den FLASH-Elementaranalysator von, bei der Verbrennung anfallenden, Störgasen getrennt. Das Proben- CO_2 wird im CONFLO III-Gasmischungssystem mit dem Trägergas Helium versetzt und über eine Kapillare in das Massenspektrometer eingelassen, wo das Kohlenstoff-Isotopenverhältnis gegen ein CO_2 -Standardgas gemessen wird. Der $\delta^{13}C_{\text{org}}$ -Wert bezeichnet die Promille-Differenz in Bezug auf den internationalen Standard (V-PDB). Der externe Fehler (Gerätefehler) der Standardmessungen am Delta-S-Massenspektrometer ist für $\delta^{13}C_{\text{org}}$ im Allgemeinen besser als $\pm 0,15\%$.

4.2.9 Diatomeenanalyse

Holger Cremer hat die Diatomeenanalyse an der Universität Utrecht durchgeführt. Die für die vorliegende Arbeit verwendeten Ergebnisse sind bereits in Cremer et al. (2004) und Wagner et al. (2004) veröffentlicht. Die Diatomeenpräparate wurden nach dem in Cremer et al. (2001) und Cremer & Wagner (2003) beschriebenen Verfahren angefertigt.

4.2.10 Rock-Eval-Pyrolyse

Zur Charakterisierung der organischen Substanz in den biogenen Sedimenten des Terrasovoje-Sees wurde das Verfahren der Rock-Eval-Pyrolyse angewandt, welches ursprünglich von Espilatié et al. (1977) zur Charakterisierung des organischen Materials in Erdölmuttergesteinen entwickelt wurde. Bei der Rock-Eval-Pyrolyse werden circa 100 mg Probenmaterial in einem Ofen schrittweise aufgeheizt, so dass die unterschiedlich flüchtigen, organischen Verbindungen nach und nach verbrannt werden. Die Freisetzung der organischen Verbindungen erfolgt im Allgemeinen in drei separaten Temperaturphasen, wobei die entsprechenden Mengen als S1-, S2- und S3-Werte registriert werden. Mit einem Flammenionisationsdetektor wurde die Menge an freigesetztem Kohlenwasserstoff bestimmt. Der C_{org} -Gehalt (organischer Kohlenstoffanteil der Probe) wurde separat mit einem Leco-Kohlenstoffanalysator gemessen. Aus den Messwerten konnten verschiedene Parameter berechnet werden, von denen für paläolimnologische Untersuchungen die Parameter Wasserstoffindex (HI) und Sauerstoffindex (OI) besonders nützlich sind, da sie Aussagen über die Entstehung und Zusammensetzung der organischen Substanz zulassen. Der Wasserstoffindex ($HI = \text{mg HC/g } C_{\text{org}}$) wird üblicherweise gegen den Sauerstoffindex ($OI = \text{mg } CO_2/\text{g } C_{\text{org}}$) im sogenannten van Krevelen-Diagramm aufgetragen (z.B. Meyers & Lallier-Vergès 1999, Meyers & Teranes 2001). Das organische Material kann dann im van Krevelen-Diagramm einem der drei Kerogentypen zugeordnet werden.

Am AWI-Bremerhaven (Arbeitsgruppe Rüdiger Stein) wurden insgesamt acht organikreiche Sedimentproben aus dem Terrasovoje-See mittels der Rock-Eval-Pyrolyse untersucht.

4.2.11 Dünnschliffpräparation und -analyse

Um detaillierte Informationen über die Zusammensetzung und die Mikrofazies der laminierten biogenen Sedimente des Terrasovoje-Sees zu bekommen, wurden Dünnschliffe von Kern Lz1004 (überlappende Dünnschliffserien, 0-54 cm) und Kern Lz1005 (überlappende Dünnschliffserien, 150-241 cm) untersucht. Die Großdünnschliffe wurden am GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ) angefertigt (Arbeitsgruppe Achim Brauer). Das Herstellungsverfahren folgte im Wesentlichen der Beschreibung von Merkt (1971). Zur Präparation der Dünnschliffe wurden den jeweiligen Kernhälften 10 cm x 1,5 cm große und 1 cm dicke Sedimentriegel entnommen. Diese wurden in flüssigem Stickstoff schockgefroren und für 48 Stunden gefriergetrocknet. Unmittelbar nach der Trocknung wurden sie unter Vakuum in Epoxidharz eingebettet. Ausführlichere Beschreibungen zur Sedimentbeprobung und -behandlung sowie zur Herstellung von Seesedimentdünnschliffen finden sich in Zolitschka (1989) und Rein (1996). Die ausgehärteten Sedimentriegel wurden nach konventionellen Präparationstechniken zu Dünnschliffen mit einer Stärke von etwa 30 µm geschliffen und poliert (z.B. Tucker 1996). Für die mikroskopischen Untersuchungen wurde ein Carl Zeiss-Photomikroskop am GFZ verwendet.

4.2.12 EDXRF-Geoscanner

An den feingeschichteten, biogenen Sedimentabfolgen des Terrasovoje-Sees wurden EDXRF-(Energiedispersive Röntgenfluoreszenz-Spektrometrie) Messungen von Dieter Rammlmair und Antje Wittenberg an der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) in Hannover durchgeführt. Eine Übersicht über das Messprinzip und die Anwendungen der Sedimentkernscanner wird zum Beispiel in Jansen et al. (1998) und in Zolitschka et al. (2001) gegeben. Das Messprinzip des EDXRF-Geoscanners beruht auf der Röntgenfluoreszenzanalyse, d.h. durch den Beschuß der Probe mit hochenergetischen Röntgenstrahlen wird eine sekundäre Strahlung erzeugt und emittiert, deren Wellenlänge und Intensität von den getroffenen Elementen abhängt. Sedimentkerne können innerhalb kurzer Zeit zerstörungsfrei und hochauflösend auf ihre geochemische Elementzusammensetzung hin untersucht werden. Der EDXRF-Geoscanner ist mit einer Molybdän-Röntgenröhre und einem Detektor ausgestattet, die im 45°-Winkel zur Sedimentoberfläche angeordnet sind. Pro Messpunkt benötigt der Detektor in der Standardeinstellung fünf Sekunden, um die von den Elementen emittierten Signale zu registrieren. Im Gegensatz zur herkömmlichen Röntgenfluoreszenzanalyse werden keine quantitativen, sondern semiquantitative Daten produziert, deren Zählintensitäten die relativen Anteile eines Elements widerspiegeln. Mit der EDXRF-Methode können Elemente von Magnesium (Mg) bis Uran (U) (Ordnungszahlen 12-92 im Periodensystem der Elemente) gemessen werden, einschließlich der für paläolimnologische Untersuchungen wichtigen Elemente wie Kalzium (Ca), Titan (Ti), Mangan (Mn) und Eisen (Fe). Zuverlässige Messergebnisse werden jedoch erst ab dem Element Kalium (K) erzielt, da die emittierte Strahlung der leichteren Elemente wie Magnesium (Mg), Aluminium (Al) und Silizium (Si) teilweise von Luft absorbiert wird. Besonders nützlich ist diese Methode für die Messung von laminierten Sedimentabfolgen denn mit herkömmlichen geochemischen Analysemethoden können derartig hohe Auflösungen aufgrund der Beprobungstechnik und der benötigten Probenmenge in der Regel nicht erreicht werden. EDXRF-Geoscanner-Messungen erfolgten in 100 µm-Schritten sowohl an den bis zu 50 cm langen Sedimentkernhälften von Kern Lz1005 (50-240 cm), als auch an einem Dünnschliffklötzchen von Kern Lz1004 (44-54 cm). Geoscanner-Messungen waren leider an den Kernhälften von 0-50 cm Tiefe aufgrund des hohen Wassergehaltes der Sedimente nicht möglich, da die Kerne in aufrechter Stellung in das Gerät eingespannt werden müssen, was zu einer Zerstörung des Kernmaterials geführt hätte. Die analysierten biogenen Sedimente aus dem Terrasovoje-See sind sehr feinkörnig und daher gut geeignet für die Geoscanner-Methode, denn nach Jansen et al. (1998) und Zolitschka et al. (2001) erbringen Messungen an feinkörnigen Sedimenten sehr zuverlässige Daten, während Messungen an sandigen Sedimenten eine vorsichtige Interpretation erfordern. Im Anhang konnten die gemessenen Zählintensitäten nicht aufgeführt werden, da jedes analysierte Element eine Datenreihe von mehr als 1000 Zahlen umfasst.

5 Altersmodell und Sedimentationsraten

Generell findet die Radiokarbonmethode zur Datierung antarktischer Seesedimente die häufigste Verwendung. Dabei müssen einige spezielle Aspekte in der Antarktis (wie Reservoireffekte), welche ungenaue Chronologien hervorrufen können (z.B. Melles et al. 1994b, Doran et al. 1999, Hodgson et al. 2004, Hendy & Hall 2006) bei der Interpretation der Alter berücksichtigt werden. Eine Übersicht über die Radiokarbonmethode in der Paläolimnologie geben Björck & Wohlfarth (2001).

An Sedimentkern Lz1005 aus dem Terrasovoje-See wurden Altersbestimmungen mittels Radiokarbondatierungen (^{14}C) durchgeführt. Die Sedimentkerne aus dem Beaver- und Radok-See enthalten kaum spätquartäres organisches Material und ließen sich aufgrund des Vorhandenseins von fossilen permotriassischen Kohlepartikeln bisher nicht mit der Radiokohlenstoffmethode datieren.

Die ^{14}C -Messungen an den organikreichen Sedimenten des Terrasovoje-Sees wurden im 'Leibniz Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung' der Universität Kiel mittels Teilchenbeschleuniger (AMS-Methode, Accelerator Mass Spectrometry; Nadeau et al. 1998, Schleicher et al. 1998) vorgenommen. In Tab. 6 und in Abb. 5 sind die Ergebnisse der Datierungen, die bereits in Wagner et al. (2004) publiziert wurden, aufgeführt und graphisch dargestellt.

Die obere Hälfte (0-270 cm) des 552 cm lange Sedimentkerns aus dem Terrasovoje-See besteht aus biogenen Sedimenten, an denen insgesamt 15 Radiokarbondatierungen durchgeführt wurden. Zwölf Datierungen wurden an feinkörniger, dispers verteilter organischer Substanz und drei Datierungen an Wassermoosresten vorgenommen. Die oberste Probe (KIA 19065) wurde an der Sedimentoberfläche (0-1 cm) genommen, die tiefste Probe (KIA 19079) entstammt einer Kerntiefe von 256-266 cm. Alle an der dispers verteilten organischen Substanz gemessenen Proben zeigen mit zunehmender Kerntiefe zunehmende Alter. An der aus klastischen Sedimenten bestehenden unteren Kernhälfte (270-552 cm) konnte aufgrund der geringen Anteile an organischem Kohlenstoff (< 1%) keine ^{14}C -Altersbestimmungen durchgeführt werden.

Die ^{14}C -Alter wurden entsprechend der Konventionen nach Stuiver & Polach (1977) berechnet. Ein Reservoireffekt, der für antarktische Seen mit mehrjähriger Eisbedeckung oder glazialen Schmelzwasserzufluss beschrieben wird, wurde anhand der Oberflächensedimentdatierung ermittelt und von den tieferen ^{14}C -Altern abgezogen (Tab. 6). Die sich daraus errechneten, um den Reservoireffekt von 599 Jahren korrigierten Alter, wurden für die Kalibrierung in Kalender-Alter vor heute (cal.) verwendet, welche mit dem Programm CALIB 4.3 (Stuiver & Reimer 1993, Stuiver et al. 1998) durchgeführt wurde. Aus den oberen und unteren Grenzen der Wahrscheinlichkeitsverteilung im 2σ -Fehlerbereich wurden die Mittelwerte und Unsicherheiten der Kalender-Alter ermittelt. Die Datierungsergebnisse und das Altersmodell wurden bereits in Wagner et al. (2004) diskutiert. Für die Alters-/Tiefenkorrelation (Abb. 5) wurden von Wagner et al. (2004) die Alter der huminsäurefreien Proben verwendet (Tab. 6, fettgedruckte Alter) und mit Hilfe einer Polynominalfunktion die Alters-/Tiefen-korrelationskurve erstellt. Anhand der Datierungen und den daraus resultierenden Alters-Tiefen-Beziehungen im Sedimentkern konnte die Lineare Sedimentationsrate (LSR) ermittelt werden (Tab. 7). Danach waren die Sedimentationsraten seit etwa 6,4 cal. ka mit Werten zwischen 6 cm/ka und 11 cm/ka nahezu konstant (Abb. 6). Die älteren Sedimente zwischen rund 6,4 cal. ka und 11 cal. ka zeigen wesentlich höhere und nicht konstante Sedimentationsraten. Die höchsten Raten mit 189 cm/ka bis 233 cm/ka werden zwischen 8,3 cal. ka und 8,7 cal. ka erreicht. Für das gesamte Zeitintervall zwischen 0 cal. ka und 12 cal. ka beträgt die durchschnittliche Sedimentationsrate 20 cm/ka, dies entspricht 0,2 mm/a.

Tab. 6: Ergebnisse der Radiokarbondatierungen an Gesamtsedimentproben und Wassermoosresten aus Kern Lz1005, Terrasovoje-See (Wagner et al. 2004). Die ^{14}C -Alter wurden um einen Reservoirereffekt von 599 Jahren korrigiert und anschließend in Kalenderjahre vor heute kalibriert (cal.).

Probe	Tiefe (cm)	Gewicht (mg)	Material	C Gewicht (mg)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	^{14}C -Alter	korrigiertes ^{14}C -Alter	Kalender-Alter (cal.)
KIA 19065	0-1	54,0	G.-sed., H.-frei	1,1	-22,11	599 ± 32	0 ± 0	0 ± 0
			G.-sed.	1,0	-24,45	645 ± 25	0 ± 0	0 ± 0
KIA 19066	7-8	56,0	G.-sed., H.-frei	1,6	-29,37	1315 ± 24	716 ± 24	668 ± 19
KIA 19067	13,5	14,0	Moos ^a	2,4	-20,21	1758 ± 26	1159 ± 26	1078 ± 93
KIA 19068	13-14	58,0	G.-sed., H.-frei	1,5	-18,21	1983 ± 25	1384 ± 25	1299 ± 35
KIA 19069	27,5	8,3	Moos ^a	2,1	-17,33	3387 ± 27	2788 ± 27	2869 ± 80
KIA 19070	27-28	60,0	G.-sed., H.-frei	1,2	-24,78	4117 ± 31	3518 ± 31	3781 ± 88
			G.-sed.	0,6	-28,38	4070 ± 50	3425 ± 50	3692 ± 139
KIA 19071	47	32,0	Moos, H.-frei	4,0	-17,97	3344 ± 23	2745 ± 23	2826 ± 48
KIA 19072	49-50	56,0	G.-sed., H.-frei	1,3	-17,15	6205 ± 37	5606 ± 37	6376 ± 74
			G.-sed.	1,2	-18,07	6225 ± 40	5580 ± 40	6353 ± 60
KIA 19073	75-76	71,0	G.-sed., H.-frei	2,6	-15,08	7535 ± 39	6936 ± 39	7755 ± 83
KIA 19074	109-110	54,0	G.-sed., H.-frei	2,3	-16,81	8156 ± 37	7557 ± 37	8312 ± 100
KIA 19075	149-150	54,0	G.-sed., H.-frei	2,3	-11,88	8373 ± 36	7774 ± 36	8524 ± 78
KIA 19076	189-190	55,0	G.-sed., H.-frei	0,3	-28,90	8410 ± 117	7811 ± 117	8696 ± 291
KIA 19077	229-230	100,0	G.-sed., H.-frei	0,7	-26,09	9206 ± 67	8607 ± 67	9629 ± 144
KIA 19078	257-258	302,0	G.-sed., H.-frei	3,6	-27,74	10454 ± 44	9855 ± 44	11238 ± 64
			G.-sed.	0,7	-28,22	10330 ± 70	9731 ± 70	10977 ± 227
KIA 19079	256-266	301,0	G.-sed., H.-frei	1,3	-21,24	11005 ± 57	10406 ± 57	12374 ± 426

G.-sed. = Gesamtsediment

H.-frei = Huminsäurefrei

^a Extraktion aufgrund von geringem Probengewicht modifiziert.

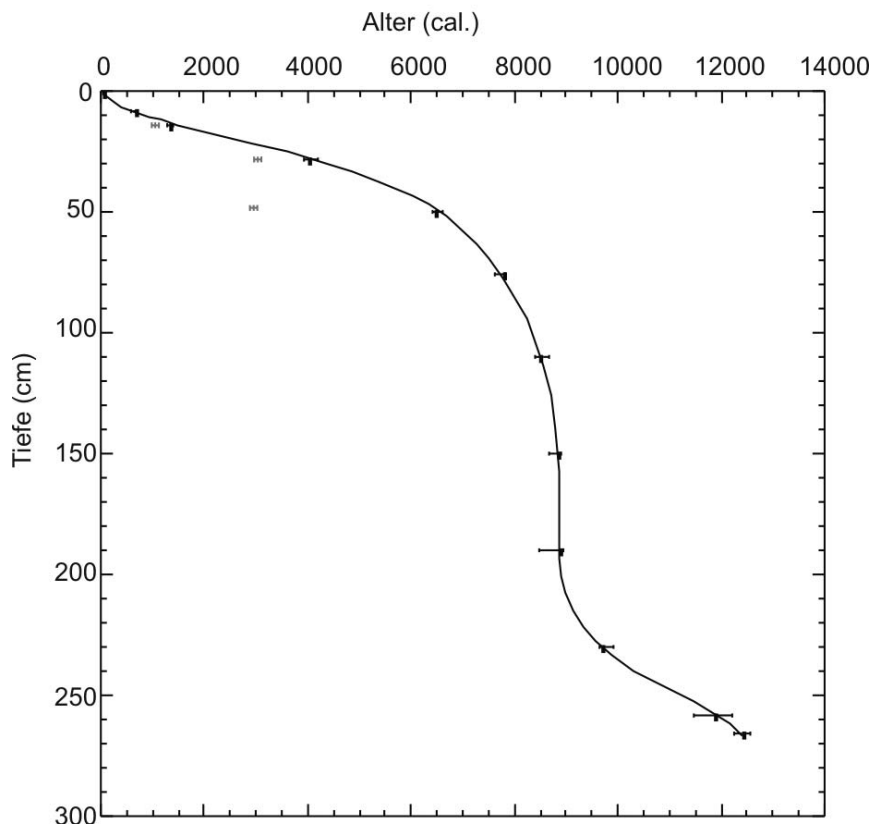


Abb. 5: Alters-/Tiefenbeziehungen für Seesedimentkern Lz1005, Terrasovoje-See (Wagner et al. 2004). In schwarz sind die Altersdaten der huminsäurefreien Gesamtsedimentproben (Tab. 6, fettgedruckte Alter) mit den zugehörigen Fehlerbalken dargestellt, in grau die der Wassermoosreste. Die Alters-/Tiefenkorrelationskurve wurde mit Hilfe einer Polynominalfunktion erstellt.

Tab. 7: Berechnete Lineare Sedimentationsrate (LSR) in cm pro 1000 Jahre (cm/ka) bzw. in mm pro Jahr (mm/a) für Kern Lz1005, Terrasovoje-See. Die LSR wurde nach folgender Formel berechnet:

$$LSR = m_{Sed} / t_{Sed}$$

m_{Sed} = Mächtigkeit des Sediments (cm)

t_{Sed} = Zeitdauer der Sedimentation (ka)

Tiefe (cm)	Kalender-Alter	LSR (cm/ka)	LSR (mm/a)
0-7	0-668	10,5	0,10
7-13	668-1299	9,5	0,10
13-27	1299-3781	5,6	0,06
27-49	3781-6376	8,5	0,08
49-75	6376-7755	18,9	0,19
75-103	7755-8312	61,0	0,61
103-149	8312-8524	188,7	1,89
149-189	8524-8696	232,6	2,33
189-229	8696-9629	42,9	0,43
229-257	9629-11238	17,4	0,17
257-261	11238-12374	3,5	0,04

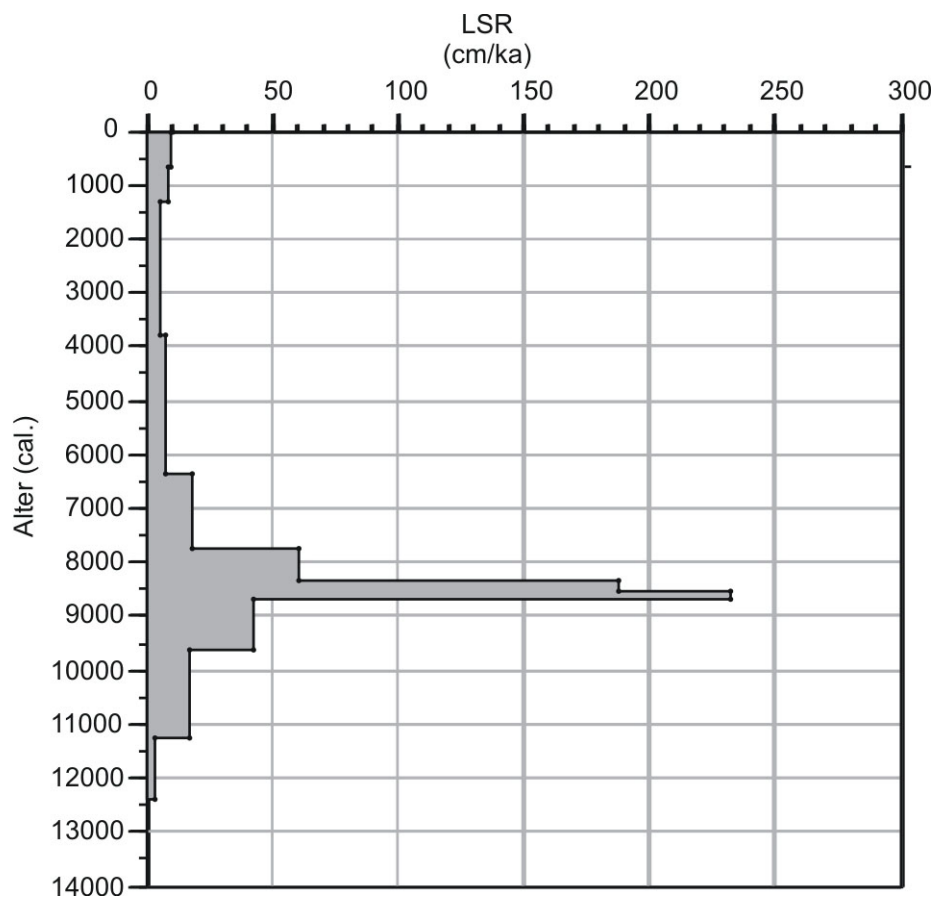


Abb. 6: Graphische Darstellung der Linearen Sedimentationsraten für Kern Lz1005, Terrasovoje-See.

6 Ergebnisse

Die Darstellung der Ergebnisse bezieht auch einen Teil der Daten ein, die zum Gesamtverständnis erforderlich sind, aber nicht von mir persönlich, sondern von unserer Arbeitsgruppe im Rahmen des Projekts 'Umweltgeschichte Amery-Oase' erhoben wurden. Dies betrifft die Geländedaten, die Bestimmung der Kohlenstoff-, Stickstoff- und Schwefelgehalte und die Diatomeenanalyse (siehe Kapitel 4). Es wurden jedoch nur diejenigen Daten wiedergegeben, die als Grundlage für die Diskussion der eigenen Ergebnisse dienen bzw. für deren Interpretation wichtig waren. Ausführlichere Darstellungen der Geländedaten sind in Wagner (2003) dokumentiert, die biogeochemischen Analysen wurden in Wagner et al. (2004), sowie die Diatomeenanalysen in Cremer et al. (2004) vorgestellt.

Tabellen (Tab. A1-A41) zu den Ergebnissen und ein Teil der Abbildungen (Abb. A9-A25) befinden sich im Anhang der vorliegenden Arbeit.

6.1 Bathymetrie und Hydrologie

Ausgangspunkt für paläolimnologische Untersuchungen sind Kenntnisse des rezenten Ablagerungsmilieus. Bathymetrische Untersuchungen wurden zum einen durchgeführt, um geeignete Bohrpositionen festzulegen, zum anderen, um die Einflüsse der Morphologie auf die rezente Sedimentation abschätzen zu können. Die Morphologie beeinflusst beispielsweise die Menge des detritischen Eintrags und die biologische Produktivität der Seen. Um Informationen über die Stratifikation des Wasserkörpers und die Wasserchemie zu erhalten, wurden aus den drei untersuchten Seen der Amery-Oase (Beaver-See, Radok-See, Terrasovoje-See) Wasserproben aus verschiedenen Tiefen analysiert. Neben Parametern wie Leitfähigkeit, pH-Wert, Temperatur und Sauerstoffgehalt wurden auch die Ionenkonzentrationen in den Wasserproben bestimmt (Tab. A1-A4). Die Ergebnisse der bathymetrischen und hydrologischen Untersuchungen sind zum großen Teil bereits in Wagner (2003), Cremer et al. (2004) und Wagner et al. (2004) veröffentlicht.

6.1.1 Bathymetrie und Hydrologie, Beaver-See

Der Beaver-See besitzt in Nord-Süd-Richtung eine Länge von rund 30 km und eine maximale Breite von circa 12 km in Ost-West-Richtung. Zur Zeit der Geländearbeiten war dieser Epischelfsee mit einer 3 m mächtigen Eisdecke bedeckt. Ein bathymetrisches Profil (A-B) wurde aufgenommen, an dem in den Tiefen 35 m und 56 m zwei subaquatische Terrassen gefunden wurden (Abb. 7, Abb. 8). Weiter in nordöstliche Richtung nimmt die Wassertiefe rapide zu, das Profil endet bei rund 140 m Wassertiefe in einem subaquatischen Tal. Dieses Tal ist vermutlich eine Fortsetzung der Pagodroma-Schlucht, die den Radok-See mit dem Beaver-See verbindet (Wagner 2003). Das Wasserprofil wurde bei einer Seetiefe von 54 m aufgenommen. Die bathymetrische Karte (Abb. 8) wurde mit Tiefenmessungen von Adamson et al. (1997) ergänzt, die eine maximale Wassertiefe des Beaver-Sees von 235 m angeben. In der Literatur variieren die maximalen Tiefenangaben (siehe Kapitel 3.5), eine detaillierte bathymetrische Karte existiert bisher noch nicht.

In den Wasserproben wurden Copepoden (Bayly et al. 2003), jedoch keine planktischen Kieselalgen gefunden (Cremer et al. 2004). Sowohl die Leitfähigkeit, als auch die Ionenkonzentrationen der Wasserproben sind hoch und entsprechen Brackwasser-Verhältnissen. Die Leitfähigkeit steigt von 3090 $\mu\text{S}/\text{cm}$ in 7 m Wassertiefe bis auf 6910 $\mu\text{S}/\text{cm}$ am Seeboden an (Tab. A1). Dominierende Ionen sind Chlorid und Natrium. Die pH-Werte der Wasserproben liegen im neutralen Bereich (pH 7,3-7,8). Bis in 30 m Wassertiefe beträgt die Sauerstoffsättigung über 100%, in der tieferen Wassersäule liegt sie bei 85-90%. Die Temperaturen sind in allen Wasserproben niedrig, die Werte reichen von 0,0°C bis 0,9°C. Das Wasserprofil aus dem Beaver-See (Abb. 9) zeigt, dass der See sowohl in Bezug auf die Leitfähigkeit und Ionenkonzentrationen, als auch auf die Temperatur eine Schichtung der Wassersäule aufweist.

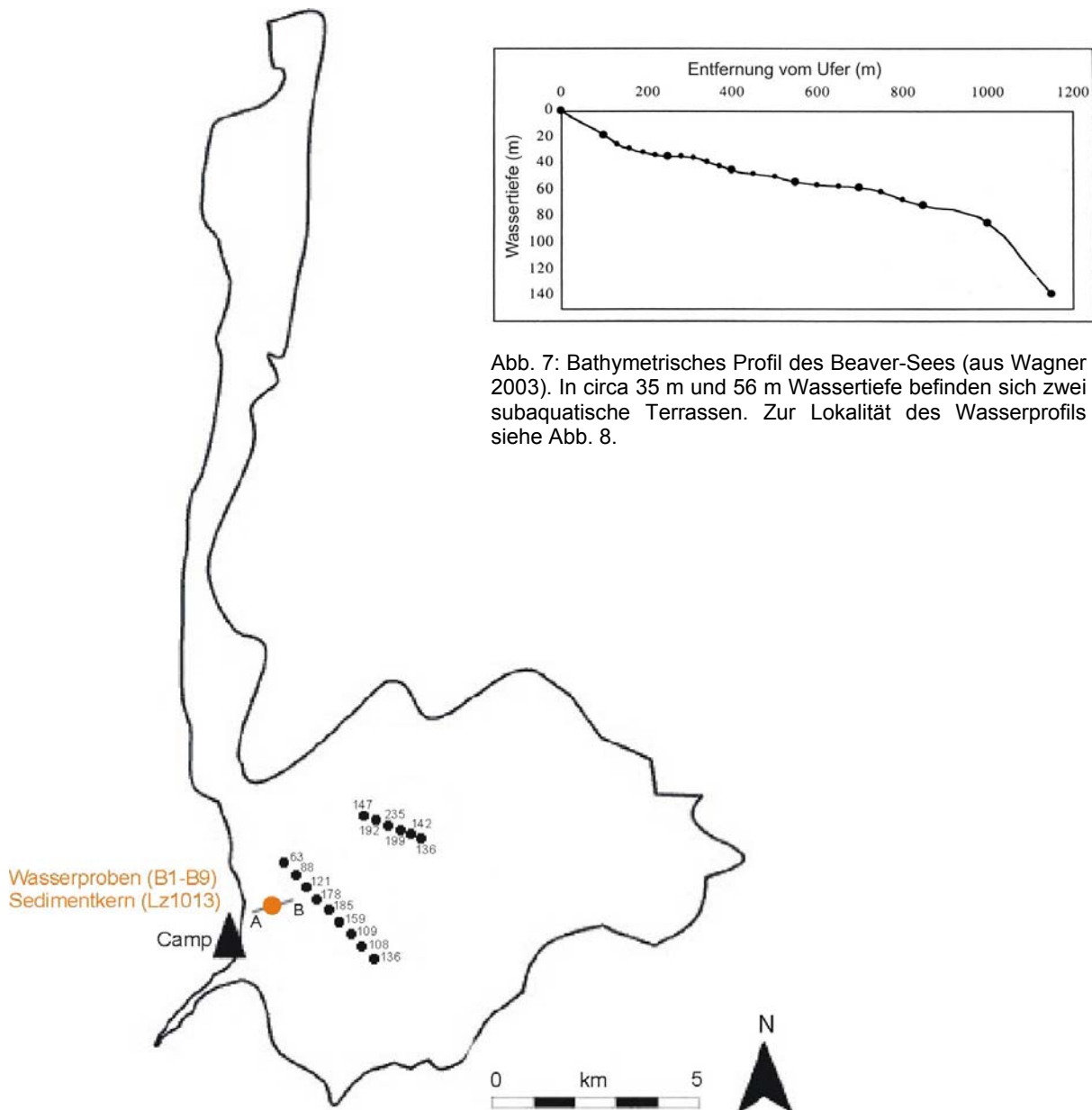


Abb. 8: Karte des Beaver-Sees mit Tiefenangaben (aus Wagner 2003). Die Linie (A-B) markiert die Lage des bathymetrischen Profils (Abb. 7), der Kreis die Stelle der Wasserobenentnahme. Die kleineren Punkte kennzeichnen bathymetrische Messpunkte mit ihren zugehörigen Tiefen, die von Adamson et al. (1997) erhoben wurden.

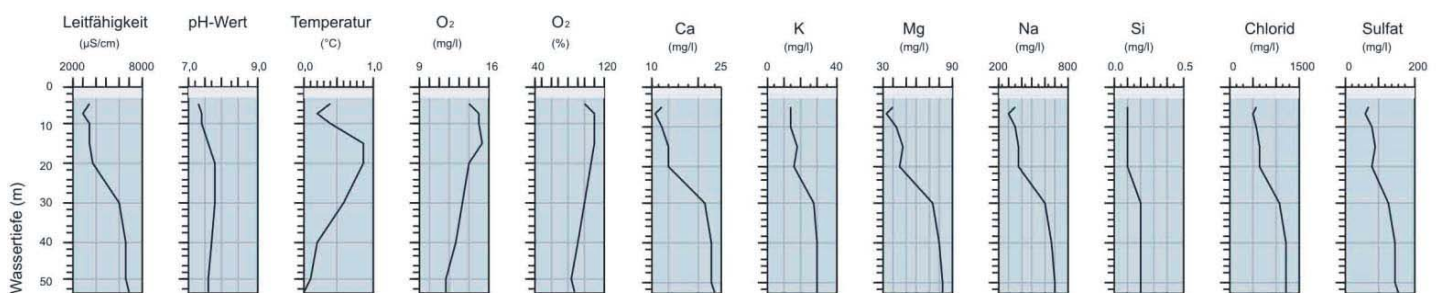


Abb. 9: Wasserprofil des Beaver-Sees bei 54 m Wassertiefe. Dargestellt sind die Veränderungen von Leitfähigkeit, pH-Wert, Temperatur, Sauerstoffgehalt und chemischer Zusammensetzung mit zunehmender Wassertiefe.

6.1.2 Bathymetrie und Hydrologie, Radok-See

Der Radok-See besitzt eine in NNO-SSW Richtung orientierte längliche Form, die sich in einen Nordarm und einen Nordostarm des Sees aufspaltet, wobei der Nordostarm leicht steilere subaquatische Hänge als der Nordarm besitzt. Die tiefste Stelle befindet sich am südlichen Ende des Radok-Sees, nahe der Battye-Gletscherzunge. Von Wagner (2003) wurde dort eine maximale Wassertiefe von 357 m gemessen. Dieser Messpunkt befindet sich wahrscheinlich sehr nahe der von Wand et al. (1987) ermittelten maximalen Wassertiefe von 362 m. In die bathymetrische Karte (Abb. 10) wurden Messungen von Adamson et al. (1997) miteinbezogen (Wagner 2003).

Zur Zeit der Probennahme (im südhemisphärischen Sommer 2001/2002) war die Eisdecke auf dem See 3-4 m mächtig und die Dicke der Schneedecke lag bei 60 cm. Eines der Wasserprofile wurde im Nordostarm bei einer Wassertiefe von 74 m aufgenommen, das zweite in der Nähe der Battye-Gletscherzunge bei 357 m Wassertiefe.

In einigen Wasserproben wurden Crustaceen gesichtet (Wagner 2003), planktische Diatomeen wurden dagegen nicht gefunden (Cremer et al. 2004). Die Wasserproben des Radok-Sees haben eine geringe Leitfähigkeit (rund 160 $\mu\text{S}/\text{cm}$) und nahezu neutrale pH-Werte von 7,5-7,9 (Tab. A2-A3). Mit 0,4°C-1,6°C sind die Temperaturen niedrig, im Nordostarm liegen sie rund 1°C höher als vor der Battye-Gletscherzunge. Natrium und Chlorid sind auch im Radok-See die dominierenden Ionen. Beide Wasserprofile (Abb. 11, Abb. 12) zeigen eine nahezu homogene Verteilung der Leitfähigkeiten, der Ionenkonzentrationen, der pH-Werte und der Sauerstoffgehalte mit der Wassertiefe. Es liegt weder eine Temperatur- noch eine chemische Schichtung der Wassersäule vor. Die Sauerstoffsättigungen sind in der gesamten Wassersäule mit mindestens 85% hoch.

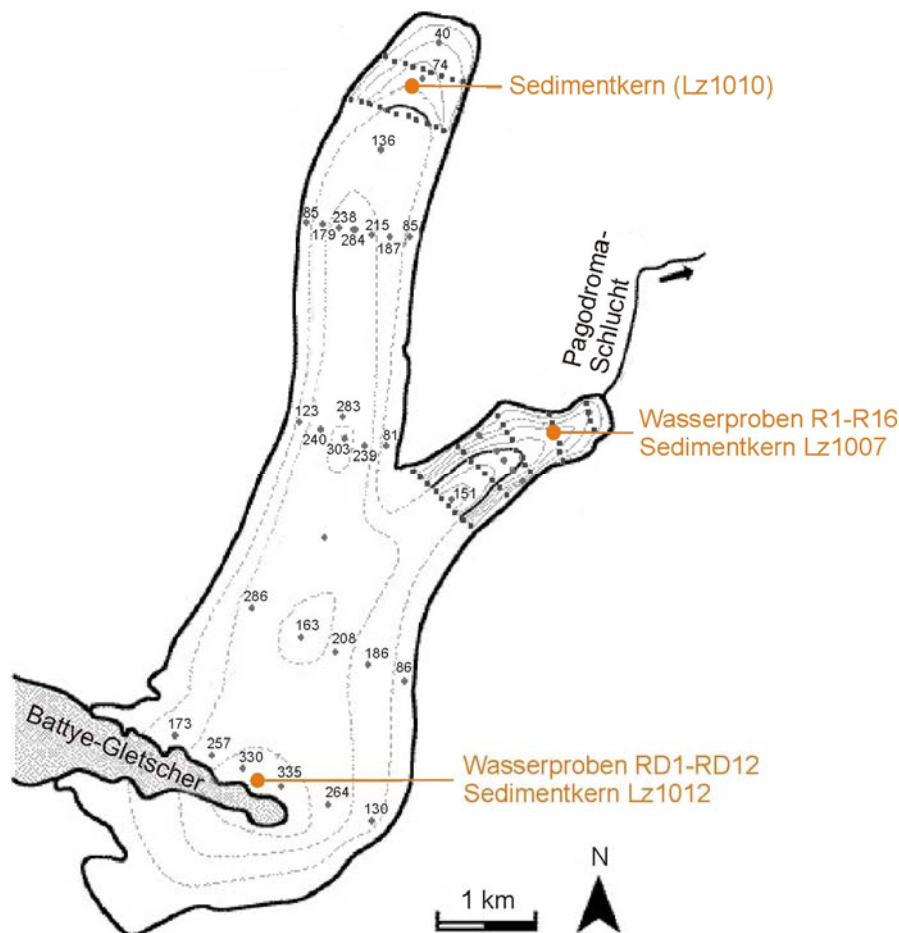


Abb. 10: Bathymetrische Karte des Radok-Sees (aus Wagner 2003). Die durchgezogenen Tiefenlinien sind in Intervallen von 20 m, die gestrichelten Linien in Intervallen von 100 m angegeben. Die schwarzen Punkte markieren die einzelnen Lokalitäten der Tiefenmessungen. Die orangefarbenen Kreise markieren die Lokalitäten der Wasserprofile und der Kernentnahmen.

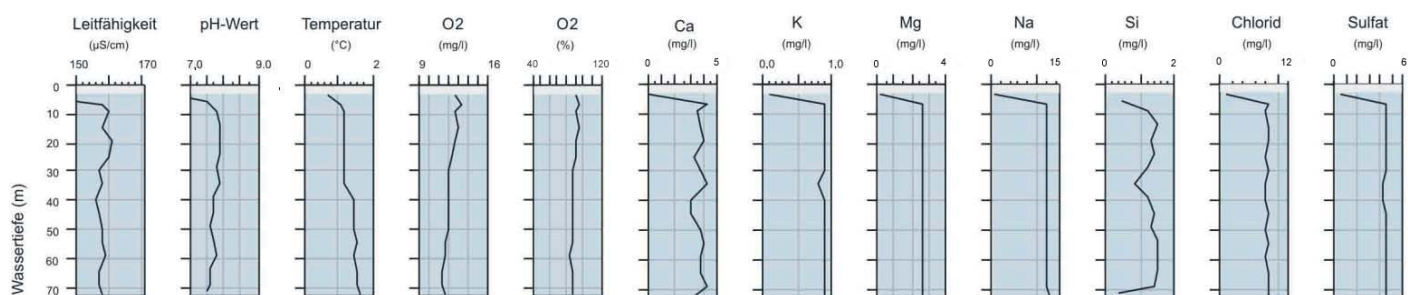


Abb. 11: Wasserprofil des Radok-Sees bei 74 m Wassertiefe im Nordostarm des Sees. Dargestellt sind die Veränderungen von Leitfähigkeit, pH-Wert, Temperatur, Sauerstoffgehalt und chemischer Zusammensetzung mit zunehmender Wassertiefe. Direkt unterhalb der Eisdecke in einer Wassertiefe von 4 m wurde eine extrem niedrige Leitfähigkeit (15 $\mu\text{S}/\text{cm}$), niedrige Ionenkonzentrationen und ein niedriger pH-Wert (5,4) gemessen, die höchstwahrscheinlich nicht den natürlichen Verhältnissen entsprechen, sondern auf Schmelzwasser zurückzuführen sind, welches bei der Probennahme durch das Bohrloch in der Eisdecke geflossen ist (Wagner 2003).

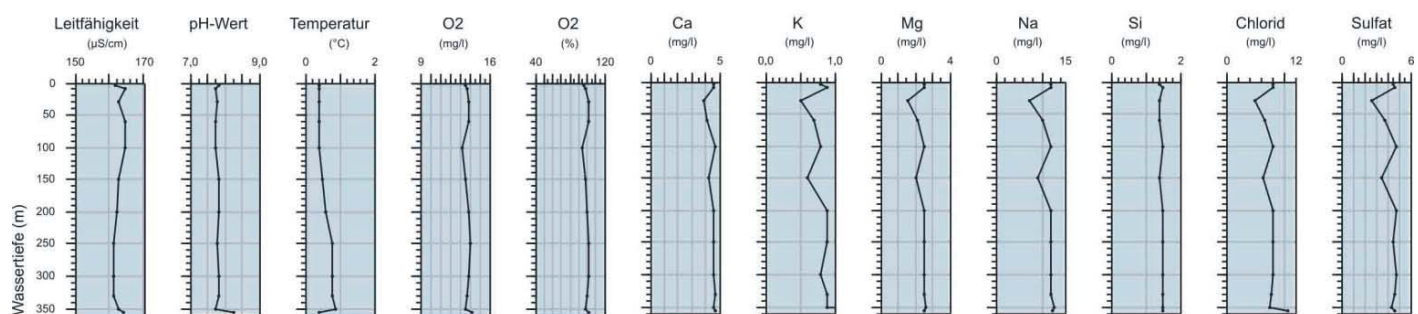


Abb. 12: Wasserprofil des Radok-Sees aus dem tiefsten Bereich des Sees in unmittelbarer Nähe zur Battye-Gletscherzunge. An dieser Lokalität wurde eine Wassertiefe von 357 m gemessen. Dargestellt sind die Veränderungen von Leitfähigkeit, pH-Wert, Temperatur, Sauerstoffgehalt und chemischer Zusammensetzung mit zunehmender Wassertiefe. Die unterste Wasserprobe aus 357 m Wassertiefe weist einen leicht höheren pH-Wert im Vergleich zu den restlichen Proben auf. Sie wurde nicht wie die anderen mit einem Wassers schöpfer gewonnen, sondern stammt aus dem überstehenden Wasser eines Schwerelotkerns, was vermutlich zu Verfälschungen der Messwerte geführt hat (Wagner 2003).

6.1.3 Bathymetrie und Hydrologie, Terrasovoje-See

Der Terrasovoje-See hat einen birnenförmigen Umriss mit einer Längserstreckung in Nord-Süd-Richtung (Abb. 13). Die maximale Wassertiefe wurde im Zentrum des Sees mit 31 m gemessen. An dieser Stelle wurden elf Wasserproben aus unterschiedlichen Wassertiefen gewonnen. Zur Zeit der Expedition 2001/2002 war der See mit einer 3,0-3,5 m mächtigen Eis- und einer 20-40 cm mächtigen Schneedecke bedeckt.

In den Wasserproben wurden keine planktischen Diatomeen (Cremer et al. 2004) und nur wenige planktische Copepoden gefunden (Bayly et al. 2003, Wagner 2003). Die Wasserproben besitzen Leitfähigkeiten zwischen 1080 $\mu\text{S}/\text{cm}$ und 1590 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Dominierende Ionen sind Chlorid und Natrium (Tab. A4). Das Tiefenprofil der Wasserzusammensetzung (Abb. 14) veranschaulicht, dass die Leitfähigkeiten, die Ionenkonzentrationen und die Temperaturen bis in 10 m Wassertiefe zunächst ansteigen, um dann in größeren Tiefen nahezu unverändert zu bleiben. Direkt unterhalb der Eisdecke beträgt die Wassertemperatur 1,1°C, zwischen 7-10 m steigt sie von 2,2°C auf 4,2°C an und bleibt bis zum Seeboden nahezu konstant bei 4,2-4,5°C. Die Kurven der Leitfähigkeit und der Ionenkonzentrationen verlaufen parallel zur Temperaturkurve. Von 7-22 m Wassertiefe erreichen die Sauerstoffgehalte ihre maximalen Werte mit Sättigungen bis zu 103%. Unterhalb von 22 m zum Seeboden hin ist ein Rückgang der Sauerstoffgehalte bis auf einen Wert von 50% zu beobachten. Der pH-Wert zeigt schwach alkalische Verhältnisse an. Insgesamt sind die Schwankungen der hydrologischen Parameter in dem vertikalen Wasserprofil des Terrasovoje-Sees gering. Es liegt eine leichte Schichtung der Wassersäule mit kühlerem und salzärmerem Oberflächenwasser direkt unter der Eisdecke, über wärmerem und salzhaltigerem Bodenwasser vor.

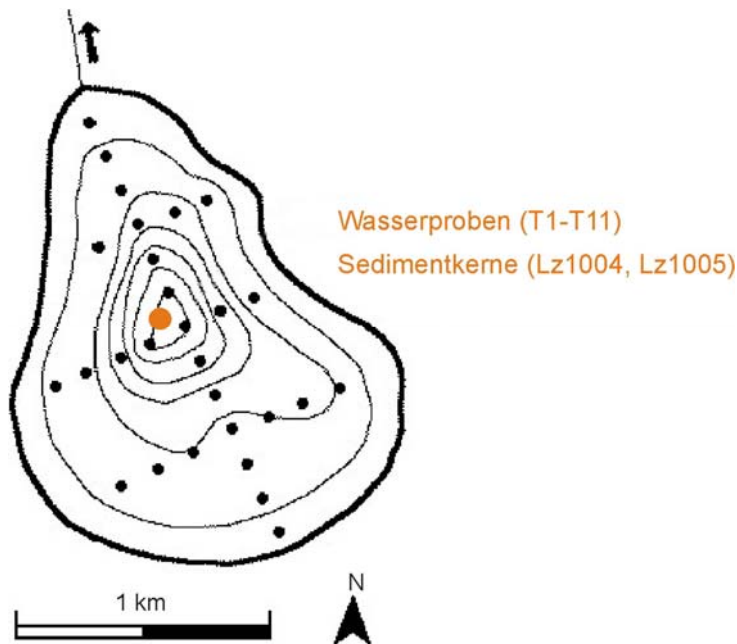


Abb. 13: Bathymetrische Karte des Terrasovoje-Sees (Wagner 2003). Die Tiefenlinien sind in 5 m Intervallen angegeben. Die maximale Wassertiefe beträgt 31 m. Die schwarzen Punkte kennzeichnen die einzelnen Lokalitäten der bathymetrischen Messungen. Der orangefarbene Kreis markiert die Lokalität des Wasserprofils und der Sedimentkernentnahme.

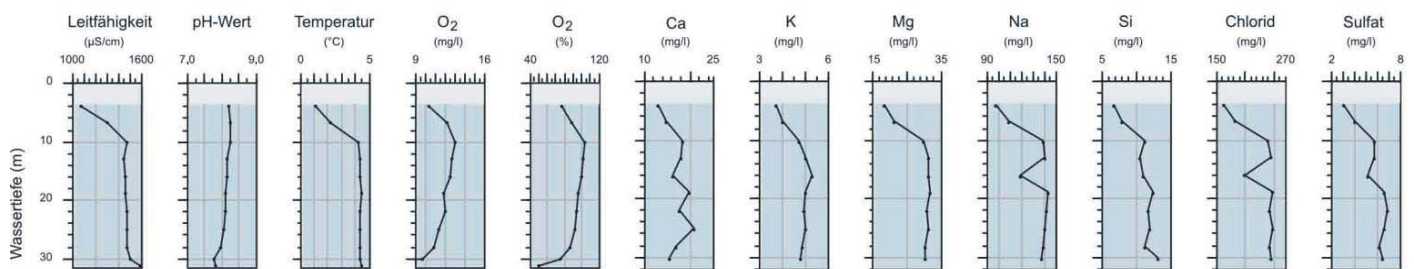


Abb. 14: Wasserprofil aus dem Zentrum des Terrasovoje-Sees bei 31 m Wassertiefe. Dargestellt sind die Veränderungen von Leitfähigkeit, pH-Wert, Temperatur, Sauerstoffgehalt und chemischer Zusammensetzung mit zunehmender Wassertiefe.

6.1.4 Vergleich der bathymetrischen und hydrologischen Charakteristika

Die Seen Beaver, Radok und Terrasovoje unterscheiden sich sowohl in ihrer Größe als auch ihren hydrologischen Merkmalen deutlich voneinander. Beaver- und Radok-See sind sehr große und tiefe Seen und stehen im direkten Kontakt mit einer Gletscherzunge ('ice-contact lakes'). Im Gegensatz zum Beaver- und Radok-See besitzt der Terrasovoje-See heute keinen direkten Gletscherkontakt und wird lediglich von umliegenden Schneefeldern mit Süßwasser gespeist.

Alle drei Seen waren zur Zeit der Feldarbeiten (Südsommer 2001/2002) eisbedeckt mit Wassertemperaturen die unter 4,5°C lagen. Der Beaver-See ist der kälteste See mit Wassertemperaturen zwischen 0,0°C und 0,9°C, der Radok-See besitzt etwas höhere Temperaturen zwischen 0,4°C und 1,6°C. Der Terrasovoje-See ist der wärmste der drei Seen, unterhalb von 7 m Wassertiefe ist er durchgehend zwischen 4,2°C und 4,5°C warm. Leitfähigkeit und Ionenkonzentrationen sind beim Beaver-See am höchsten, während der Radok-See die niedrigsten Werte aufweist. Die Leitfähigkeit des Radok-Sees ist mehr als 15 mal geringer als die des Beaver-Sees und 10 mal geringer als die des Terrasovoje-Sees.

In allen drei Seen sind die Variationen der Parameter pH-Wert und Sauerstoff in den verschiedenen Tiefen der Wasserprofile nicht sehr auffällig. Eine Schichtung der Wassersäule besonders in Bezug

auf die Leitfähigkeit und Ionenkonzentrationen, in geringerem Maße in Bezug auf die Temperatur zeigt der Beaver-See. Der Terrasovoje-See weist eine vergleichsweise schwach ausgeprägte Schichtung der Wassersäule in Bezug auf die Temperatur und die Leitfähigkeit, sowie die Ionengehalte auf. Dagegen ist die Wassersäule des Radok-Sees isothermal und isohalin, sie ist vollständig durchmischt.

In allen drei Seen ist Na^+ das dominierende Kation, seine Konzentration überschreitet die Summe der anderen metallischen Ionen Mg^{2+} , Ca^{2+} und K^+ . Die Kationenkonzentrationen können in folgenden Reihenfolgen beschrieben werden:

Beaver-See $\text{Na}^+ \gg \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+ > \text{Si}^{4+}$
 Radok-See $\text{Na}^+ \gg \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Si}^{4+} > \text{K}^+$
 Terrasovoje-See $\text{Na}^+ \gg \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Si}^{4+} > \text{K}^+$

In Tab. 8 sind verschiedene Kationen- und Anionenverhältnisse der Wasserproben aufgelistet und in den Dreiecksdiagrammen (Abb. 15) die Ionenkonzentrationen gegeneinander aufgetragen. Zum Vergleich ist die Ionenzusammensetzung von Meerwasser dargestellt.

Deutliche Unterschiede zeigen sich beispielsweise in den Verhältnissen von Na^+ zu Ca^{2+} , welches im Beaver-See am höchsten ist und in den Verhältnissen Na^+ zu SO_4^{2-} und Cl^- zu SO_4^{2-} , welche im Terrasovoje-See die höchsten Werte aufzeigen. Die Ionenverhältnisse im Beaver-See entsprechen weitgehend den Ionenverhältnissen von Meerwasser.

Tab. 8: Ionenverhältnisse der Seewasserproben aus der Amery-Oase im Vergleich zur chemischen Zusammensetzung des Meerwassers. Die Ionenverhältnisse der drei Seen wurden aus den Mittelwerten der gemessenen Ionenkonzentrationen gebildet. Die Ionenverhältnisse des Meerwassers wurden nach Konzentrationsangaben aus Hütter (1990) ermittelt.

Ionenverhältnisse	Na^+ / K^+	$\text{Na}^+ / \text{Ca}^{2+}$	$\text{Na}^+ / \text{Mg}^{2+}$	$\text{Na}^+ / \text{SO}_4^{2-}$	$\text{Mg}^{2+} / \text{Ca}^{2+}$	$\text{Cl}^- / \text{SO}_4^{2-}$
Beaver-See	23,0	28,4	8,3	4,6	3,4	8,3
Radok-See	13,3	3,1	4,9	2,6	0,6	1,8
Terrasovoje-See	27,5	7,7	4,6	23,7	1,7	40,7
Meerwasser	27,6	25,8	8,3	4,0	3,1	7,2

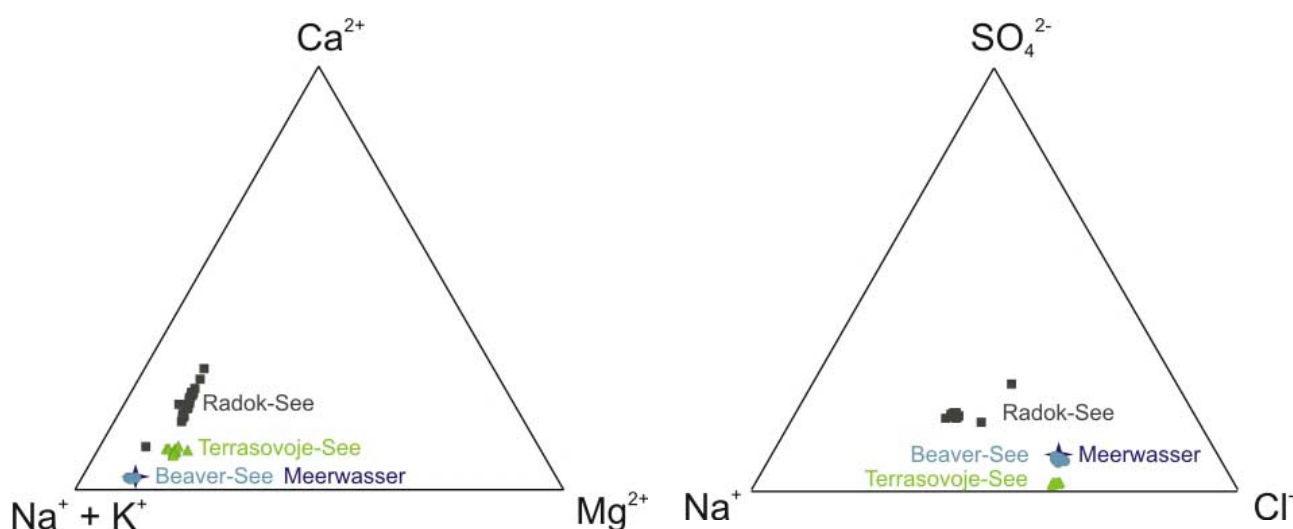


Abb. 15: Chemische Zusammensetzung der Wasserproben aus der Amery-Oase. Zum Vergleich ist die Zusammensetzung von Meerwasser dargestellt. Die Ionenzusammensetzung des Beaver-Sees entspricht der Ionenzusammensetzung von Meerwasser.

6.2 Sedimentuntersuchungen

Es wurden insgesamt sechs Seesedimentkerne aus drei Seen der Amery-Oase untersucht (Tab. 2). Die Positionen der Kernentnahme sind in den jeweiligen bathymetrischen Karten (Kapitel 6.1) eingetragen. Eine tabellarische Übersicht über die an den jeweiligen Sedimentkernen durchgeführten Analysen wurde in Kapitel 4 (Tab. 3) gegeben.

6.2.1 Sedimentkernbeschreibung

Eine wichtige Grundlage für die Interpretation der Sedimentfazies ist die Sedimentbeschreibung. In diesem Kapitel werden die makroskopischen Merkmale der Sedimentkerne vorwiegend graphisch dargestellt (Abb. 16 - Abb. 20). Die Abbildungen bestehen aus einem lithologischen Profil, in dem die Sedimentkerne in einzelne Abschnitte bzw. Sedimenttypen untergliedert wurden und einem Textfeld, in dem die sedimentologischen Charakteristika beschrieben wurden.

Anhand Farbe, Korngröße, Gefüge und Konsistenz der Sedimente erfolgte die Unterteilung in einzelne Sedimenttypen, hier als Ablagerungseinheiten (AE) bezeichnet. Eine einzelne Ablagerungseinheit besteht entweder aus einer einzelnen Schicht, mehreren Schichten in Wiederholung oder aus Wechselfolgen von Schichten.

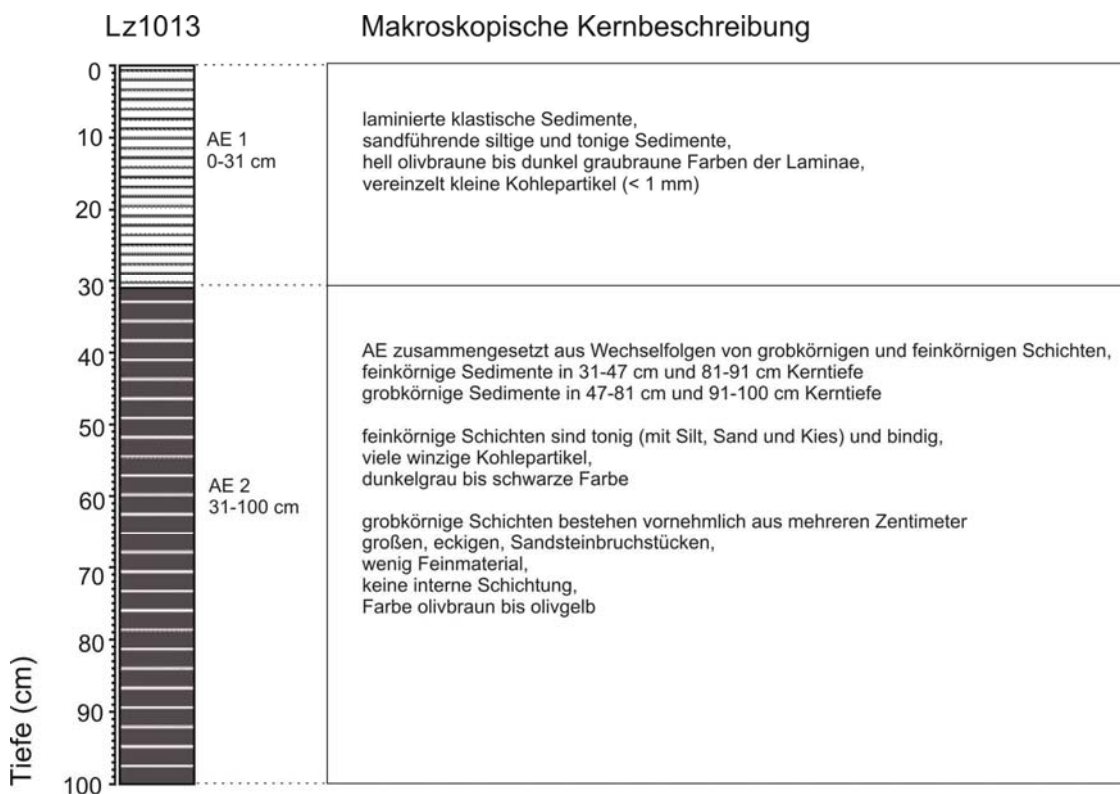


Abb. 16: Lithologisches Profil und makroskopische Sedimentbeschreibung, Kern Lz1013, Beaver-See. Der Sedimentkern stammt aus 54 m Wassertiefe.

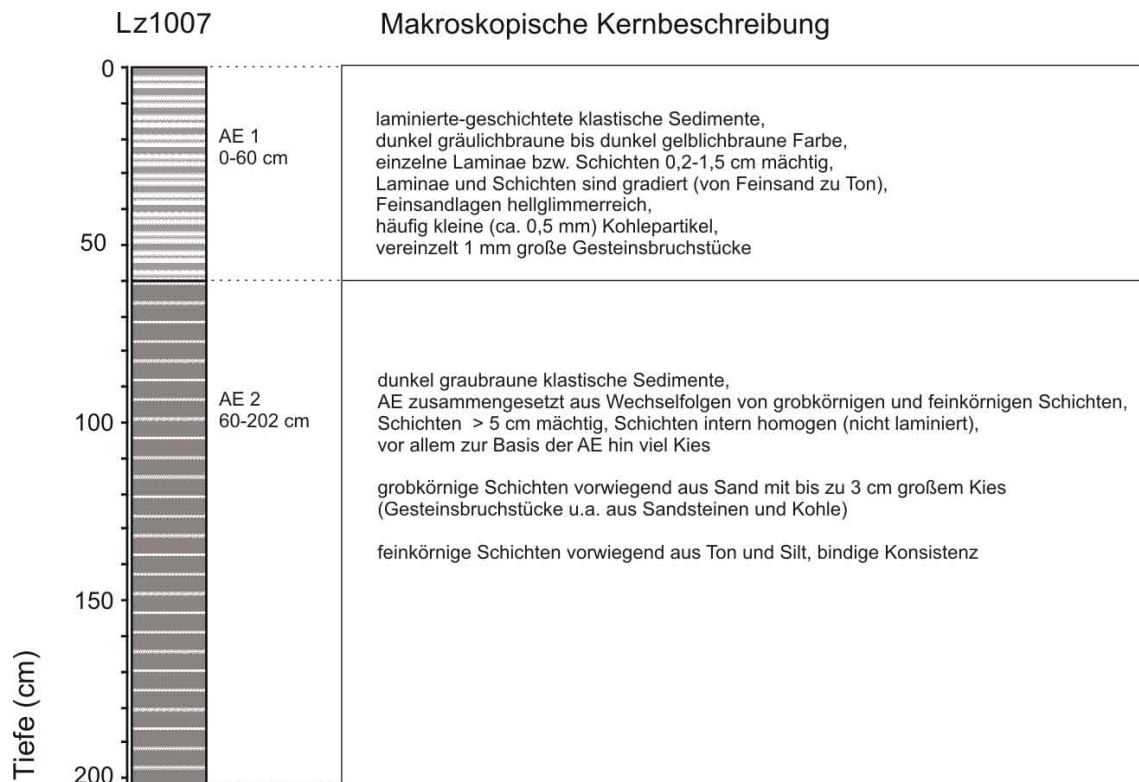


Abb. 17: Lithologisches Profil und makroskopische Sedimentbeschreibung, Kern Lz1007, Radok-See. Der Sedimentkern wurde im Nordostarm des Sees bei einer Wassertiefe von 74 m gewonnen.

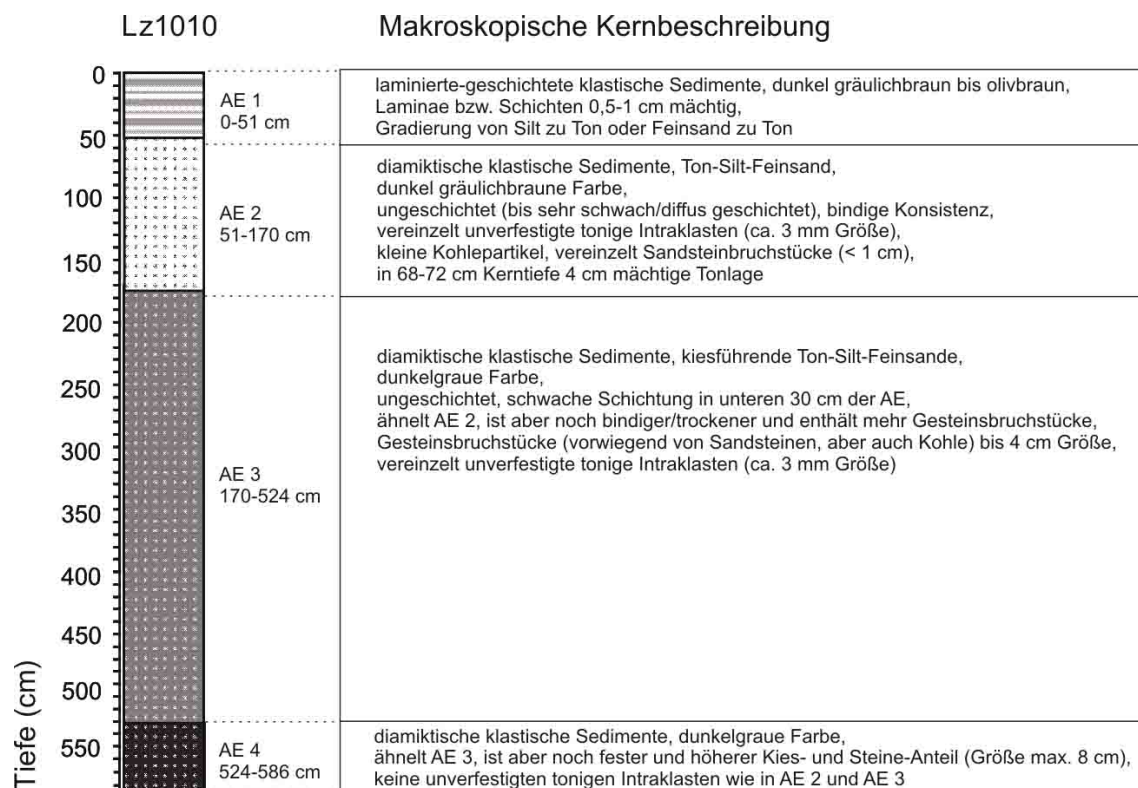


Abb. 18: Lithologisches Profil und makroskopische Sedimentbeschreibung, Kern Lz1010, Radok-See. Der Sedimentkern wurde im Nordarm des Sees bei einer Wassertiefe von 79 m gewonnen.

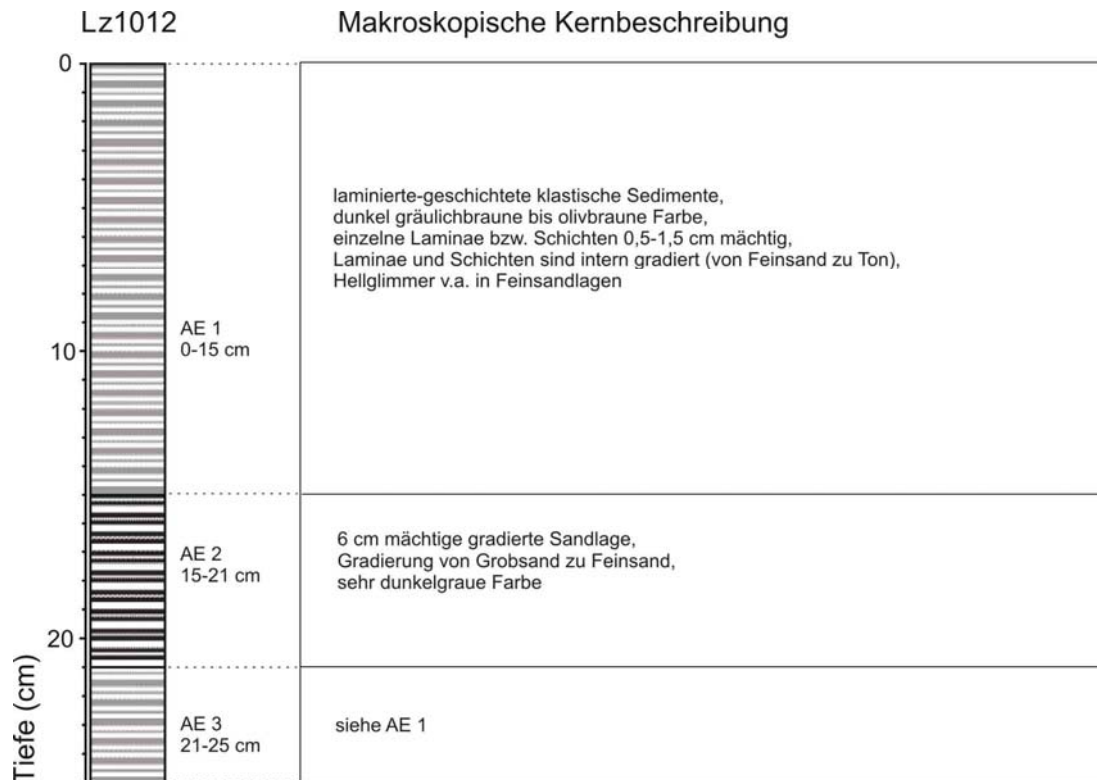


Abb. 19: Lithologisches Profil und makroskopische Sedimentbeschreibung, Kern Lz1012, Radok-See. Der Kurzkern wurde in der Nähe der Battye-Gletscherzunge bei einer Wassertiefe von 357 m gewonnen.

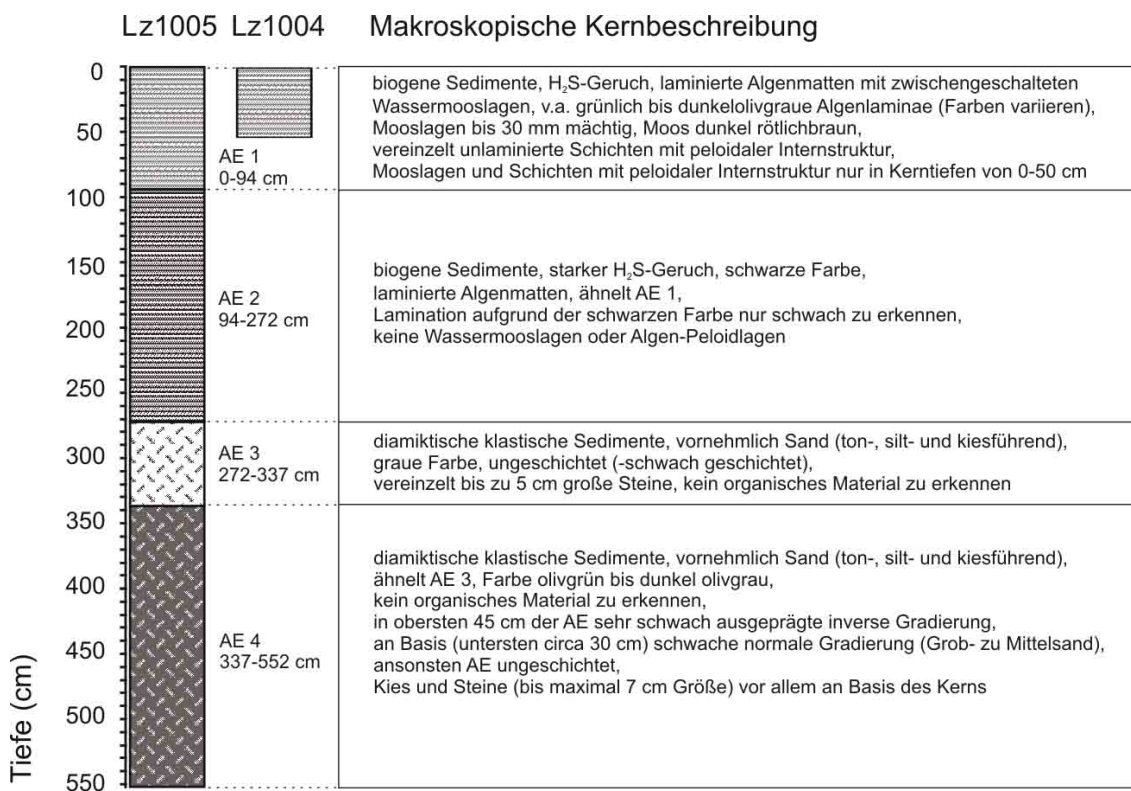


Abb. 20: Lithologisches Profil und makroskopische Sedimentbeschreibung, Kern Lz1005, Terrasovoje-See. Der Kurzkern Lz1004 weist eine Länge von 54 cm auf und entspricht der oberen Hälfte von AE 1 (Kern Lz1005). Beide Kerne wurden bei einer Wassertiefe von 31 m im Zentrum des Sees gewonnen.

6.2.1.1 Vergleich der makroskopischen Sedimentkernmerkmale

Die beiden oberen Ablagerungseinheiten aus dem Terrasovoje-See (AE 1 AE 2, Lz1005) unterscheiden sich deutlich von allen anderen Sedimenttypen, da sie aus biogenen Sedimenten, genauer aus laminierten Algen- und Mikrobenmatten aufgebaut sind. Kurzkern Lz1004 aus dem Terrasovoje-See wurde ebenfalls in der Mitte des Sees gewonnen und korreliert in etwa mit den obersten 54 cm von Kern Lz1005 (AE 1). Eine mikrofazielle Beschreibung der biogenen Sedimente wird in Kapitel 6.2.6.3 gegeben.

Alle anderen Ablagerungseinheiten der drei Seen bestehen aus klastischen Sedimenten, in denen makroskopisch, mit Ausnahme fossiler Kohlebruchstücke und Wassermoose auf den Oberflächen der Kerne Lz1007 und Lz1010, kein organisches Material zu erkennen ist. Der Oberflächenkern Lz1012 (Radok-See) setzt sich aus geschichteten, intern gradierten Sedimentabfolgen zusammen, die den Ablagerungseinheiten AE 1 der beiden langen Radok-Kerne (Lz1007, Lz1010) entsprechen. Ebenfalls aus geschichteten, jedoch nicht gradierten Sedimenten besteht die oberste Ablagerungseinheit des Beaver-Sees (AE 1 von Lz1013). Als diamiktisch wurden ungeschichtete, schlecht sortierte Sedimente mit einem breiten Korngrößenspektrum angesprochen. Diamiktische Sedimente bilden im Kern Lz1005 (Terrasovoje-See) die Ablagerungseinheiten im Liegenden der biogenen Sedimente. Im Radok-See enthält Kern Lz1010 eine 5 m mächtige diamiktische Sedimentabfolge. Die Ablagerungseinheiten an der Basis der Kerne Lz1007 (Radok-See) und Lz1013 (Beaver-See) werden aus Wechselfolgen von grobkörnigen und feinkörnigeren Sedimenten aufgebaut.

6.2.2 Korngrößenverteilung

Die Analyse der Korngrößenverteilungen dient zur lithologischen Charakterisierung der Sedimente und zur Interpretation ihrer Genese. Insgesamt wurden 147 Proben analysiert. Zur Veranschaulichung der Korngrößenzusammensetzungen wurden für jeden Kern zwei sich ergänzende graphische Darstellungsformen gewählt: Zunächst sind in Abb. 21 bis Abb. 23 die prozentualen Anteile von Kies, Sand, Silt und Ton der Sedimentproben gegen die Kerntiefe aufgetragen. Jeweils ergänzend sind in Abb. A9 bis Abb. A13 (Anhang) zum einen die prozentualen Korngrößenanteile dieser Proben in ternären Diagrammen mit den Endgliedern Sand + Kies / Silt / Ton bzw. Kies / Sand / Silt + Ton sowie die Korngrößenhistogramme aller Ablagerungseinheiten dargestellt. Die Aufteilung der ternären Diagramme erfolgte angelehnt an das Sand / Silt / Ton-Dreieck von Shepard (1954), wobei Kies, Sand, Silt und Ton mit den Buchstaben G, S, U, T abgekürzt wurden. Die statistischen Korngrößenparameter Mittlere Korngröße und Sortierung sind in Abb. 24 gegeneinander aufgetragen.

In der Beaver-See-Sedimentabfolge bestehen die obersten 31 cm von Kern Lz1013 (AE 1) aus feinkörnigen Sedimenten, die bis auf den unteren Abschnitt der Ablagerungseinheit, der einen größeren Sandanteil aufweist, vornehmlich aus Silt und Ton bestehen (Abb. 21, Abb. A9). Die zweite Ablagerungseinheit (AE 2) wird dagegen aus Wechselfolgen von sehr grobkörnigen Sedimenten und feinkörnigeren Sedimenten aufgebaut (Abb. 21, Abb. A9).

Geschichtete und intern gradierte Sedimente (Gradierung von Sand zu Ton) charakterisieren Kurzkern Lz1012 und die obersten Ablagerungseinheiten der Kerne Lz1007 und Lz1010 aus dem Radok-See (Abb. 22). Die jeweiligen Korngrößenhistogramme ähneln sich (Abb. A10-A12), wobei AE 1 von Kern Lz1010 den höchsten Tonanteil und AE 1 von Kern Lz1007 den höchsten Siltanteil aufweist. AE 2 von Kern Lz1007 setzt sich aus Wechselfolgen von sehr grobkörnigen Sedimenten und dazwischengeschalteten feinkörnigeren Lagen zusammen; die Wechselfolgen wurden sowohl in einem gemeinsamen, als auch in zwei Einzelhistogrammen dargestellt (Abb. A10). In Kern Lz1010 folgen unterhalb der gradierten Sedimente drei diamiktische Ablagerungseinheiten mit etwa gleichen prozentualen Anteilen an Ton, Silt und Sand und einem zur Basis des Kerns hin zunehmenden Kiesanteil (Abb. A11).

Die biogenen Ablagerungseinheiten (AE 1, AE 2) des Terrasovoje-Sees weisen ein Korngrößenspektrum auf, welches - abgesehen von sehr vereinzelt vorhandenen Einzelklasten in Sand- oder

Kies Korngröße - ausschließlich aus Ton und Silt besteht (Abb. A13). Aufgrund des geringen Anteils von klastischem Sedimentmaterial konnte die Korngrößenverteilung innerhalb der Sand- und Siltfraktion nicht weiter analysiert werden. Stattdessen wurden die prozentualen Gewichtsanteile an Kies, Sand, Silt und Ton anhand von 10 Stichproben ermittelt. In Abb. 23 ist daher die durchschnittliche Korngrößenverteilung (76% Ton, 24% Silt) dieser Proben mit einer gestrichelten Linie dargestellt. Die unterlagernden diamiktischen Sedimente (AE 3, AE 4) des Terrasovoje-See zeigen ein breites Korngrößenspektrum mit einem Maximum im Feinsandbereich; es handelt sich um sandige Diamikte (Abb. A13). Die Histogramme der beiden Ablagerungseinheiten unterscheiden sich nur geringfügig voneinander, in AE 4 ist der Kiesanteil etwas höher als in AE 3.

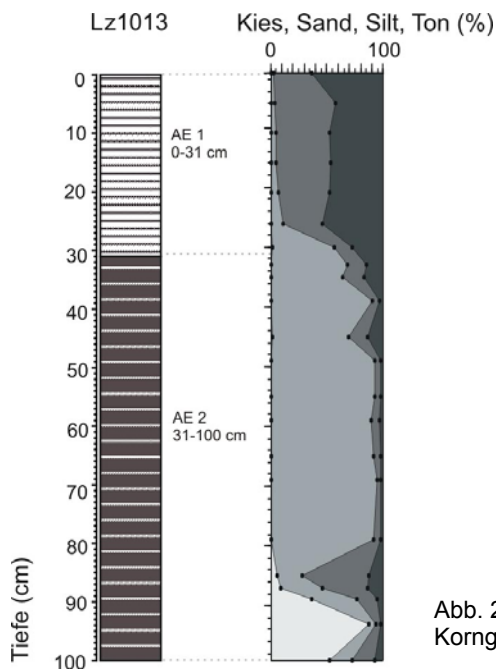


Abb. 21: Kern Lz1013, Beaver-See.
Korngrößenverteilung aufgetragen gegen die Kerntiefe.

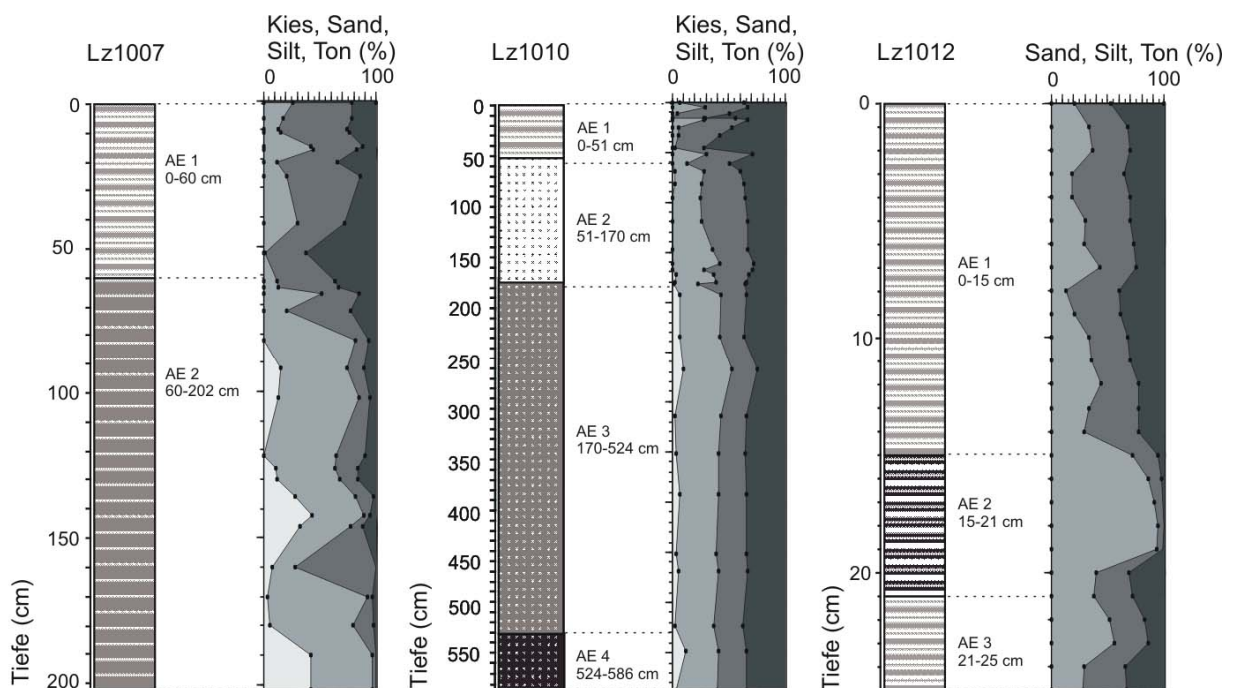


Abb. 22: Kern Lz1007, Kern Lz1010, Kern Lz1012, Radok-See. Korngrößenverteilung aufgetragen gegen die Kerntiefen.

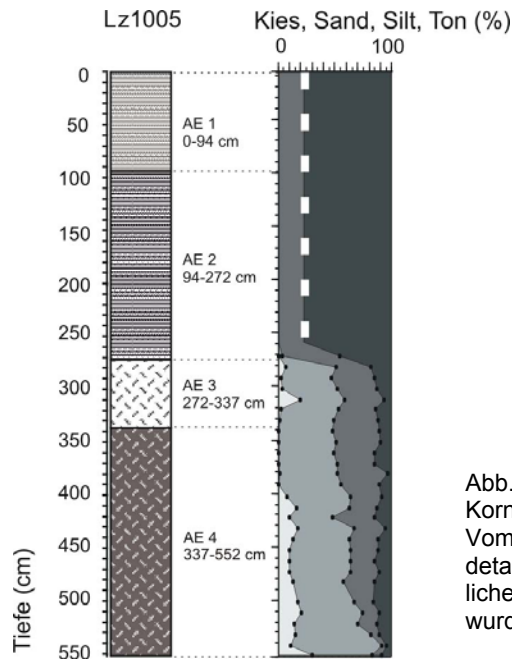


Abb. 23: Kern Lz1005, Terrasovoje-See. Korngrößenverteilung aufgetragen gegen die Kerntiefe. Vom oberen Kernabschnitt (AE 1, AE 2) liegen keine detaillierten Korngrößenanalysen vor. Die durchschnittliche Korngrößenverteilung dieser biogenen Sedimente wurde mit einer gestrichelten Linie gekennzeichnet.

6.2.2.1 Vergleich der Korngrößenverteilungen in den Sedimentkernen

Alle analysierten Sedimentproben weisen eine schlechte bis extrem schlechte Sortierung mit mittleren Korngrößen von Ton bis zu Sand auf (Abb. 24). In den Kernprofilen nehmen die mittleren Korngrößen von oben nach unten zu, sie liegen in den oberflächennahen Sedimenten meist im tonig bis siltigen, an der Basis im grobsiltigen oder sandigen Korngrößenbereich (Tab. A5-A9). Alle klastischen Sedimente bestehen aus einem Gemisch aus Ton, Silt und Sand; häufig ist auch Kies enthalten. In den Ablagerungseinheiten am Top der Kerne fehlen häufig Kiese oder Steine; dagegen sind im Liegenden Kiese und Steine häufig. Die Sortierung der gradierten Sedimente aus dem Radok-See (AE 1 von Lz1007, AE 1 von Lz1010, AE 1 und AE 3 von Lz1012) ist vielleicht besser als die meisten ermittelten Werte angeben (Sortierung 2-5), da bei der Probennahme mehrere feinkörnige Einzellagen zu einer Probe zusammengefasst werden mussten. In der 6 cm mächtigen grobkörnigen gradierten Schicht (AE 2) von Kern Lz1012 liegt die Sortierung nämlich bei Werten zwischen 1 und 2. Auch bei der Beprobung der feinkörnigen Sedimente des Beaver-Sees (Lz1013, AE 1) mussten mehrere Laminae zu einer Probe zusammengefasst werden. Von den biogenen Sedimenten des Terrasovoje-Sees (Lz1005; AE 1, AE 2), welche sich vornehmlich aus Ton und Silt zusammensetzen, liegen keine detaillierten Korngrößenanalysen vor.

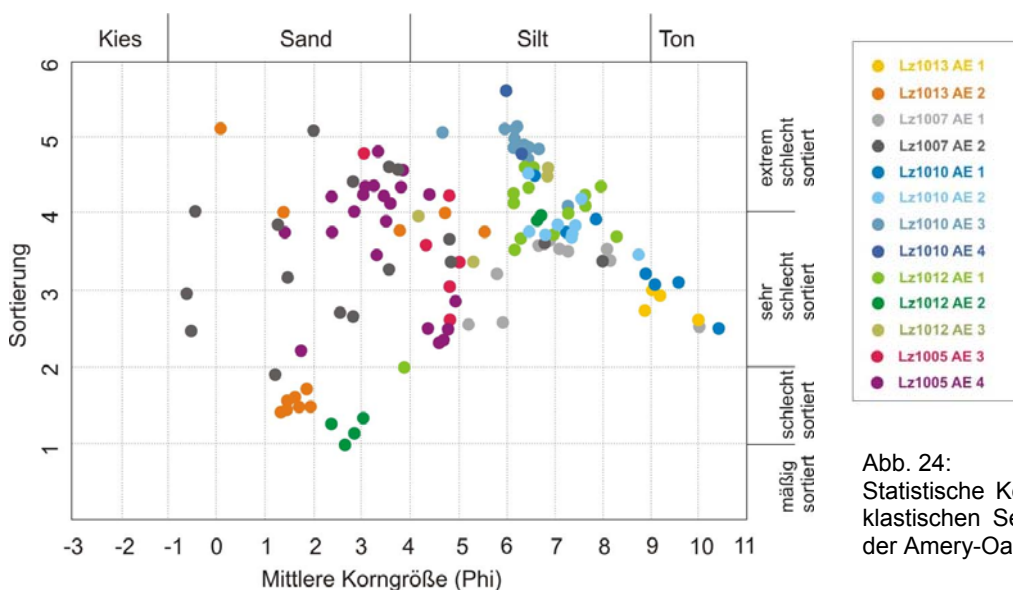


Abb. 24: Statistische Korngrößenparameter der klastischen Sedimente aus den Seen der Amery-Oase.

6.2.3 Gesamtmineralogie

Insgesamt wurden 122 Gesamtsedimentproben aus den Seen der Amery-Oase röntgendiffraktometrisch analysiert. Die Ergebnis-Tabellen dieser Untersuchungen befinden sich im Anhang (Tab. A10-A14). In Abb. 25 - Abb. 29 sind die prozentualen Anteile an Quarz (Qz), Feldspat (Fsp), Amphibol (Amph), Pyroxen (Px), Glimmer (10Å-Reflex), Kaolinit+Chlorit (7Å-Reflex) und die Verhältnisse Plagioklas zu Kalifeldspat (Plag/KF) und Quarz zu Feldspat (Qz/Fsp) gegen die Kerntiefe aufgetragen. Zusätzlich zu den Gesamtsedimentproben wurden 26 Gesteinsproben mittels Röntgendiffraktometrie untersucht. Es handelt sich um mehrere Zentimeter große Gerölle, die als Klaster in den Sedimentkernen enthalten waren. Sie dienen als Referenzproben für die im Umfeld der Seen anstehenden Gesteine.

6.2.3.1 Gesamtmineralogie, Beaver-See-Sedimente

Die Sedimentproben aus dem Beaver-See sind durch einen hohen Quarz-Anteil mit durchschnittlich 68% gekennzeichnet. Höchste Quarz-Gehalte werden in der unteren Ablagerungseinheit (AE 2) erreicht, während die anderen untersuchten Mineralgruppen, wie die Plagioklasse, Amphibole, Pyroxene und Schichtsilikate höhere Anteile in der oberen Ablagerungseinheit (AE 1) aufweisen (Tab. 9, Abb. 25). Die Mineralverteilung ist durch Korngrößeneffekte beeinflusst. Die Quarz- und Kalifeldspat-Anteile korrelieren mit den grobkörnigen Sedimenten (> 63 µm) und ihre Gehalte sind daher höher in AE 2, während die Plagioklas-, Amphibol, Pyroxen- und Schichtsilikate in der feinkörnigen Fraktion (< 63 µm) konzentriert sind.

Bei den analysierten Gesteinsproben aus Kern Lz1013 handelt es sich um Sandsteine, in denen mit über 80% Quarze vorherrschen (Tab. 10). Die Kalifeldspat-Anteile betragen 4-11%, Plagioklasse sind in den Sandsteinen nicht vorhanden.

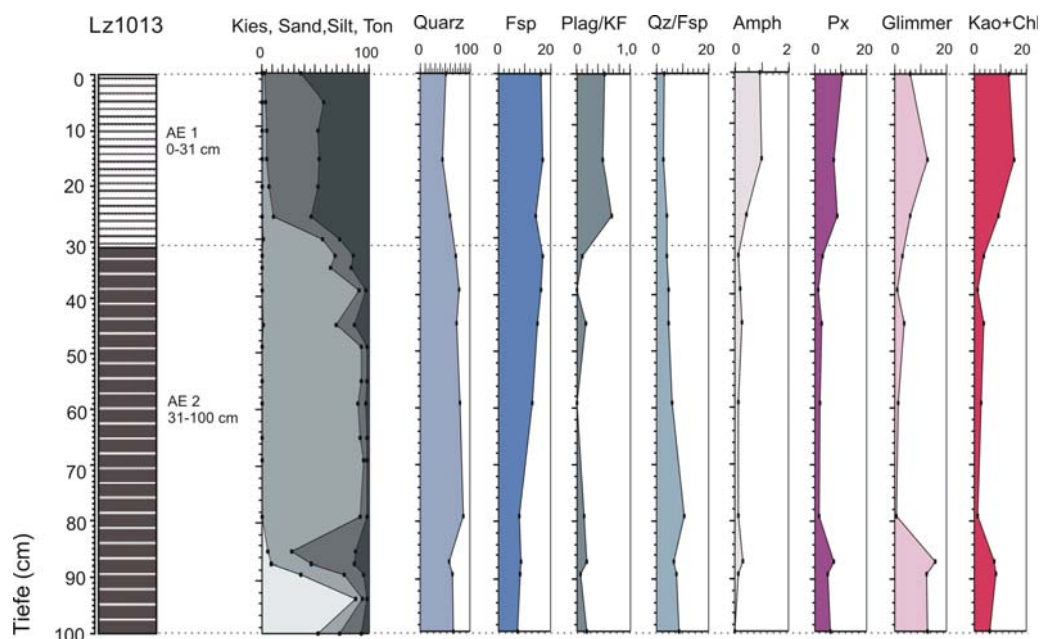


Abb. 25: Mineralogische Zusammensetzung der Gesamtfraktion (Gesamtmineralogie) in den Sedimenten von Kern Lz1013, Beaver-See.

Tab. 9: Durchschnittliche Mineralanteile (Mittelwerte und Standardabweichung) in den Ablagerungseinheiten von Sedimentkern Lz1013, Beaver-See.

Kern	Tiefe (cm)	AE	Qz (%)	Plag (%)	KF (%)	Fsp (%)	Amph (%)	Px (%)	10Å (%)	7Å (%)
Lz1013	0-31	AE 1	53 ± 7	6 ± 0	10 ± 1	16 ± 1	1 ± 0	9 ± 2	8 ± 4	13 ± 3
Lz1013	31-100	AE 2	73 ± 9	1 ± 1	11 ± 4	12 ± 4	0 ± 0	4 ± 2	6 ± 6	5 ± 3

Tab. 10: Mineralogische Zusammensetzung der Gesteinsproben aus Sedimentkern Lz1013, Beaver-See.

Gesteinstyp	Tiefe (cm)	AE	Qz (%)	Plag (%)	KF (%)	Fsp (%)	Amph (%)	Px (%)	10Å (%)	7Å (%)
Sandstein	50	AE 2	89	0	6	6	0	1	1	3
Sandstein	54	AE 2	86	0	9	9	0	1	1	3
Sandstein	60	AE 2	89	0	6	6	0	2	1	1
Sandstein	66	AE 2	87	0	8	8	0	2	1	2
Sandstein	70	AE 2	84	0	11	11	0	1	1	3
Sandstein	74	AE 2	88	0	8	8	0	2	1	2
Sandstein	78	AE 2	84	0	10	10	0	2	1	3
Sandstein	99	AE 2	89	0	4	4	0	3	2	2

6.2.3.2 Gesamtmineralogie, Radok-See-Sedimente

In Kern Lz1007 (Nordostarm, Radok-See) dominieren Quarz und Kalifeldspat (durchschnittlich 70% Qz, 13% KF) die Mineralzusammensetzung. Die Schwankungen mit der Kerntiefe sind gering (Abb. 26), jedoch fällt auf, dass die Anteile an Quarz und Feldspat in AE 1 geringer sind als in AE 2; Pyroxen, Glimmer und die Tonminerale kommen dagegen häufiger in AE 1 als in AE 2 vor (Tab. 11).

Im Nordarm (Kern Lz1010) sind die Quarz-Gehalte mit einem durchschnittlichen Wert von 60% geringer, die Feldspat-Anteile sind mit einem Mittelwert von 27% doppelt so hoch wie im Nordostarm des Sees. Die Mineralverteilung in Kern Lz1010 in Bezug auf die Tiefe zeigt, dass der Quarz-Gehalt in AE 2 niedriger und der Feldspat-Anteil höher ist als in den anderen Ablagerungseinheiten (Abb. 27). Auffallend ist auch, dass in AE 1 und AE 2 Plagioklas gegenüber Kalifeldspat dominiert und in AE 3 und AE 4 Kalifeldspat den Plagioklas-Anteil übersteigt (Tab. 12). Die Glimmer- (10 Å-Peak) und Kaolinit+Chlorit- (7Å-Reflex) Gehalte sind in AE 1 deutlich höher als in AE 2.

Kurzarm Lz1012 zeichnet sich durch vergleichsweise niedrige Quarz-Gehalte (Mittelwert 46%) aus. Dagegen sind die Feldspat-Anteile mit durchschnittlich 37% hoch, in 15-21 cm Tiefe (AE 2) überschreiten sie sogar die Quarz-Gehalte (Tab. 13, Abb. 28).

In allen drei Kernen sind die Schwankungen in der mineralogischen Zusammensetzung überwiegend auf Korngrößeneffekte zurückzuführen. Pyroxene, Glimmer und die Tonminerale Kaolinit+Chlorit sind in der feinkörnigen Fraktion (< 63 µm) angereichert, während Quarz und Kalifeldspat in der groben Fraktion (> 63 µm) gehäuft vorkommen. Die stark variable mineralogische Zusammensetzung der Gesteinsproben aus den Radok-Sedimentkernen spiegelt die heterogene Zusammensetzung der im Umfeld anstehenden Gesteine wider (Tab. 14, Tab. 15).

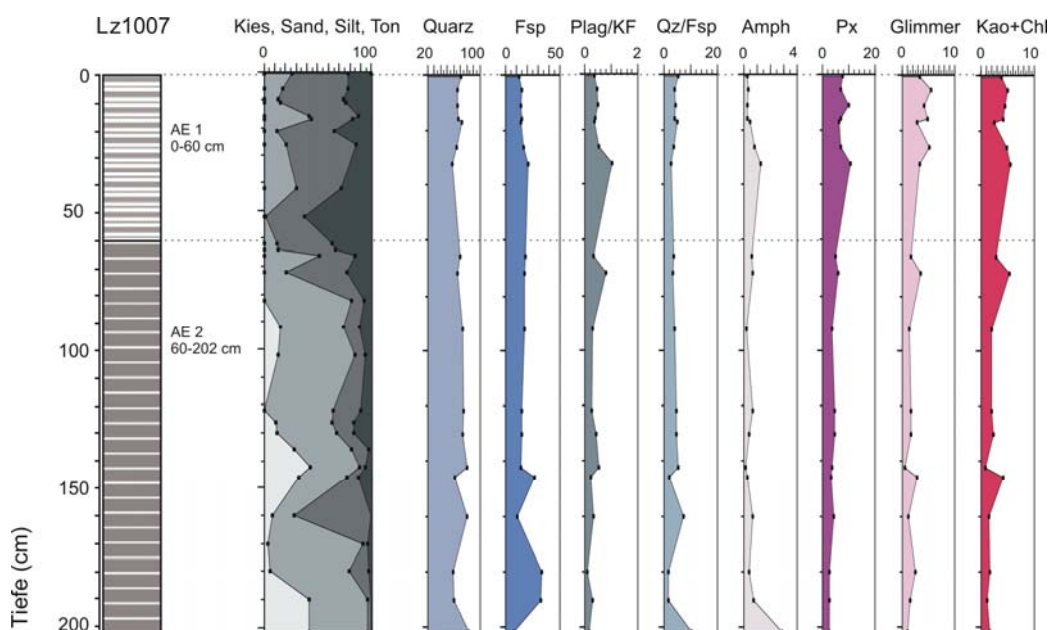


Abb. 26: Mineralogische Zusammensetzung der Gesamtfraktion (Gesamtmineralogie) in den Sedimenten von Kern Lz1007, Radok-See.

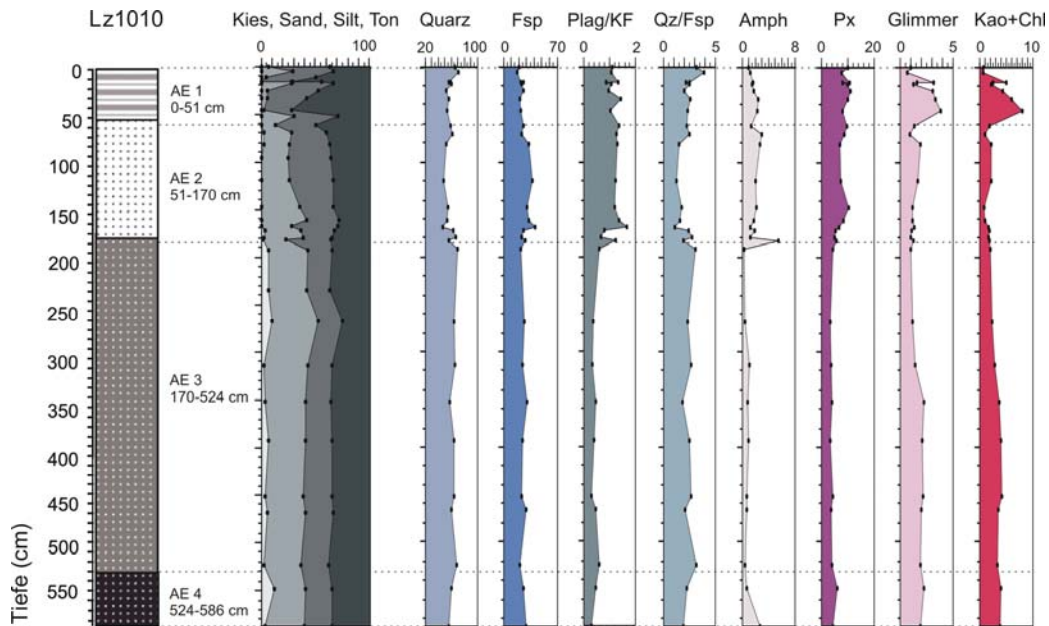


Abb. 27: Mineralogische Zusammensetzung der Gesamtfraktion (Gesamtmineralogie) in den Sedimenten von Kern Lz1010, Radok-See.

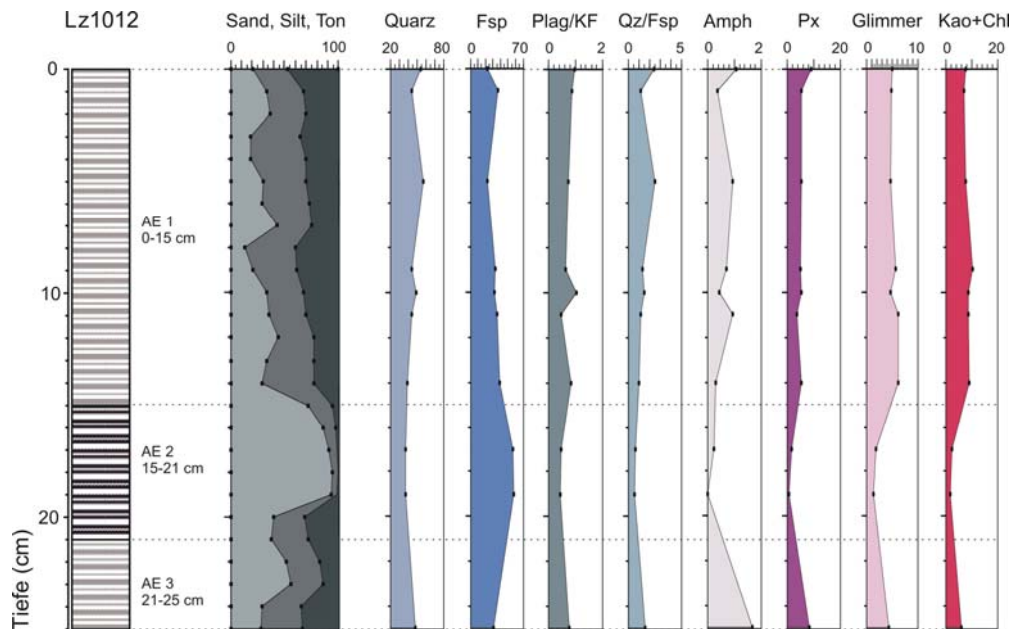


Abb. 28: Mineralogische Zusammensetzung der Gesamtfraktion (Gesamtmineralogie) in den Sedimenten von Kern Lz1012, Radok-See.

Tab. 11: Durchschnittliche Mineralanteile (Mittelwerte und Standardabweichung) in den Ablagerungseinheiten von Sedimentkern Lz1007, Radok-See.

Kern	Tiefe (cm)	AE	Qz (%)	Plag (%)	KF (%)	Fsp (%)	Amph (%)	Px (%)	10Å (%)	7Å (%)
Lz1007	0-60	AE 1	67 ± 5	6 ± 2	10 ± 1	16 ± 3	1 ± 0	8 ± 2	4 ± 1	4 ± 1
Lz1007	60-202	AE 2	72 ± 9	5 ± 2	15 ± 8	19 ± 8	1 ± 1	4 ± 1	2 ± 1	2 ± 1

Tab. 12: Durchschnittliche Mineralanteile (Mittelwerte und Standardabweichung) in den Ablagerungseinheiten von Sedimentkern Lz1010, Radok-See.

Kern	Tiefe (cm)	AE	Qz (%)	Plag (%)	KF (%)	Fsp (%)	Amph (%)	Px (%)	10Å (%)	7Å (%)
Lz1010	0-51	AE 1	60 ± 6	12 ± 1	11 ± 2	23 ± 3	2 ± 0	10 ± 1	2 ± 1	4 ± 3
Lz1010	51-170	AE 2	54 ± 5	19 ± 4	14 ± 2	32 ± 6	2 ± 1	8 ± 1	1 ± 0	2 ± 1
Lz1010	170-524	AE 3	64 ± 4	9 ± 3	17 ± 3	26 ± 3	1 ± 1	4 ± 1	2 ± 1	3 ± 1
Lz1010	524-586	AE 4	59 ± 2	8 ± 1	20 ± 3	28 ± 2	1 ± 1	5 ± 1	2 ± 0	4 ± 0

Tab. 13: Durchschnittliche Mineralanteile (Mittelwerte und Standardabweichung) in den Ablagerungseinheiten von Sedimentkern Lz1012, Radok-See.

Kern	Tiefe (cm)	AE	Qz (%)	Plag (%)	KF (%)	Fsp (%)	Amph (%)	Px (%)	10Å (%)	7Å (%)
Lz1012	0-15	AE 1	48 ± 6	14 ± 3	18 ± 5	32 ± 7	1 ± 0	6 ± 2	5 ± 1	9 ± 1
Lz1012	15-21	AE 2	38 ± 0	18 ± 0	39 ± 2	57 ± 2	0 ± 0	1 ± 1	2 ± 0	2 ± 1
Lz1012	21-25	AE 3	49 ± 0	13 ± 0	17 ± 0	31 ± 0	2 ± 0	8 ± 0	4 ± 0	6 ± 0

Tab. 14: Mineralogische Zusammensetzung der Gesteinsprobe aus Sedimentkern Lz1007, Radok-See.

Gesteinstyp	Tiefe (cm)	AE	Qz (%)	Plag (%)	KF (%)	Fsp (%)	Amph (%)	Px (%)	10Å (%)	7Å (%)
Kohle	170	AE 2	85	0	1	2	0	6	2	5

Tab. 15: Mineralogische Zusammensetzung der Gesteinsproben aus Sedimentkern Lz1010, Radok-See.

Gesteinstyp	Tiefe (cm)	AE	Qz (%)	Plag (%)	KF (%)	Fsp (%)	Amph (%)	Px (%)	10Å (%)	7Å (%)
Kristallines Gestein	272	AE 3	81	2	13	15	0	2	0	1
Kohle	358	AE 3	53	0	16	16	0	9	2	20
Kristallines Gestein	373	AE 3	42	26	24	50	0	8	0	0
Sandstein	454	AE 3	94	0	4	4	0	1	0	1
Sandstein	452	AE 3	92	0	4	4	0	0	1	2
Kristallines Gestein	525	AE 4	58	19	14	33	0	8	0	0
Kristallines Gestein	553	AE 4	1	37	8	46	21	31	0	0

6.2.3.3 Gesamtmineralogie, Terrasovoje-See-Sedimente

Die mineralogische Zusammensetzung der Sedimente aus dem Terrasovoje-See ist durch durchschnittliche Anteile von 40% Quarz, 38% Feldspat (Plagioklas+Kalifeldspat) und 16% Pyroxen charakterisiert. In Bezug auf die Tiefe kann eine Zweigliederung des Kerns festgestellt werden, da sich die biogenen Sedimente (0-272 cm) in ihrer mineralogischen Zusammensetzung deutlich von den klastischen Sedimenten (272-552 cm) unterscheiden (Tab. 16, Abb. 29): Die Anteile an Schichtsilikaten (Glimmer, Kaolinit+Chlorit) und Pyroxenen sind in den biogenen Sedimenten höher, die Quarz- und Feldspat-Gehalte dagegen niedriger als in den klastischen Sedimenten. Die Mineralverteilung mit der Kerntiefe steht unter anderem im Zusammenhang mit der Korngrößenverteilung. In den feinkörnigen biogenen Sedimenten sind die Gehalte an Pyroxenen, Amphibolen, Glimmern und Tonmineralen (Kaolinit+Chlorit) erhöht, während die grobkörnigen klastischen Sedimente höhere Quarz- und Feldspat-Gehalte besitzen. Die Werte der Plag/KF- und Qz/Fsp-Verhältnisse bleiben mit der Kerntiefe nahezu konstant.

Bei den untersuchten Gesteinsklasten aus Kern Lz1005 (Tab. 17) handelt es sich um Gesteine des kristallinen Grundgebirges, deren mineralogische Zusammensetzung im Wesentlichen der der Sedimentproben aus dem Terrasovoje-See entspricht.

Tab. 16: Durchschnittliche Mineralanteile (Mittelwerte und Standardabweichung) in den Ablagerungseinheiten von Sedimentkern Lz1005, Terrasovoje-See.

Kern	Tiefe (cm)	AE	Qz (%)	Plag (%)	KF (%)	Fsp (%)	Amph (%)	Px (%)	10Å (%)	7Å (%)
Lz1005	0-94	AE 1	36 ± 5	21 ± 2	12 ± 1	33 ± 2	2 ± 1	20 ± 3	6 ± 1	3 ± 1
Lz1005	94-272	AE 2	37 ± 4	22 ± 3	12 ± 2	34 ± 3	2 ± 2	20 ± 2	5 ± 1	2 ± 1
Lz1005	272-337	AE 3	44 ± 1	24 ± 2	15 ± 1	39 ± 1	1 ± 0	14 ± 1	1 ± 0	0 ± 0
Lz1005	337-552	AE 4	42 ± 4	26 ± 2	17 ± 1	44 ± 5	1 ± 0	11 ± 2	1 ± 1	0 ± 0

Tab. 17: Mineralogische Zusammensetzung der Gesteinsproben aus Sedimentkern Lz1005, Terrasovoje-See.

Gesteinstyp	Tiefe (cm)	AE	Qz (%)	Plag (%)	KF (%)	Fsp (%)	Amph (%)	Px (%)	10Å (%)	7Å (%)
Kristallines Gestein	301	AE 3	46	19	15	34	1	17	2	0
Kristallines Gestein	368	AE 4	42	26	13	40	4	13	0	0
Kristallines Gestein	416	AE 4	35	35	11	46	0	12	6	0
Kristallines Gestein	438	AE 4	40	33	7	39	5	11	5	0
Kristallines Gestein	495	AE 4	33	26	24	50	0	16	0	0
Kristallines Gestein	502	AE 4	46	34	7	41	1	13	0	0
Kristallines Gestein	503	AE 4	36	26	16	42	6	15	1	0
Kristallines Gestein	516	AE 4	40	34	14	47	0	12	0	0
Kristallines Gestein	540	AE 4	59	22	9	31	0	9	0	0

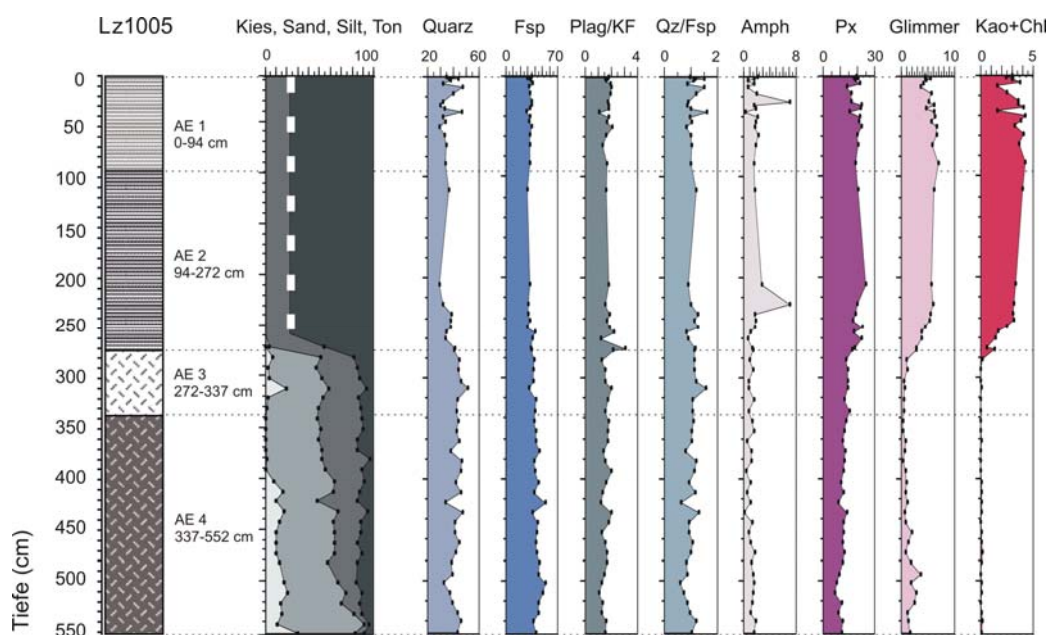


Abb. 29: Mineralogische Zusammensetzung der Gesamtfraction (Gesamtmineralogie) und Korngrößenverteilung in den Sedimenten von Kern Lz1005, Terrasovoje-See.

6.2.3.4 Vergleich der mineralogischen Zusammensetzung der Sedimentkerne

In allen untersuchten Sedimentproben stellen Quarz und Feldspat die Hauptkomponenten dar. Aus Abb. 30 wird deutlich, dass die Variationen der Quarz- und Feldspat-Gehalte innerhalb der einzelnen Sedimentkerne trotz der Korngrößeneffekte vergleichsweise gering sind, vielmehr ist eine räumliche Verteilung mit den größten Unterschieden zwischen den Sedimenten des Terrasovoje-Sees und des Beaver-Sees zu beobachten. In den Sedimenten aus dem Terrasovoje-See sind die Quarz- und Feldspat-Gehalte vergleichbar groß, während in allen anderen Sedimentkernen der mittlere Quarz-Anteil deutlich über dem Feldspat-Anteil liegt (Tab. 18, Abb. 30). Die höchsten Quarz-Gehalte zeigen die Sedimente aus dem Beaver-See (Lz1013) und die Sedimente aus dem Nordostarm des Radok-Sees (Lz1007). Offenkundig sind auch die Variationen in der Feldspatzusammensetzung. In den Sedimenten des Terrasovoje-Sees übersteigt der Plagioklas-Anteil den Kalifeldspat-Anteil, während im Beaver-See die Kalifeldspäte deutlich dominieren. Auffallend ist weiterhin, dass die Pyroxen-Gehalte in den Terrasovoje-Sedimenten höher als in denen des Beaver- oder Radok-Sees sind.

Die Analyse der Radok-Sedimentkerne zeigt, dass Kern Lz1007 mit seinem geringen Plagioklas-Anteil und hohem Quarz-Gehalt eher den Beaver-Sedimenten ähnelt und die Kerne Lz1010 und Lz1012 sich eher den Terrasovoje-Sedimenten zuordnen lassen.

Die Mineralogie der untersuchten Gesteinsproben untermauert die beschriebenen Charakteristika mit Quarz-ärmeren, Plagioklas- und Pyroxen-reichen kristallinen Gesteinen im Terrasovoje-See und Quarz-reichen Sandsteinen im Beaver-See (Abb. 30).

Tab. 18: Durchschnittliche Mineralanteile (Mittelwerte mit Standardabweichung) der Sedimentkerne aus den Seen der Amery-Oase.

See	Kern	Qz (%)	Plag (%)	KF (%)	Fsp (%)	Amph (%)	Px (%)	10 Å (%)	7 Å (%)
Beaver	Lz1013	68 ± 13	2 ± 2	11 ± 3	13 ± 4	0 ± 0	5 ± 3	7 ± 6	7 ± 5
Radok	Lz1007	70 ± 8	5 ± 2	13 ± 6	18 ± 7	1 ± 1	6 ± 2	3 ± 2	3 ± 2
Radok	Lz1010	60 ± 6	12 ± 5	15 ± 4	27 ± 5	2 ± 1	7 ± 3	2 ± 1	3 ± 2
Radok	Lz1012	46 ± 7	15 ± 3	22 ± 10	37 ± 12	1 ± 1	5 ± 3	5 ± 2	7 ± 3
Terrasovoje	Lz1005	39 ± 5	24 ± 3	14 ± 3	38 ± 6	2 ± 1	16 ± 5	3 ± 2	2 ± 2

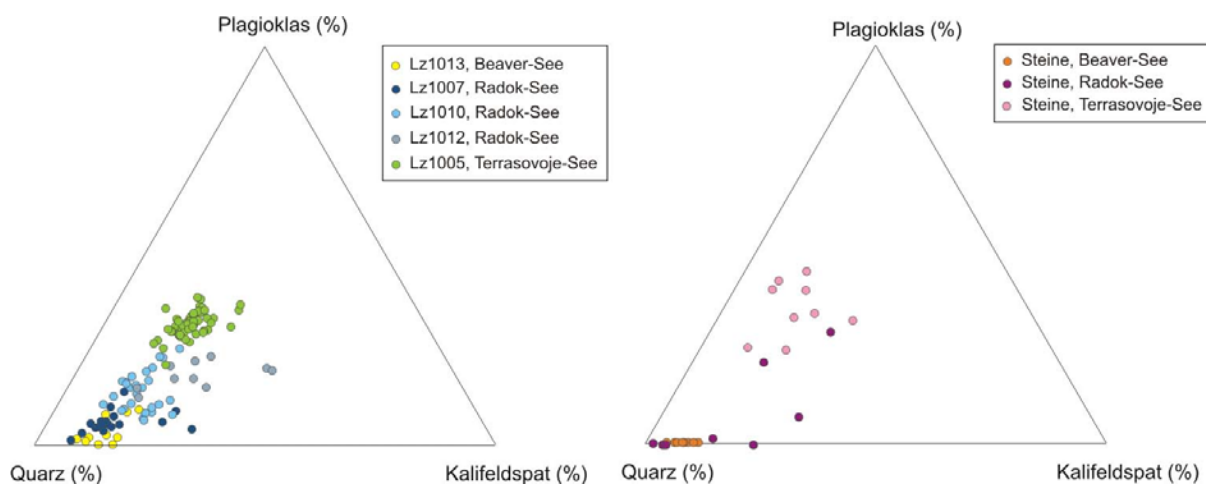


Abb. 30: Ternäre Diagramme mit den Endgliedern Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat zur mineralogischen Charakterisierung der Sedimente (linke Seite) und Gesteinsproben (rechte Seite) aus dem Beaver-, Radok- und Terrasovoje-See.

6.2.4 Mineralogie der Tonfraktion

Insgesamt wurde an 160 Sedimentproben die mineralogische Zusammensetzung der Tonfraktion (< 2 µm) mittels der Röntgenfraktometrie analysiert (Tab. A15-A19), um Hinweise auf die Liefergebiete der Sedimente und mögliche Änderungen im Einzugsgebiet zu bekommen. In Abb. 31 - Abb. 35 sind die relativen prozentualen Anteile der vier Tonmineralgruppen Smektit (Sm), Illit, Kaolinit (Kao) und Chlorit (Chl) gegen die Kerntiefe aufgetragen. Daneben wurden die Anteile von Quarz zu Feldspat (Qz/Fsp) in der Tonfraktion und die Intensitätsverhältnisse der beiden Hauptbeugungsreflexe von Illit (5Å/10Å) zueinander aufgetragen. Letzteres lässt Rückschlüsse auf die chemische Zusammensetzung dieser Mineralgruppe zu, denn nach Esquevin (1969) stehen hohe 5Å/10Å-Verhältnisse mit Werten > 0,4 für Aluminium (Al) -reiche Illite und Werte < 0,15 für Magnesium (Mg) - und Eisen (Fe) -reiche Illite. In den jeweiligen Diagrammen wurden Referenzlinien bei 0,15 und 0,4 eingezeichnet.

6.2.4.1 Mineralogie der Tonfraktion, Beaver-See-Sedimente

Das auffälligste Merkmal der tonmineralogischen Zusammensetzung der Sedimente von Kern Lz1013 ist das Fehlen von Smektit. Der Kaolinitgehalt liegt dagegen im gesamten Kern auf sehr hohem Niveau zwischen 57% und 88%, wobei die Gehalte im unteren Kernabschnitt (AE 2) durchschnittlich leicht höher sind (Abb. 31, Tab. 19). Die Qz/Fsp-Kurve weist relativ konstante Verhältnisse in AE 1 und einen Anstieg der Werte in AE 2 auf. Die 5Å/10Å-Beugungsreflexverhältnisse zeigen Al-reiche Illite an.

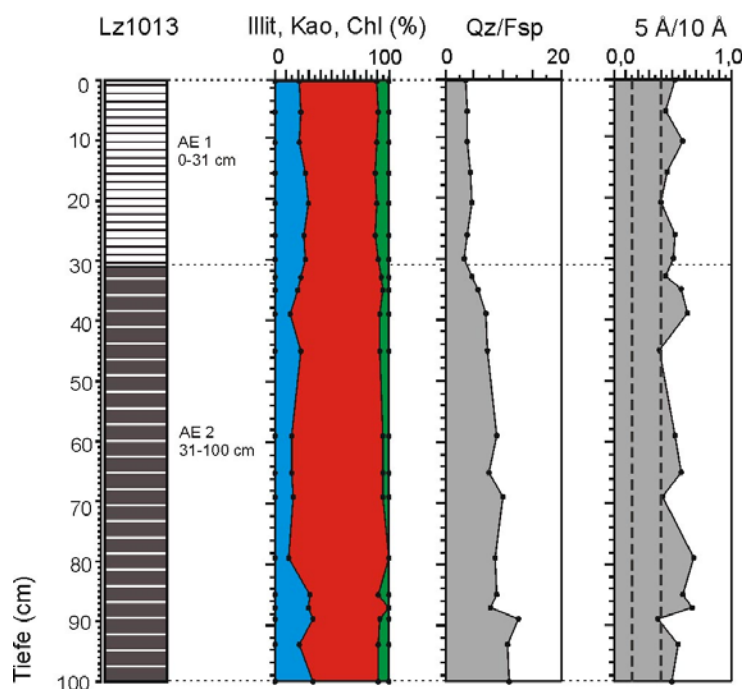


Abb. 31: Mineralogische Zusammensetzung der Tonfraktion in den Sedimenten von Kern Lz1013, Beaver-See.

Tab. 19: Durchschnittliche Zusammensetzung der Tonfraktion in den Ablagerungseinheiten von Sedimentkern Lz1013, Beaver-See.

Kern	Tiefe (cm)	AE	Smektit (%)	Illit (%)	Kaolinit (%)	Chlorit (%)	Qz/Fsp	5 Å/10 Å
Lz1013	0-31		0 ± 0	25 ± 3	65 ± 3	10 ± 1	3,9	0,5
Lz1013	31-100		0 ± 0	22 ± 8	72 ± 9	6 ± 3	8,6	0,53

6.2.4.2 Mineralogie der Tonfraktion, Radok-See-Sedimente

Die Zusammensetzung der Tonmineralgruppen in Kern Lz1007 zeigt nahezu keine Variationen mit der Tiefe (Tab. 20, Abb. 32). Kaolinit ist mit 49-65% Hauptbestandteil, gefolgt von den Mineralen der Illit-Gruppe mit 26-43%. Smektit ist nur akzessorisch vorhanden und auf die obere Ablagerungseinheit begrenzt, während Chlorit in beiden Kernabschnitten durchschnittlich 8% zur Tonfraktion beisteuert. Das Qz/Fsp-Verhältnis liegt zwischen 2,1 und 7,0, das 5Å/10Å-Verhältnis zwischen 0,36 und 0,64. Dies bedeutet, dass in den Sedimenten Quarz gegenüber Feldspat vorrangig ist und Al-reiche Illite gegenüber Mg- und Fe-reichen Illiten dominieren.

In Kern Lz1010 weisen die Tonminerale ebenfalls nur geringe Schwankungsbreiten auf, dagegen zeigen die Qz/Fsp- und 5Å/10Å-Verhältnisse differenzierte Kurvenverläufe mit den niedrigsten Werten in AE 2 (Tab. 21, Abb. 33).

Die Schwankungen in der Tonmineralzusammensetzung von Kern Lz1012 sind ebenso moderat wie in den anderen beiden Radok-Kernen (Tab. 22, Abb. 34). Die Qz/Fsp-Verhältnisse bewegen sich zwischen den Werten 2,7 und 6,3, die 5Å/10Å-Verhältnisse zwischen 0,27 und 0,5.

Tab. 20: Durchschnittliche Zusammensetzung (Mittelwerte und Standardabweichung) der Tonfraktion in den Ablagerungseinheiten von Sedimentkern Lz1007, Radok-See.

Kern	Tiefe (cm)	AE	Smektit (%)	Illit (%)	Kaolinit (%)	Chlorit (%)	Qz/Fsp	5 Å/10 Å
Lz1007	0-60	AE 1	1 ± 1	37 ± 3	54 ± 3	8 ± 1	4,3	0,43
Lz1007	60-202	AE 2	0 ± 0	32 ± 3	60 ± 4	8 ± 1	5,5	0,54

Tab. 21: Durchschnittliche Zusammensetzung (Mittelwerte und Standardabweichung) der Tonfraktion in den Ablagerungseinheiten von Sedimentkern Lz1010, Radok-See.

Kern	Tiefe (cm)	AE	Smektit (%)	Illit (%)	Kaolinit (%)	Chlorit (%)	Qz/Fsp	5 Å/10 Å
Lz1010	0-51	AE 1	3 ± 2	42 ± 4	45 ± 4	9 ± 1	4,0	0,4
Lz1010	51-170	AE 2	3 ± 1	39 ± 2	49 ± 2	9 ± 2	2,7	0,33
Lz1010	170-524	AE 3	1 ± 1	37 ± 2	51 ± 3	11 ± 2	4,8	0,4
Lz1010	524-586	AE 4	2 ± 0	38 ± 1	51 ± 1	10 ± 0	4,9	0,36

Tab. 22: Durchschnittliche Zusammensetzung (Mittelwerte und Standardabweichung) der Tonfraktion in den Ablagerungseinheiten von Sedimentkern Lz1012, Radok-See.

Kern	Tiefe (cm)	AE	Smektit (%)	Illit (%)	Kaolinit (%)	Chlorit (%)	Qz/Fsp	5 Å/10 Å
Lz1012	0-15	AE 1	4 ± 1	38 ± 2	48 ± 4	10 ± 1	3,6	0,38
Lz1012	15-21	AE 2	4 ± 1	36 ± 2	48 ± 3	12 ± 2	4,2	0,36
Lz1012	21-25	AE 3	5 ± 1	39 ± 3	47 ± 3	9 ± 1	3,1	0,34

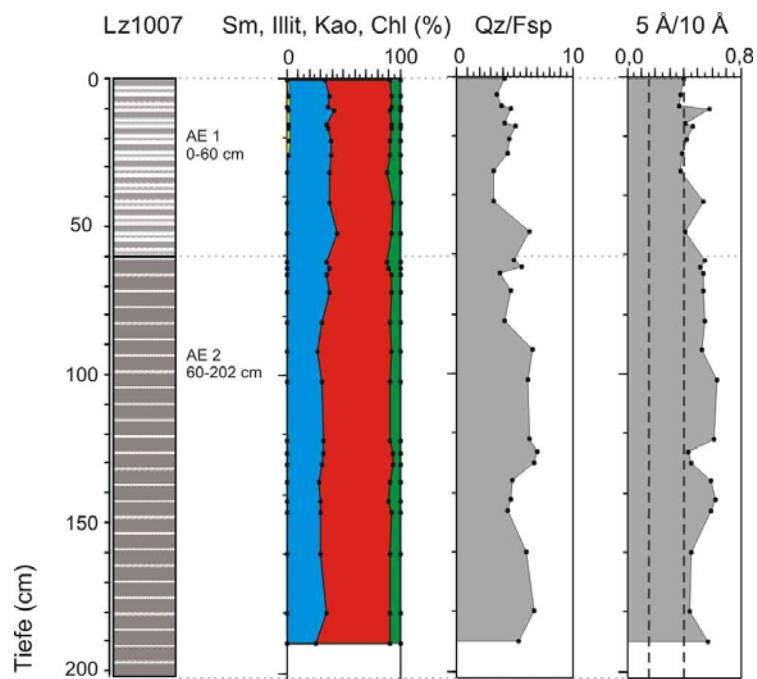


Abb. 32: Mineralogische Zusammensetzung der Tonfraktion in den Sedimenten von Kern Lz1007, Radok-See.

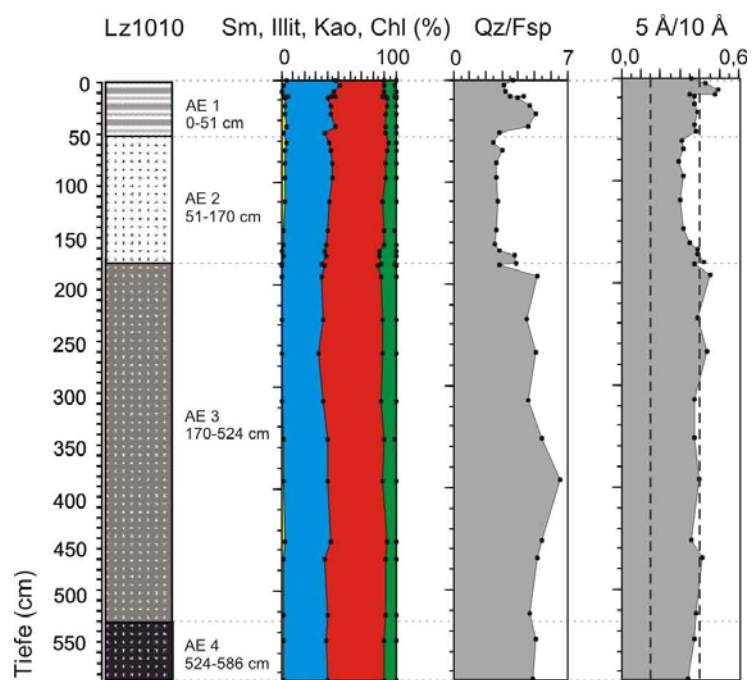


Abb. 33: Mineralogische Zusammensetzung der Tonfraktion in den Sedimenten von Kern Lz1010, Radok-See.

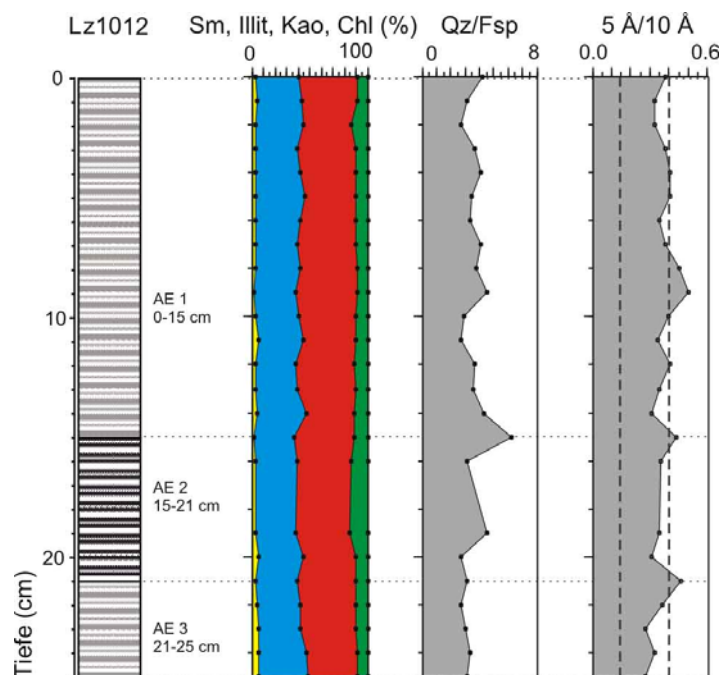


Abb. 34: Mineralogische Zusammensetzung der Tonfraktion in den Sedimenten von Kern Lz1012, Radok-See.

6.2.4.3 Mineralogie der Tonfraktion, Terrasovoje-See-Sedimente

Die Tonmineralverteilung in den Sedimenten des Terrasovoje-Sees wird von Illit und Smektit dominiert (Tab. 23). Im Profil lässt sich eine deutliche Zweigliederung des Kerns in Smektit-ärmere, Illit- und Kaolinit-reichere biogene Sedimente (AE 1, AE 2) und Smektit-reiche, Illit- und Kaolinit-ärmere klastische Sedimente (AE 3, AE 4) erkennen (Abb. 35). Dagegen bleiben die Chlorit-Gehalte und Qz/Fsp-Verhältnisse über die Kerntiefe vergleichsweise konstant. Das Verhältnis der 5Å- zu 10Å-Reflexe liegt durchschnittlich bei 0,15 und steht somit für eine Vorherrschaft von Mg- und Fe-reichen Illiten. Nur im oberen Kernabschnitt (AE 1) werden höhere Werte von bis zu 0,35 erreicht, die auf höhere Anteile von Al-reichen Illiten hindeuten.

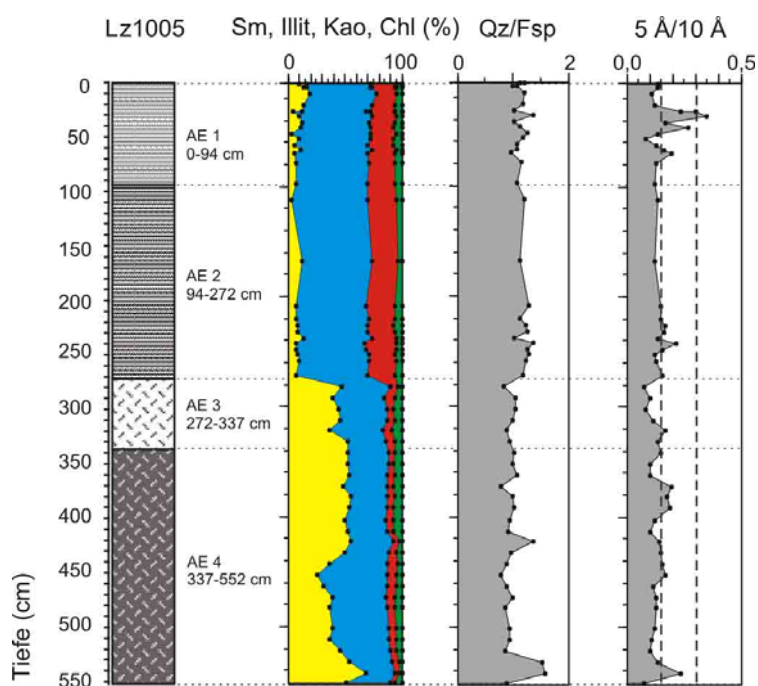


Abb. 35: Mineralogische Zusammensetzung der Tonfraktion in den Sedimenten von Kern Lz1005, Terrasovoje-See.

Tab. 23: Durchschnittliche Zusammensetzung (Mittelwerte und Standardabweichung) der Tonfraktion in den Ablagerungseinheiten von Sedimentkern Lz1005, Terrasovoje-See.

Kern	Tiefe (cm)	AE	Smektit (%)	Illit (%)	Kaolinit (%)	Chlorit (%)	Qz/Fsp	5 Å/10 Å
Lz1005	0-94	AE 1	11 ± 4	62 ± 3	22 ± 2	6 ± 1	1,1	0,17
Lz1005	94-272	AE 2	8 ± 3	62 ± 2	24 ± 2	6 ± 1	1,2	0,15
Lz1005	272-337	AE 3	44 ± 6	42 ± 5	7 ± 1	6 ± 2	1,0	0,12
Lz1005	337-552	AE 4	47 ± 10	41 ± 9	6 ± 1	5 ± 2	1,0	0,14

6.2.4.4 Vergleich der tonmineralogischen Zusammensetzung der Sedimentkerne

Analog zur gesamtmineralogischen Zusammensetzung sind die Variationen in der Tonmineralzusammensetzung innerhalb der einzelnen Sedimentkerne gering. Eine Ausnahme ist Kern Lz1005, der aufgrund seiner Zweigliederung heraussticht. Die Unterschiede zwischen den einzelnen Kernen, sind - je nach räumlicher Position - dagegen deutlich. Betrachtet man die durchschnittliche Tonmineralverteilung in den Sedimentkernen der drei Seen, fällt besonders die Illit-Dominanz im Terrasovoje-Sees gegenüber der Kaolinit-Dominanz im Beaver- und Radok-See auf (Tab. 24). Die Kerne vom Beaver- und Radok-See gleichen sich zusätzlich in ihren gegenüber Smektit höheren Chlorit-Gehalten, während in den Sedimenten des Terrasovoje-Sees der Smektit-Anteil deutlich über dem Chlorit-Anteil liegt. Dieses Muster wird auch bei der Betrachtung der Seesedimentoberflächenproben deutlich (Abb. 36, Tab. 25). Die Illit-Peakflächenverhältnisse in den Sedimentkernen lassen auf Al-reiche Illite im Beaver-See, einer Tendenz zu Al-reichen Illiten im Radok-See und auf die Dominanz von Mg- und Fe-reichen Illiten im Terrasovoje-See schließen.

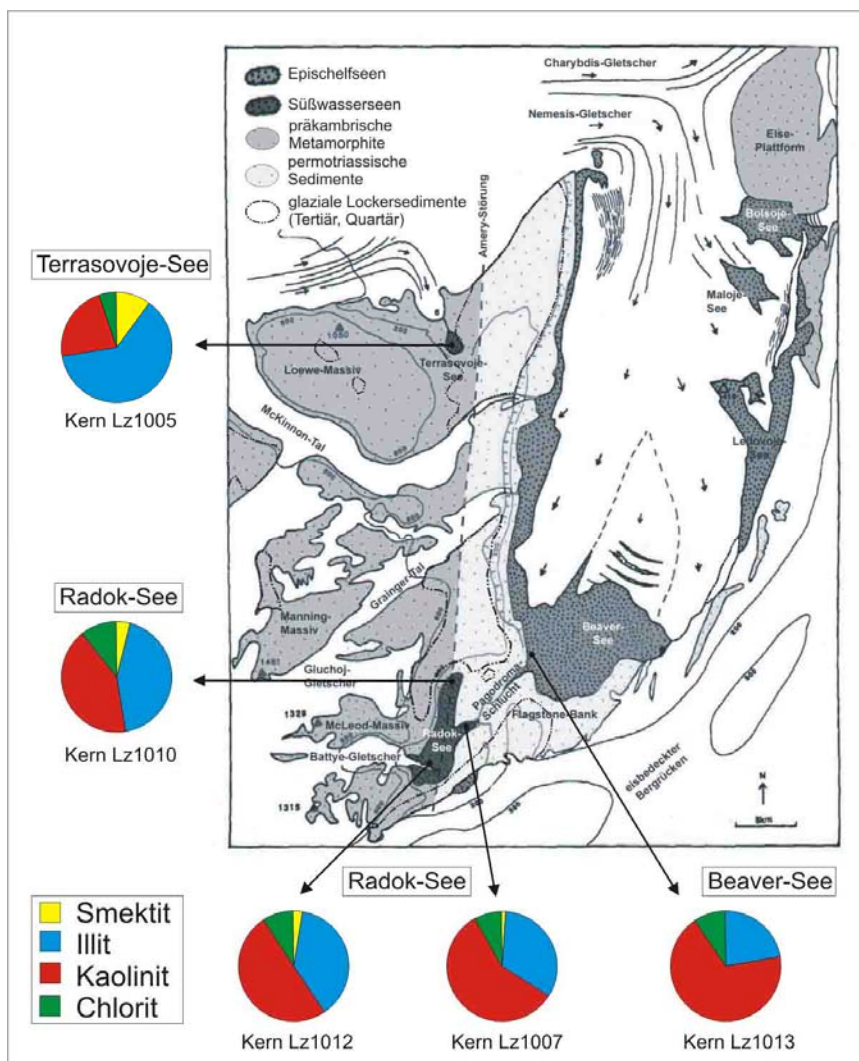


Abb. 36: Verteilungskarte der Tonmineralgesellschaftungen in den Oberflächensedimenten.

Tab. 24: Durchschnittliche Tonmineralzusammensetzung der Sedimentkerne aus den Seen Beaver (Lz1013), Radok (Lz1007, Lz1010, Lz1012) und Terrasovoje (Lz1005).

See	Kern	Smektit (%)	Illit (%)	Kaolinit (%)	Chlorit (%)
Beaver	Lz1013	0 ± 0	23 ± 7	69 ± 8	7 ± 3
Radok	Lz1007	1 ± 1	34 ± 4	57 ± 5	8 ± 1
Radok	Lz1010	2 ± 1	39 ± 3	49 ± 4	10 ± 2
Radok	Lz1012	4 ± 1	38 ± 2	48 ± 3	10 ± 2
Terrasovoje	Lz1005	27 ± 20	52 ± 12	15 ± 8	5 ± 1

Tab. 25: Tonmineralzusammensetzung der Oberflächenproben aus den Seen Beaver (Lz1013), Radok (Lz1007, Lz1010, Lz1012) und Terrasovoje (Lz1005).

See	Kern	Smektit (%)	Illit (%)	Kaolinit (%)	Chlorit (%)
Beaver	Lz1013	0	22	68	10
Radok	Lz1007	1	33	58	8
Radok	Lz1010	4	43	42	11
Radok	Lz1012	3	38	50	9
Terrasovoje	Lz1005	10	62	23	5

6.2.5 Anorganische Geochemie

Die Haupt- und Spurenelementzusammensetzung wurde an insgesamt 75 Gesamtsedimentproben der Kerne Lz1013, Lz1007, Lz1010, Lz1012 und Lz1005 analysiert (Tab. A20-A24). Die Darstellung der geochemischen Daten gegen die Kerntiefe erfolgte einerseits mit den Hauptelementen in Gewichtsprozent ihrer Oxide und den Spurenelementen in 'parts per million', andererseits mit den auf Aluminium normierten Haupt- und Spurenelementkonzentrationen (Abb. A14-A23). Die Normierung auf Aluminium ist bei der geochemischen Charakterisierung von Sedimenten allgemein üblich, um Verdünnungseffekte durch organisches Material und biogenen Opal zu unterdrücken und Korngrößeneinflüsse zu minimieren (Rachold 1999, Diekmann et al. 2000). Zur Berechnung der Element/Aluminium-Verhältnisse werden die Elementkonzentrationen verwendet, d.h. die Gehalte der Oxide werden mittels Faktoren, die sich aus den Molmassen ergeben, in die Elementkonzentrationen umgerechnet (Heinrichs & Herrmann 1990).

In Kern Lz1005 aus dem Terrasovoje-See ist eine Zweiteilung in der geochemischen Zusammensetzung zu erkennen (Abb. A22), die den lithologischen Wechsel von biogenen Sedimenten (AE1 & AE2) zu klastischen Sedimenten (AE3 & AE4) widerspiegelt. Die Oxide Fe_2O_3 und MgO , sowie die Elemente Cu, Ni, V und Zn sind in den biogenen Sedimenten gegenüber den klastischen Sedimenten angereichert, im Gegensatz dazu übersteigen die Gehalte an CaO , Na_2O , P_2O_5 , TiO_2 , Ba und Sr in den klastischen Sedimenten die der biogenen Sedimente. Dieses Verteilungsmuster bleibt auch nach der Normierung bestehen (Abb. A23). Die normierten Konzentrationen von Kalium (K/Al) und Titan (Ti/Al) sind in den klastischen Sedimenten gegenüber den biogenen Sedimenten deutlich angereichert, während in der Verteilung der Oxide K_2O und TiO_2 dieses Muster wesentlich schwächer ausgebildet ist.

Die Variationen in der geochemischen Zusammensetzung innerhalb der Sedimentkerne Lz1013, Lz1007, Lz1010 und Lz1012 (Abb. A14-A21) sind von geringerer Größenordnung als in Kern Lz1005 (Abb. A22-A23). Um die Verteilungsmuster in Bezug auf die Kerntiefen zu verdeutlichen und die Unterschiede zwischen den Kernen der drei Seen übersichtlich darzustellen, erfolgte eine statistische Bearbeitung der Daten mit Hilfe der Clusteranalyse. Ziel der Clusteranalyse war es, Proben mit ähnlicher geochemischer Zusammensetzung zu Gruppen (Clustern) zusammenzufassen.

Zur Durchführung der Clusteranalyse wurden die Gehalte der Hauptelemente von Oxiden in Elementkonzentrationen (in ppm) umgerechnet, damit die Konzentrationsangaben der Haupt- und Spurenelemente gleiche Dimensionen besitzen (Tab. A25-A29). Anhand des Dendrogramms der Clusteranalyse (Abb. 37) wurden sechs Gruppen (Cluster P-1a, P-1b, P-2a, P-2b, P-3, P4) voneinander unterschieden, deren mittlere geochemische Zusammensetzung in Tab. 26 aufgeführt ist.

Cluster P-1a und P-1b umfassen alle biogenen Sedimente des Terrasovoje-Sees und eine klastische Sedimentprobe des Beaver-Sees. Cluster P-2a setzt sich aus den klastischen Sedimenten des Terrasovoje-Sees zusammen. Die Cluster P-2b, P-3 und P-4 bestehen ausschließlich aus Proben der Seen Radok und Beaver. Die Clusteraufteilung zeigt, dass sich die geochemische Zusammensetzung der Sedimentproben aus dem Terrasovoje-See von denen des Radok- und Beaver-Sees deutlich unterscheidet. Im Folgenden werden die einzelnen Cluster näher charakterisiert.

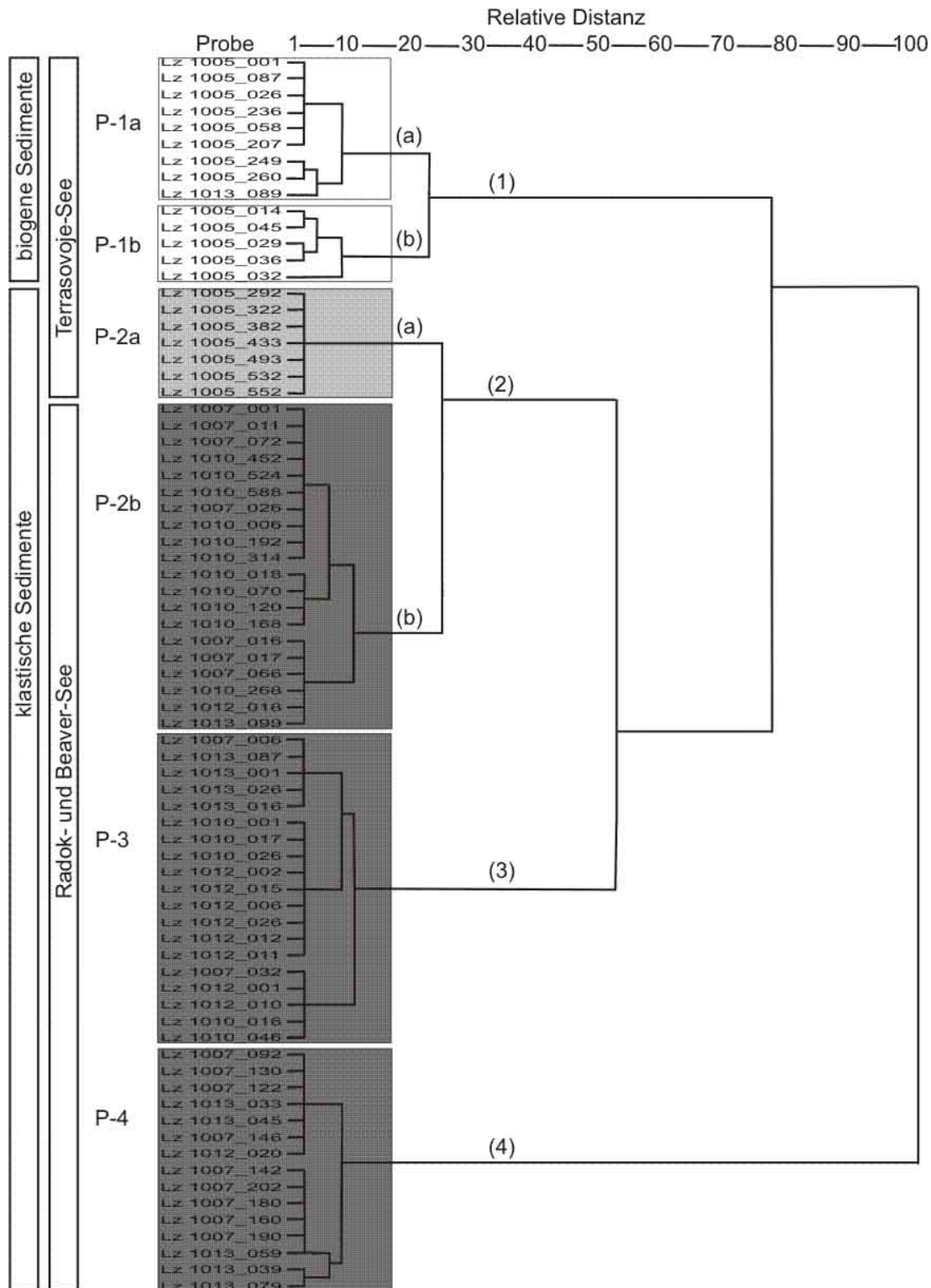


Abb. 37: Dendrogramm der Clusteranalyse (WARD-Methode, Euklidische Distanz). Die Clusteranalyse basiert auf den geochemischen Elementkonzentrationen (in ppm) von 75 Sedimentproben aus den Seen Beaver, Radok und Terrasovoje. Die Zahl hinter der Kernbezeichnung gibt die Kerntiefe (cm) der Proben an.

Tab. 26: Geochemische Charakteristika der einzelnen Cluster mit Standardabweichung (Std.Abw.). Die Hauptelementkonzentrationen (Al, Ca, Fe, K, Mg, Mn, Na, P, Ti) sind in Gew.-% angegeben, die der Spurenelemente (Ba, Cu, Ni, Sr, V, Zn) in ppm. Die Clusteranalyse wurde mit den Elementkonzentrationen in ppm durchgeführt.

		Al	Ca	Fe	K	Mg	Mn	Na	P	Ti	Ba	Cu	Ni	Sr	V	Zn
Cluster P-1a	Mittelwert	7,69	1,02	6,28	2,31	1,68	0,08	1,20	0,08	0,36	728	90	53	146	106	186
	Std.Abw.	1,01	0,55	0,80	0,30	0,49	0,03	0,45	0,02	0,07	101	26	7	30	17	27
Cluster P-1b	Mittelwert	6,24	0,84	9,82	1,90	1,45	0,13	1,09	0,07	0,28	668	77	49	129	94	177
	Std.Abw.	0,92	0,11	1,88	0,28	0,15	0,02	0,11	0,01	0,04	88	10	7	15	17	29
Cluster P-2a	Mittelwert	7,31	1,95	3,37	2,70	0,69	0,08	2,07	0,09	0,44	1108	9	16	223	68	65
	Std.Abw.	0,25	0,36	0,44	0,07	0,06	0,02	0,12	0,01	0,09	49	8	2	11	7	11
Cluster P-2b	Mittelwert	8,57	0,65	3,72	2,93	0,77	0,06	0,76	0,06	0,50	750	37	40	116	95	98
	Std.Abw.	0,55	0,26	0,50	0,15	0,21	0,01	0,34	0,01	0,06	75	9	7	26	12	8
Cluster P-3	Mittelwert	10,67	0,66	4,53	3,10	1,16	0,07	0,66	0,06	0,62	703	50	54	124	127	124
	Std.Abw.	0,68	0,22	0,75	0,15	0,28	0,01	0,17	0,01	0,05	41	13	10	19	9	20
Cluster P-4	Mittelwert	5,37	0,55	2,23	2,30	0,42	0,03	0,36	0,04	0,32	608	12	21	105	53	55
	Std.Abw.	0,94	0,26	0,50	0,35	0,09	0,02	0,19	0,01	0,08	85	9	6	9	16	13

Die Cluster der biogenen Sedimentproben (P-1a, P-1b) grenzen sich sehr deutlich vor allem durch ihre höheren Fe-, Mg-, Mn-, Cu- und Zn-Gehalte und ihre vergleichsweise niedrigen Ti-Gehalte von den übrigen Clustern ab (Tab. 26). Die klastische Sedimentprobe aus dem Beaver-See (Lz1013_089) ist aufgrund ihres relativ hohen Fe-Anteils den ansonsten biogenen Sedimentproben von Cluster P-1a zugeordnet worden. Cluster P-1a kann von Cluster P-1b insbesondere durch niedrigere Fe- und Mn-Gehalte und höhere Mg- und Ti-Gehalte abgetrennt werden. Vergleichsweise hohe Ca-, Na-, Ba- und Sr-Anteile zeichnen Cluster P-2a aus, welches die klastischen Sedimente des Terrasovoje-Sees repräsentiert. Aus Tab. 26 ist weiterhin ersichtlich, dass alle Proben aus dem Terrasovoje-See (P-1a, P-1b, P-2a) höhere Ca-, Na-, Mn- und P-Konzentrationen im Vergleich zu den Proben aus dem Radok- und Beaver-See (P-2b, P-3, P-4) aufweisen.

Von allen Clustern besitzt Cluster P-3 die höchsten Konzentrationen an Al, K, Ti und V, während Cluster P-4 von den niedrigsten Konzentrationen dieser Elemente bestimmt wird. Cluster P-2b weist im Wesentlichen eine Zusammensetzung mit Werten zwischen den Elementkonzentrationen von Cluster P-3 und Cluster P-4 auf.

Bei der Zusammensetzung der aus klastischen Sedimentproben bestehenden Cluster (P-2a, P-2b, P-3, P-4), scheinen sowohl Korngrößengesteuerte, als auch Korngrößenunabhängige geochemische Variationen eine Rolle zu spielen. Generell spiegeln in klastischen Sedimenten hohe Al-Gehalte hohe Anteile an feinkörnigem Material ($< 2 \mu\text{m}$) wider (Pettijohn 1975). Auch in den klastischen Sedimenten der Amery-Oase ist ein Zusammenhang zwischen den Al- und Tongehalten (Feinfraktion $< 2 \mu\text{m}$) zu erkennen, mit besonders guter Korrelation in den einzelnen Sedimentkernen des Radok-Sees (Abb. 38). Zwischen den Kernen gibt es jedoch Unterschiede in den Al/Ton-Verhältnissen und voneinander abweichende Steigungen der einzelnen Korrelationsgeraden, was als Hinweise auf unterschiedliche Sedimentherkunft bzw. verschiedenartige geochemische Zusammensetzungen der Einzugsgebiete der Sedimentkerne gedeutet werden kann.

Deutlich Korngrößenabhängige Variationen zeigen in den klastischen Sedimenten neben Al auch die Elemente Fe, K, Mg, Ti, V, und Zn. In der Reihenfolge P-3 -> P-2b -> P-2a -> P-4 nehmen die Konzentrationen dieser Elemente ab, während die mittleren Korngrößen der Cluster ansteigen (Tab. A30, Abb. A24). Al, Fe, K, Mg, Ti, V und Zn sind demnach in den feinkörnigen Sedimenten angereichert. Die Spurenelemente Cu und Ni zeigen in den Sedimenten des Radok- und Beaver-Sees (Cluster P-2b, P-3, P-4) ebenfalls eine Abnahme mit zunehmender Korngröße (Abb. A24). Korngrößenunabhängig sind dagegen die niedrigen Cu- und Ni-Anteile in den klastischen Sedimenten des Terrasovoje-Sees (Cluster P-2a). Ferner sind die Verteilungen der Elemente Na, Ca, Mn, Ba, Sr und P unabhängig von der Korngröße der Sedimente: Relativ hohe Konzentrationen treten in den klastischen Sedimenten des Terrasovoje-Sees auf (Cluster P-2a), geringere Gehalte dagegen in den Sedimenten des Radok- und Beaver-Sees (Cluster P-2b, P-3, P-4).

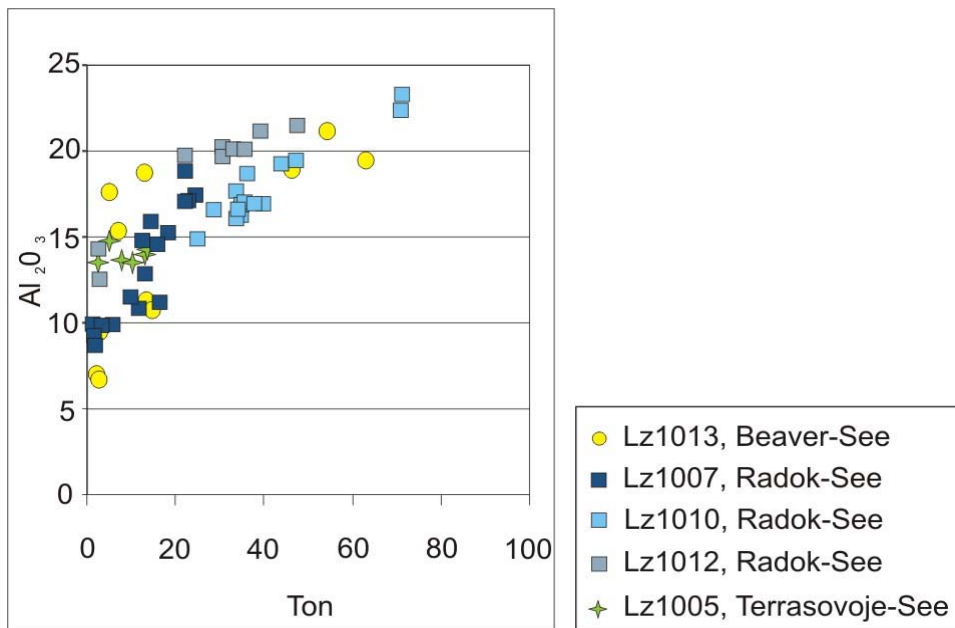


Abb. 38: Korrelation von Aluminium zum Tongehalt (Fraktion < 2 μm) in den klastischen Sedimentproben des Beaver-, Radok- und Terrasovoje-Sees. Besonders gut korrelieren die Al- und Tongehalte in den einzelnen Sedimentkernen des Radok-Sees.

Um die Korngrößenabhängigen Variationen in der geochemischen Zusammensetzung weitgehend zu eliminieren, wurde eine zweite Clusteranalyse mit den Aluminium-normierten Elementkonzentrationen durchgeführt (Abb. 39, Tab. 27). Die Clusteranalyse der Aluminium-normierten Elemente führt zu einer ähnlichen Clusteraufteilung (Abb. 39). Zwei Hauptarme unterteilen das Dendrogramm in die Gruppe der biogenen Cluster (N-1, N-2a, N-2b) mit hohen Fe/Al-, Mg/Al-, Mn/Al-, Cu/Al-, Ni/Al-, V/Al-, Zn/Al- und niedrigen Ti/Al-Verhältnissen und in die der klastischen Clustern (N-3, N-4a, N-4b, N-4c) mit hohen Ti/Al- und niedrigen Fe/Al-Verhältnissen auf (Tab. 27). Anschaulich wird in diesem Dendrogramm, dass die größten Unterschiede in der geochemischen Zusammensetzung zwischen den biogenen und klastischen Sedimentproben bestehen.

Innerhalb der biogenen Cluster sind die Differenzen im Wesentlichen auf die unterschiedlichen Fe/Al-, Mn/Al- und Mg/Al-Verhältnisse zurückzuführen. Die niedrigsten Fe/Al- und Mn/Al-Verhältnisse treten in Cluster N-1 auf. Cluster N-2a und N-2b umfassen insgesamt lediglich 5 Proben, von denen die Proben aus Cluster N-2a höhere Fe/Al- und Mg/Al-Verhältnisse als die Proben aus Cluster N-2b besitzen.

Innerhalb der klastischen Sedimentproben weicht Cluster N-3, welches die Sedimente des Terrasovoje-Sees umfasst, eindeutig von den Clustern des Radok- und Beaver-Sees (N-4a, N-4b, N-4c) ab. Cluster N-3 repräsentiert die höchsten Ca/Al-, Ba/Al-, P/Al- und Sr/Al-Verhältnisse. Dagegen isolieren sich die Cluster N-4a, N-4b, N-4c durch höhere Aluminium-normierte Verhältnisse der Spurenelemente V, Zn, Ni und Cu von Cluster N-3.

Alle Sedimentproben aus dem Terrasovoje-See (N-1, N-2a, N-2b, N-3) grenzen sich durch höhere Ca/Al-, Mn/Al-, Na/Al-, P/Al- von den Proben des Radok- und Beaver-Sees (N-4a, N-4b, N-4c) ab. Innerhalb der klastischen Sedimente aus dem Radok- und Beaver-See ist die Heterogenität der geochemischen Zusammensetzung verhältnismäßig klein. Im Vergleich der mittleren geochemischen Zusammensetzung von Cluster N-4a, N-4b und N-4c, fällt besonders das hohe K/Al-Verhältnis in Cluster N-4c auf, was dieses von N-4a und N-4b abgrenzt. Die Unterschiede zwischen den Clustern N-4a und N-4b liegen vor allem in den höheren Fe/Al- und Mg/Al-Verhältnissen von Cluster N-4b.

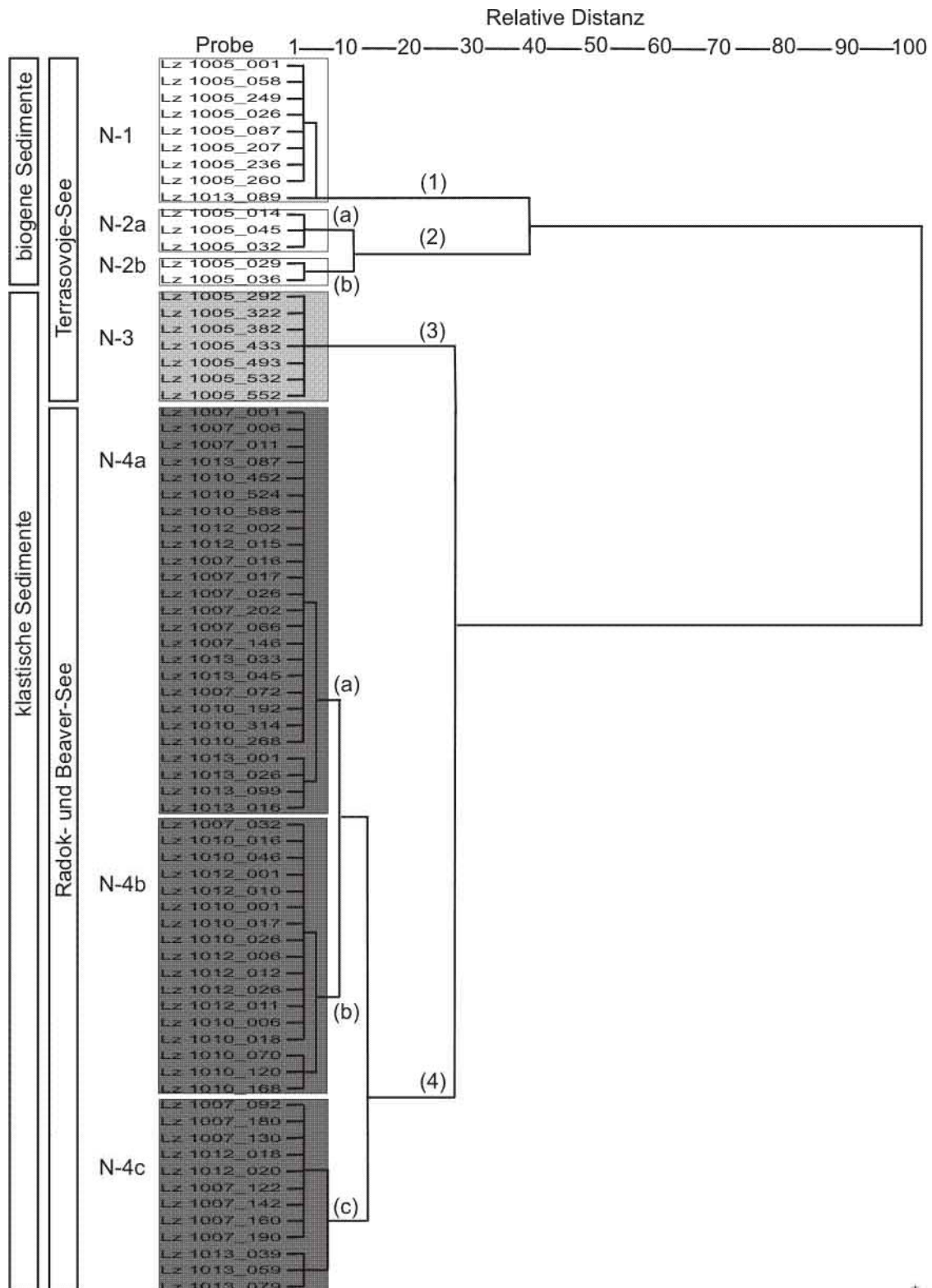


Abb. 39: Dendrogramm der Clusteranalyse (WARD-Methode, Euklidische Distanz). Die Clusteranalyse basiert auf den Aluminium-normierten geochemischen Elementkonzentrationen von 75 Sedimentproben aus den Seen Beaver, Radok und Terrasovoje. Die Zahl hinter der Kernbezeichnung gibt die Kerntiefe (cm) der Proben an. Das Dendrogramm zeigt zwei Hauptarme, durch die die Gruppe der biogenen Sedimente von der Gruppe der klastischen Sedimente getrennt werden.

Tab. 27: Geochemische Charakteristika der einzelnen Cluster mit Standardabweichung (Std.Abw.). Die Mittelwerte der Cluster beziehen sich auf die Aluminium-normierten Elementkonzentrationen ($\cdot 10^3$). Die Cluster N-1, N-2a und N-2b umfassen die biogenen Sedimente aus dem Terrasovoje-See, während sich Cluster N-3 aus den klastischen Sedimenten des Terrasovoje-Sees zusammensetzt. Cluster N-4a, N-4b und N-4c bestehen aus den klastischen Sedimentproben des Beaver- und Radok-Sees.

		Ca/Al	Fe/Al	K/Al	Mg/Al	Mn/Al	Na/Al	P/Al	Ti/Al	Ba/Al	Cu/Al	Ni/Al	Sr/Al	V/Al	Zn/Al
Cluster N-1	Mittelwert	133,0	818,5	300,9	222,8	11,3	160,4	10,7	46,6	9,6	1,2	0,7	1,9	1,4	2,4
	Std.Abw.	60,1	46,2	23,0	65,4	4,8	57,5	2,6	4,3	1,5	0,4	0,1	0,3	0,2	0,4
Cluster N-2a	Mittelwert	141,1	1806,0	304,0	243,6	21,3	180,8	11,6	44,6	10,8	1,3	0,8	2,1	1,5	2,9
	Std.Abw.	41,7	136,0	1,1	11,6	3,4	37,6	3,1	2,7	0,5	0,1	0,1	0,4	0,2	0,2
Cluster N-2b	Mittelwert	130,9	1271,3	304,1	220,5	21,7	170,9	9,6	44,3	10,7	1,1	0,7	2,1	1,5	2,7
	Std.Abw.	11,8	87,3	7,2	12,5	3,2	15,1	0,6	1,3	0,3	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1
Cluster N-3	Mittelwert	266,5	462,1	370,1	93,7	10,9	282,7	12,2	60,9	15,2	0,1	0,2	3,1	0,9	0,9
	Std.Abw.	44,2	64,3	15,8	7,9	2,5	7,1	0,9	13,2	0,9	0,1	0,0	0,1	0,1	0,2
Cluster N-4a	Mittelwert	60,2	397,6	334,6	79,2	6,1	63,2	6,7	59,1	8,7	0,4	0,4	1,5	1,1	1,1
	Std.Abw.	20,4	49,7	36,6	15,5	2,1	22,3	1,3	7,0	1,4	0,1	0,1	0,4	0,1	0,1
Cluster N-4b	Mittelwert	84,7	463,3	303,2	119,8	7,0	84,3	5,9	57,3	6,8	0,5	0,5	1,2	1,2	1,2
	Std.Abw.	25,6	24,6	23,4	15,2	1,0	36,4	1,3	6,7	0,8	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1
Cluster N-4c	Mittelwert	115,6	420,2	452,4	82,4	5,4	73,1	6,2	60,2	11,7	0,2	0,4	2,0	1,0	1,1
	Std.Abw.	87,11	58,34	39,18	25,34	3,61	35,04	2,42	9,77	1,43	0,14	0,06	0,53	0,19	0,17

Zur Illustration und Hervorhebung der geochemischen Variationen innerhalb der einzelnen Sedimentkerne wurde für jede Probe in Abb. 40 bis Abb. 44 die Clusterzugehörigkeit gegen die Kerntiefe aufgetragen (Tab. A25-A29, Tab. A31-A35).

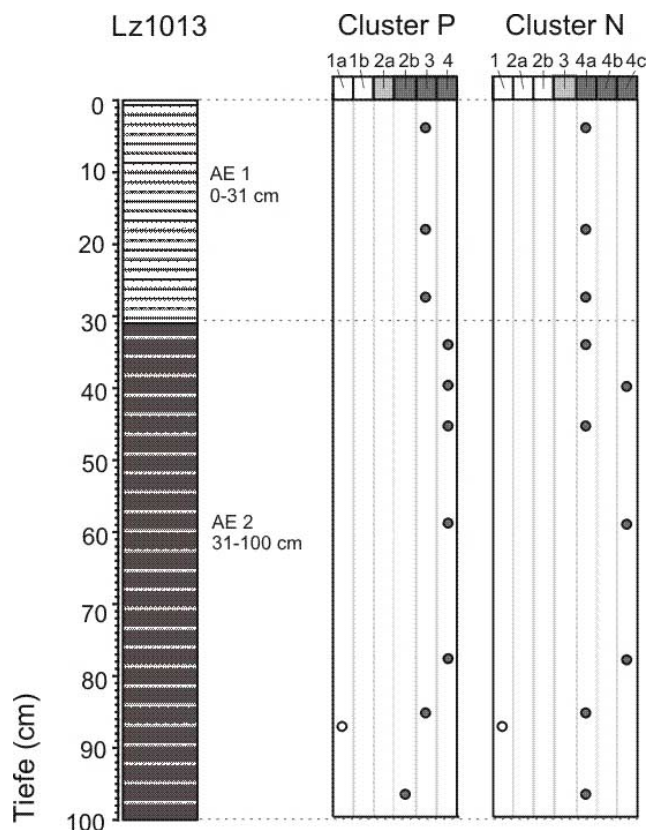


Abb. 40: Kern Lz1013, Beaver-See. Ergebnisse der geochemischen Clusteranalyse aufgetragen gegen die Kerntiefe. Für die Clusteranalyse P bilden die Elementkonzentrationen in ppm die Datengrundlage, die Clusteranalyse N wurde mit den Aluminium-normierten Elementkonzentrationen durchgeführt.

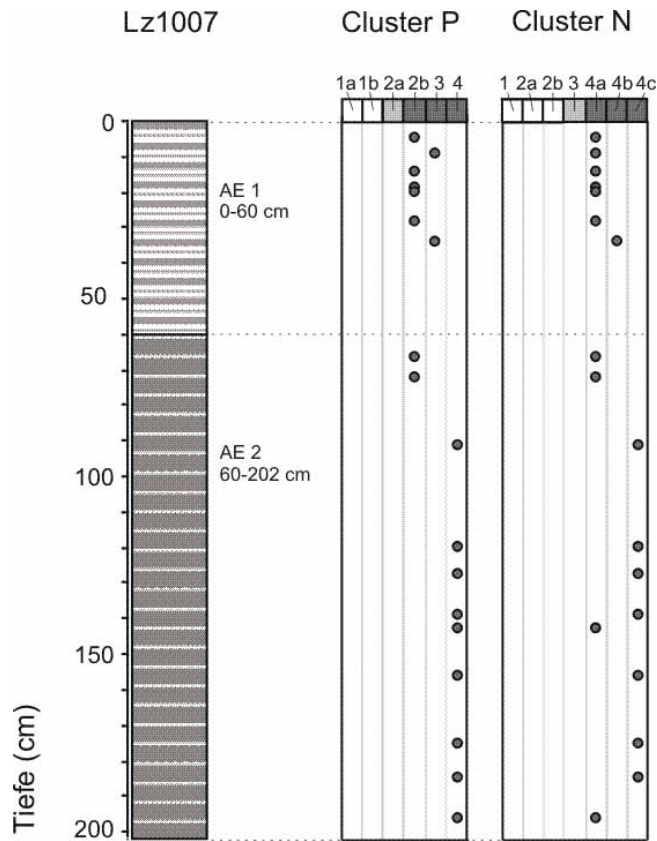


Abb. 41: Kern Lz1007, Radok-See. Ergebnisse der geochemischen Clusteranalyse aufgetragen gegen die Kerntiefe. Für die Clusteranalyse P bilden die Elementkonzentrationen in ppm die Datengrundlage, die Clusteranalyse N wurde mit den Aluminium-normierten Elementkonzentrationen durchgeführt.

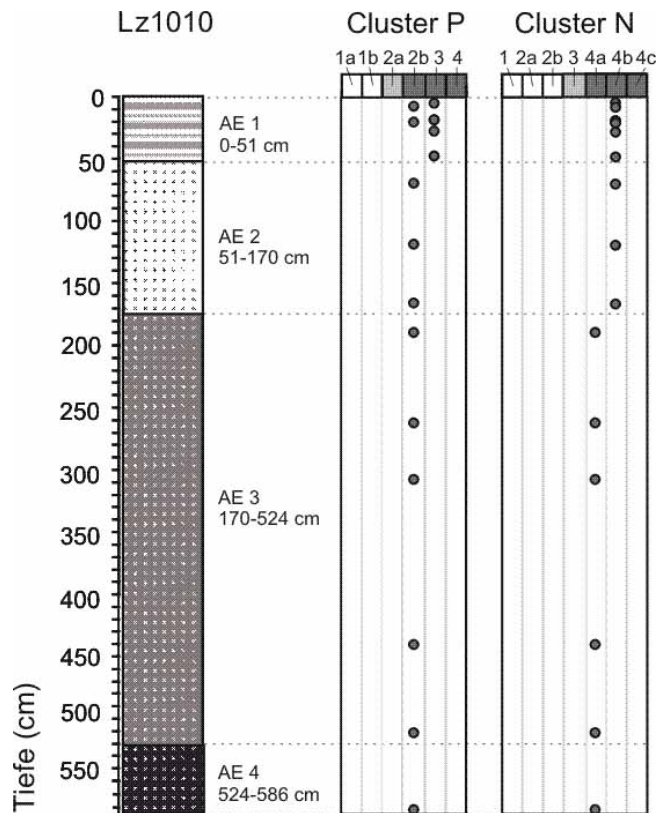


Abb. 42: Kern Lz1010, Radok-See. Ergebnisse der geochemischen Clusteranalyse aufgetragen gegen die Kerntiefe. Für die Clusteranalyse P bilden die Elementkonzentrationen in ppm die Datengrundlage, die Clusteranalyse N wurde mit den Aluminium-normierten Elementkonzentrationen durchgeführt.

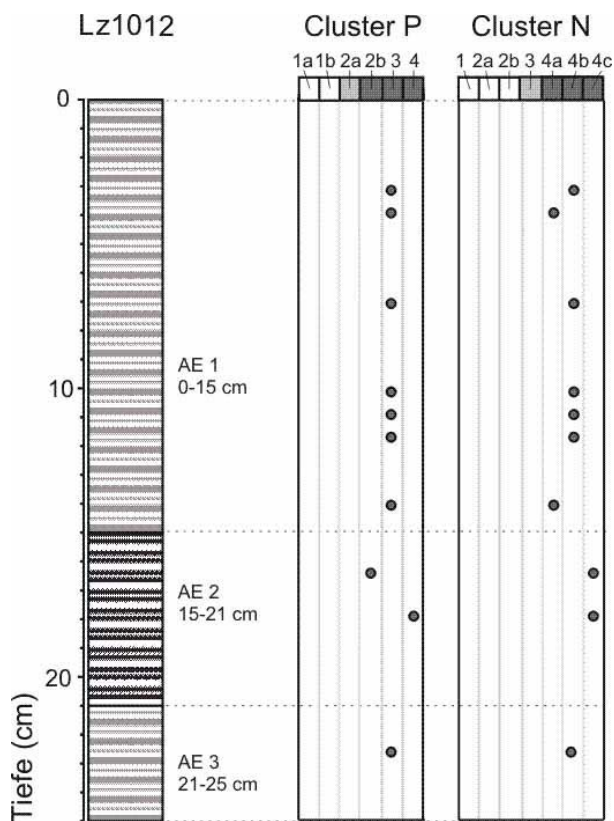


Abb. 43: Kern Lz1012, Radok-See. Ergebnisse der geochemischen Clusteranalyse aufgetragen gegen die Kerntiefe. Für die Clusteranalyse P bilden die Elementkonzentrationen in ppm die Datengrundlage, die Clusteranalyse N wurde mit den Aluminium-normierten Elementkonzentrationen durchgeführt.

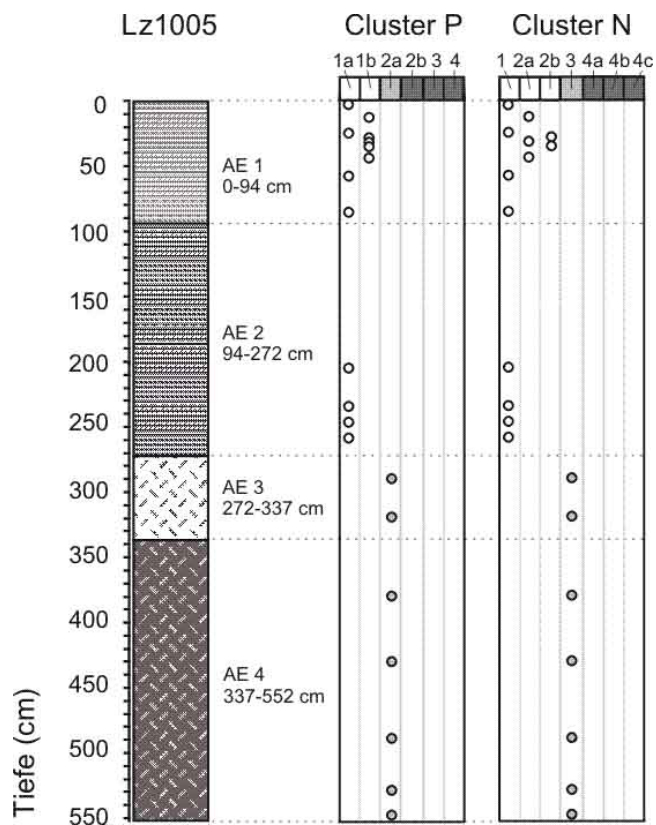


Abb. 44: Kern Lz1005, Terrasovoje-See. Ergebnisse der geochemischen Clusteranalyse aufgetragen gegen die Kerntiefe. Für die Clusteranalyse P bilden die Elementkonzentrationen in ppm die Datengrundlage, die Clusteranalyse N wurde mit den Aluminium-normierten Elementkonzentrationen durchgeführt.

Um die geochemischen Charakteristika der Sedimente aus der Amery-Oase zu verdeutlichen, wurden die Element/Aluminium-Verhältnisse der einzelnen Cluster mit den Element/Aluminium-Verhältnissen der Oberen Kontinentalen Kruste (Tab. A36) in Beziehung gesetzt. Daraus errechnen sich für jedes Element Elementanreicherungsfaktoren (Tab. A37) gegenüber der Krustenzusammensetzung, die in Abb. 45 graphisch dargestellt wurden.

Die Cluster der klastischen Sedimente aus den drei Seen (N-3, N-4a, N-4b, N-4c) weisen weitgehend eine geochemische Zusammensetzung auf, die der Oberen Kontinentalen Kruste ähnlich ist. Deutlichere Unterschiede zur Oberen Kontinentalen Krustenzusammensetzung treten in den biogenen Clustern (N-1, N-2a, N-2b) mit hohen Anreicherungsfaktoren für die Hauptelemente Fe und Mn und die Spurenelemente Cu, Ni und Zn auf. Vor allem in Cluster N-2a und N-2b, welche die obersten 50 cm der biogenen Sedimentabfolge repräsentieren (Abb. 44), sind die Fe- und Mn- Anteile mit Anreicherungsfaktoren > 2 stark erhöht.

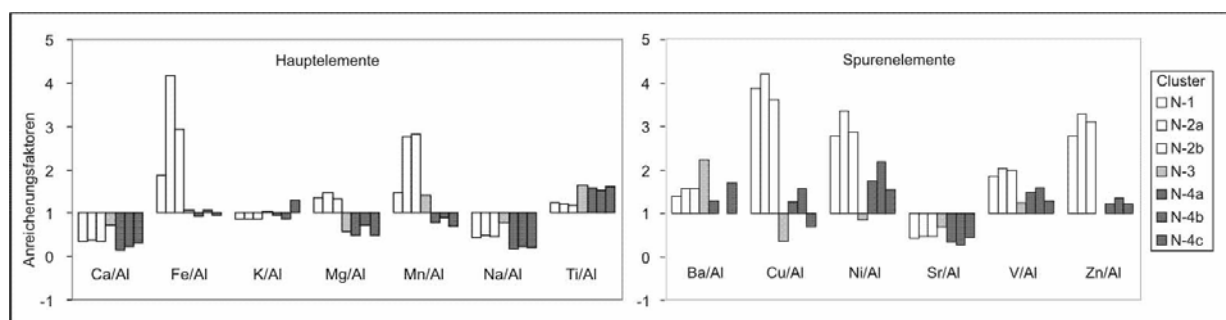


Abb. 45: Anreicherungsfaktoren von Aluminium-normierten Elementen in den einzelnen Clustern, bezogen auf die Aluminium-normierte Elementverteilung der Oberen Kontinentalen Kruste (Taylor & McLennan 1985).

6.2.6 Biogene Sedimente im Terrasovoje-See

Der Kernabschnitt 0-272 cm (AE 1, AE 2) des Kerns Lz1005 aus dem Terrasovoje-See besteht aus organikreichen laminierten Sedimenten mit einer weichen Konsistenz. In den oberen 50 cm dieser Sedimentabfolge befinden sich zusätzlich Lagen, die reich an Wassermoosresten sind, sowie Abschnitte, die eine peloidale Internstruktur zeigen.

Die Aufgliederung der biogenen Sedimente des Terrasovoje-Sees in zwei Ablagerungseinheiten basiert lediglich auf Farbunterschieden, die bei der makroskopischen Kernbeschreibung beobachtet wurden. Während AE 1 durch verschiedene Grün-Töne gekennzeichnet ist, wies AE 2 eine schwarze Farbe auf, die jedoch nach kurzer Zeit durch Oxidationsprozesse verschwand, so dass die Laminiierung dieses Kernabschnitts ebenfalls deutlich sichtbar wurde. Nach der Oxidation der Sedimente konnten keine lithologischen Abweichungen an der Grenze der beiden Ablagerungseinheiten festgestellt werden und keine der vorgenommenen Analysen weist auf Unterschiede in den Zusammensetzungen hin. Bei der Kernöffnung wiesen beide Ablagerungseinheiten einen H₂S-Geruch auf, wobei der faulige Geruch bei AE 2 intensiver erschien.

Bisher lagen die Ergebnisse der Diatomeenanalysen (Cremer et al. 2004) und die Untersuchungen zum Kohlenstoff- (C), Stickstoff- (N) und Schwefelgehalt (S) (Wagner et al. 2004) der organikreichen Sedimente aus dem Terrasovoje-See vor. Neue und ergänzende Informationen liefern nun die Ergebnisse der $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Isotopen-Messungen, die Daten der Rock-Eval-Pyrolyse, die Mikrofaziesanalyse und die EDXRF-Geoscaner-Messungen.

6.2.6.1 Biogeochemie (C, N, S), Isotopengeochemie ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$), Diatomeen

In Abb. 46 sind die am Gesamtsediment gemessenen Gehalte an C, N und S, die C/N- und C/S-Verhältnisse, die $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Isotopen-Werte und die Diatomeen-Anzahl gegen die Kerntiefe aufgetragen

(Tab. A38). In der vorliegenden Arbeit stellen die Bezeichnungen C, N und S die Gesamtgehalte an Kohlenstoff, Stickstoff und Schwefel dar. Die Gehalte an Gesamtkohlenstoff entsprechen in diesen biogenen Sedimenten den Gehalten an organischem Kohlenstoff (C_{org}), d.h. der Karbonatanteil ist unerheblich (Wagner et al. 2004). Die röntgendiffraktometrischen Untersuchungen bestätigen ebenfalls, dass in den biogenen Sedimenten keine karbonatischen Minerale vorhanden sind.

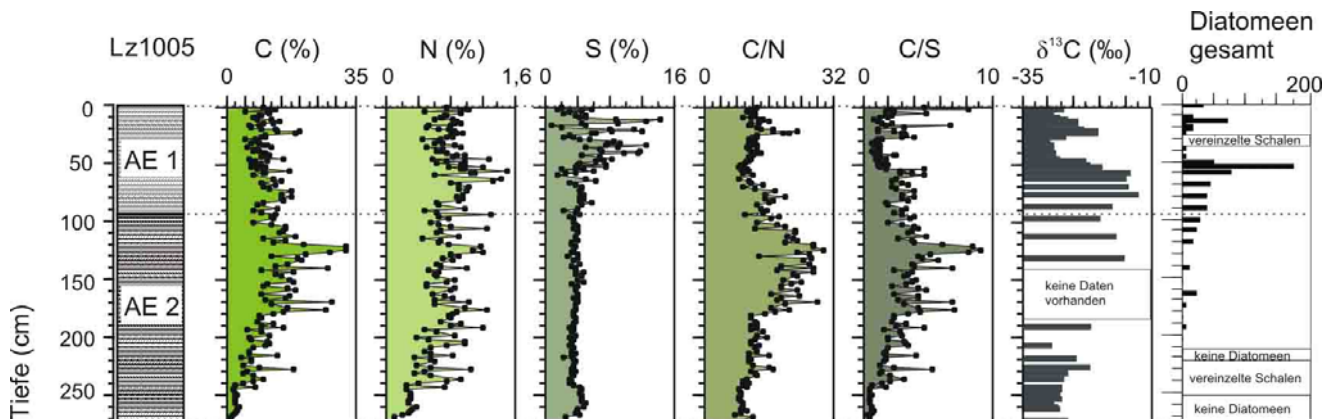


Abb. 46: Biogeochemische Parameter, isotopengeochemische Parameter und Anzahl der Diatomeen in den organikreichen Sedimenten (AE 1, AE 2) des Terrasovoje-Sees. Die biogeochemischen Messungen (C, N, S) stammen aus Wagner et al. (2004), die Diatomeen-Daten aus Cremer et al. (2004).
C = Gesamtkohlenstoff, entspricht in diesen Sedimenten C_{org} (= Gehalt an organischem Kohlenstoff)
N = Gesamtstickstoff, S = Gesamtschwefel; C/N- und C/S-Verhältnisse = Massenverhältnisse
Diatomeen gesamt = Valven $\cdot 10^6$ /g Trockensediment

Der mittlere C-Anteil der Sedimente beträgt 11,3%, während die mittleren Gehalte an N bei 0,8% und die von S bei 4,8% liegen (Tab. A39). Auffallend sind vor allem starke Schwankungen der C-Gehalte von einer Probe zur nächsten von teils über 10%. Auch die N-Kurve zeigt derartige Schwankungen, jedoch liegen diese in einer Größenordnung von weniger als 1%. Fluktuationen der S-Gehalte von bis zu 5% sind in den obersten 60 cm der Sedimentabfolge zu beobachten, während in den darunterfolgenden Sedimenten die Gehalte nahezu konstante Werte von 3-5% zeigen. Die oben beschriebenen Fluktuationen der C-, N-, S-Gehalte sind vornehmlich auf die Lamination und die damit im Zusammenhang stehenden Schwankungen im Organik- und feinklastischen Sedimentgehalt zurückzuführen. Bei der Probennahme mussten aufgrund der geringen Mächtigkeit der Laminae in der Regel mehrere Einzellagen zu einer Probe zusammengefasst werden. Trotz dieser Schwankungen von Probe zu Probe sind sehr deutliche Trends in der Sedimentabfolge zu erkennen. Allgemein steigen die C-Gehalte von durchschnittlich 10,8% in AE 1 auf hohe Mittelwerte von 16,9% in der Tiefe von 94-180 cm an, in welcher sie in einzelnen Proben Werte von über 30% (maximal 32,6%) erreichen. Zwischen 180-245 cm Kerntiefe betragen die mittleren C-Gehalte 9%; an der Basis von AE 2, in 245-272 cm Kerntiefe, gehen sie auf durchschnittlich 3% zurück. Die C/N-Kurve beschreibt einen ähnlichen Verlauf wie die C-Kurve, weil die N-Anteile im Vergleich zu den C-Gehalten gering sind. Einen differenzierten Verlauf mit mehreren Maxima in AE 1 und AE 2 zeigt die C/S-Kurve.

Die stabilen Isotopenverhältnisse des organischen Kohlenstoffs ($\delta^{13}C_{org}$) in den Gesamtsedimentproben reichen von -31,2‰ bis zu -12,5‰, im Durchschnitt betragen sie -25‰. Besonders hoch sind die Werte im Kernabschnitt von 58-134 cm Tiefe, im Mittel betragen sie dort -15,7‰. Da die $\delta^{13}C_{org}$ -Analysen nachträglich durchgeführt worden sind, wurde der Probenabstand an dem Altersmodell orientiert. Aus diesem Grunde wurden im Kernabschnitt von 140-180 cm Tiefe, der durch hohe Sedimentationsraten gekennzeichnet ist, keine $\delta^{13}C_{org}$ -Messungen durchgeführt.

Die höchste Anzahl an Diatomeen ist auf die obere Ablagerungseinheit (AE 1) des Kerns konzentriert. Unterhalb von 210 cm Kerntiefe kommen keine oder lediglich vereinzelte Diatomeenschalen vor. Die Verteilung der häufigsten Diatomeen-Taxa ist in Abb. A25 dargestellt. Insgesamt konnten in den

Sedimenten des Terrasovoje-Sees 32 benthische Taxa unterschieden werden, planktische Taxa kommen nicht vor (Cremer et al. 2004). Die Oberflächensedimente werden von *Amphora veneta*, *Craticula cf. molesta* und *Diademsis* spp. dominiert. *Amphora veneta* und *Craticula cf. molesta* sind sowohl in AE 1, als auch in AE 2 in großer Anzahl vorhanden, während *Diademsis* spp. auf die obersten 42 cm der Sedimentabfolge beschränkt sind (Tab. A41).

6.2.6.2 Rock-Eval-Pyrolyse

Um Hinweise auf die Zusammensetzung der organischen Substanz zu bekommen, wurden acht Proben aus verschiedenen Kerntiefen (Tab. A40) der biogenen Sedimentabfolge des Terrasovoje-Sees mittels der Rock-Eval-Pyrolyse analysiert, und die Ergebnisse in das van Krevelen-Diagramm eingetragen (Abb. 47).

Grundsätzlich kann organisches Material mit Hilfe der Rock-Eval-Pyrolyse drei verschiedenen Kerogentypen zugeordnet werden (Tissot & Welte 1984, Meyers & Lallier-Vergès 1999). Typ I, welcher der Liptinit-Gruppe entspricht, ist sehr reich an Wasserstoff und besteht in der Regel aus mikrobieller Biomasse. Typ II, die Exinit-Gruppe, ist wasserstoffärmer und besteht hauptsächlich aus Algen. Demgegenüber zeichnet sich Typ III, die Vitrinit-Gruppe, durch niedrige Wasserstoffgehalte und hohe Sauerstoffgehalte aus und ist typisch für höhere Landpflanzen. Die Rock-Eval-Parameter der analysierten Proben aus dem Terrasovoje See weisen Wasserstoff-Indizes (HI) zwischen 206 und 589 mg HC/g C_{org} und Sauerstoff-Indizes (OI) zwischen 65 und 107 mg CO₂/g C_{org} auf (Tab. A40). Sie umspannen damit den Bereich von Typ I und II (Abb. 47), was bedeutet, dass das organische Material aus dem Terrasovoje-See von Bakterien und Algen aufgebaut wird.

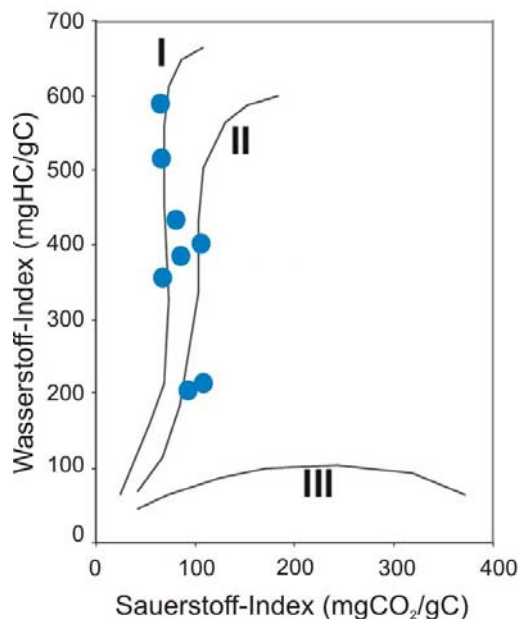


Abb. 47: Die mittels der Rock-Eval-Pyrolyse analysierten biogenen Sedimentproben. Die Werte des Hydrogen-Index sind gegen die des Sauerstoff-Index im van Krevelen-Diagramm aufgetragen.

6.2.6.3 Mikrofazielle Dünnschliffanalyse

Um die Mikrofazies der biogenen Sedimente näher zu charakterisieren und die Genese dieser Abfolgen zu analysieren, wurden Dünnschliffanalysen an Kurzkern Lz1004 (Dünnschliffe von 0-54 cm, AE 1) und an Kern Lz1005 (Dünnschliffe von 150-241 cm, AE 2) durchgeführt (Abb. 48). Kern Lz1004 weist eine Länge von 54 cm auf und korreliert in etwa mit den obersten 54 cm von Kern Lz1005. In den oberen 50 cm der Sedimentabfolge wechseln feinlaminierte Schichten mit Schichten, die reich an

Wassermoosresten sind oder eine peloidale Internstruktur aufweisen ab. Diese drei verschiedenen Mikrofaziestypen (laminierte Algen-Fazies, Wassermoos-Fazies, Algen-Peloid-Fazies) können auch makroskopisch voneinander unterschieden werden (Abb. 49). Der größte Teil der biogenen Sedimentabfolge (50-272 cm) besteht ausschließlich aus der laminierten Algen-Fazies.

Die Wassermoos-Fazies besteht aus Schichten, die reich an rötlichbraunen Pflanzenresten von Wassermoosen sind. Querschnitte dieser Pflanzenreste sind 0,1 mm bis 0,2 mm groß, die Längsschnitte umfassen meist mehr als 1 mm (Abb. 50, Foto a-c). Charakteristisch und im Querschnitt deutlich zu erkennen ist die zellenartige Internstruktur mit rundlichen circa 2 μm großen Öffnungen (Abb. 50, Foto a). Die Wassermoosreste sind in eine Matrix eingebettet, die aus tonigem detritischem Material und Organik besteht. In dieser feinkörnigen Grundmasse sind stellenweise Diatomeenschalen zu erkennen.

Typisches Merkmal der Algen-Peloid-Fazies sind Schichten, die keine Lamination zeigen, sondern aus rundlichen organischen Gebilden aufgebaut werden. Diese organischen Rundkörper (Peloide) zeigen keinerlei Internstruktur und weisen Größen zwischen 0,5 mm und 4 mm (meist 1-2 mm) auf (Abb. 50, Foto d). Die Grundmasse zwischen den Algen-Peloiden ähnelt der der Wassermoos-Fazies, d.h. sie besteht aus tonig-organischem Material, in dem Diatomeen zu finden sind (Abb. 51, Foto a).

Ferner gibt es Mischformen zwischen der Algen-Peloid- und der Wassermoos-Fazies, d.h. in einigen Schichten, die reich an Algen-Peloiden sind, finden sich Wassermoosreste und in Lagen, die reich an Wassermoosresten sind, können auch Algen-Peloide enthalten sein (Abb. 50, Foto c).

Die laminierte Algen-Fazies besteht aus alternierenden Lagen, die unterschiedlich zusammengesetzt sind. Es gibt Lagen, die reich an organischem Material sind und Lagen, die viel feinklastisches Sedimentmaterial (Ton & Silt) enthalten. Die organischen Laminae werden von einer feinen, selbst bei hoher mikroskopischer Vergrößerung nicht näher differenzierbaren mikrobiellen Grundmasse aufgebaut. Im Durchlicht ist die Lamination, also der Wechsel von organischem Material zu feinklastischem Material, nicht immer zu erkennen, während bei Betrachtung der Schlicke unter polarisiertem Licht die einzelnen Laminae deutlich zu sehen sind (Abb. 51, Foto b-e). Die feinklastischen Laminae sind stark doppelbrechend und erscheinen somit bei polarisiertem Licht hell und heben sich gut gegen die ausgelöschten (schwarzen) Lagen ab, die vorwiegend aus organischer Substanz und damit optisch isotropem Material bestehen (Abb. 51, Foto d). Es handelt sich meist nicht um reine detritische oder reine Organik-Lagen, sondern die detritischen Laminae enthalten häufig auch organisches Material und in den organikreichen Laminae kann auch feinklastisches Material vorkommen. Makroskopisch sind die organikreichen Lagen i.d.R. grün, während die feinklastischen Lagen meist eine hellere gräuliche Farbe aufweisen.

Die laminierte Algen-Fazies im oberen Kernabschnitt (0-54 cm, AE 1) ist durch geringmächtige Lagen gekennzeichnet, deren feinklastische Laminae aus Partikeln mit toniger Korngröße bestehen. In den organischen Laminae sind gelegentlich Diatomeenschalen innerhalb der mikrobiellen Grundmasse zu erkennen. Die Begrenzung am Top und an der Basis der Laminae ist vorwiegend scharf. Ein besonderes Merkmal der Laminite aus dem oberen Kernabschnitt ist das Vorkommen von schwarzen 5-25 μm rundlichen Pyritframboiden. Diese Minerale sind häufig in Sublaminae innerhalb der organischen Laminae, manchmal auch innerhalb der feinklastischen Laminae, konzentriert (Abb. 51, Foto c-f). Gelegentlich kommen sie in den Laminae auch verstreut vor. Vereinzelt sind ebenfalls Pyritminerale in der Wassermoos- und der Algen-Peloid-Fazies zu erkennen (Abb. 50, Foto b).

Die Mikrofaziesanalyse an den Dünnschliffen von Kern Lz1005 in 150-241 cm Kerntiefe (AE 2) zeigt ausschließlich die laminierte Algen-Fazies, deren einzelne Laminae teilweise große Mächtigkeiten mit bis zu über 2 mm aufweisen. Zwischen den feinklastischen Lagen und den darüberliegenden organikreichen Lagen sind die Kontakte häufig graduell, während der Übergang von den Organik-Laminae zu darauffolgendem feinklastischen Material scharf ist (Abb. 52, Foto a). Die feinklastischen Laminae zeigen oft eine normale Gradierung von Silt zu Ton und an der Basis der mikrofaziell untersuchten Abfolge von Sand zu Ton (Abb. 52, Foto b). Zur Basis der untersuchten Abfolge treten gelegentlich mehrere feinklastische Laminae in Folge auf, ohne von organischem Material unterbrochen zu werden (Abb. 52, Foto c). Ein charakteristisches Merkmal der laminierten Algen-

Fazies aus AE 2 sind gradierte feinklastische Laminae, die an der Basis eine scharfe Grenze aufweisen und graduell in eine organikreiche Lage übergehen.

Ein weiterer Unterschied zu den Dünnschliffen aus AE 1 ist, dass in keinem der Dünnschliffe von AE 2 Pyrit vorkommt. Demgegenüber treten in allen Schliffen von AE 2 Kotpillen ('fecal pellets') auf (Abb. 52, Foto d). Es handelt sich um stabförmige Gebilde mit gerundeten Enden, die eine Länge von 200-400 μm und einen Durchmesser von 30-70 μm besitzen. Diese Kotpillen treten bevorzugt lagenweise auf und zwar häufig im Übergang vom feinklastischen Material zum organischen Material. Manchmal sind sie auch schon an der Basis einer feinklastischen Lage vorhanden. Die Kotpillen zeigen eine angedeutete horizontale Einregelung.

In den organischen Laminae der Dünnschliffe von AE 2 wurden nur sehr wenige Diatomeenschalen gefunden. Diese Beobachtungen stimmen gut mit den Daten von Cremer et al. (2004) überein, die zeigen, dass höhere Konzentrationen von Diatomeen in AE 1 anzutreffen sind (Abb. A25).

Gemeinsam ist den mikrofaziell untersuchten Dünnschliffen von AE 1 und AE 2, dass in ihnen hin und wieder Einzelklasten zu finden sind (Abb. 52, Foto e). Diese treten sowohl innerhalb des organischen Materials als auch innerhalb der feinklastischen Lagen auf. Die Einzelklasten stellen meist Quarz- oder Feldspat-Mineralen mit grobsiltigen oder sandigen Korngrößen dar. Manchmal kommen diese Mineralkörner auch in 1-2 mm mächtigen Einzelklast-Lagen konzentriert vor (Abb. 52, Foto f).

In allen Dünnschliffen variieren die Mächtigkeiten der organischen und feinklastischen Laminae stark, wie aus der Vermessung von jeweils 50 Laminae in drei verschiedenen Kernabschnitten hervorgeht (Abb. 53).

Die Dicke der vermessenen Laminae aus AE 1 (47,4-48,8 cm) beträgt meist weniger als 1 mm (Abb. 53 A). Während die organischen Lagen Mächtigkeiten zwischen 38 μm und 570 μm aufweisen (durchschnittlich 270 μm), liegen die Mächtigkeiten der feinklastischen Laminae leicht höher zwischen 76 μm und 1330 μm (durchschnittlich 255 μm). In diesem Kernabschnitt sind demnach die organischen und die feinklastischen Laminae ähnlich mächtig.

Im Vergleich dazu sind im mittleren Abschnitt der biogenen Sedimentabfolge (AE 2; 151,0 -158,9 cm) die Variationen in den Mächtigkeiten der einzelnen Lagen extrem hoch (Abb. 53 B). Viele organische Lagen besitzen eine Dicke von über 1 mm mit Maximalwerten von bis zu 15,2 mm. Die feinklastischen Lagen sind hingegen geringmächtiger mit einer maximalen Mächtigkeit von 2,6 mm. Daneben gibt es auch feinlamierte Abschnitte, deren organische und feinklastische Lagen Mächtigkeiten geringer als 1 mm aufweisen. Die Durchschnittsmächtigkeit der organischen Laminae beträgt 2,5 mm, die der feinklastischen Laminae 0,7 mm.

Auch zur Basis von AE 2 (234,3-237,8 cm) variiert die Dicke der Laminae stark (Abb. 53 C), die maximalen Mächtigkeiten sind jedoch geringer als im zuvor beschriebenen Kernabschnitt. Die feinklastischen Lagen und die Organik-Lagen haben oft Mächtigkeiten von mehr als 1 mm. Allerdings gibt es auch zahlreiche sehr geringmächtige Lagen mit Dicken von weniger als 500 μm . Die Durchschnittsmächtigkeiten sowohl der organischen, als auch der feinklastischen Laminae betragen 0,5 mm. Auffallend sind in einem Abschnitt feinklastische Laminae, die direkt in Folge auftreten ohne von einer organischen Lage unterbrochen zu werden.

Diese drei exemplarisch dargestellten Abschnitte spiegeln die generelle Ausbildung der laminierten Algen-Fazies in Bezug auf die Kerntiefe wider. Während in den Dünnschliffen aus AE 1 (0-54 cm) geringmächtige Laminae dominieren zeigen die Dünnschliffe aus AE 2 (150-241 cm) größere Variationen in den Lagendicken. Im mittleren Abschnitt der biogenen Abfolge (AE 2; 151,0 -158,9 cm) sind die organischen Laminae am mächtigsten und wesentlich mächtiger als die feinklastischen Laminae. Dagegen treten zur Basis von AE 2 (234,3-237,8 cm) sowohl mächtige feinklastische Laminae als auch mächtige organische Laminae auf, deren Durchschnittsdicken niedriger sind als im mittleren Abschnitt, aber höher als im oberen Abschnitt der biogenen Sedimentabfolge.

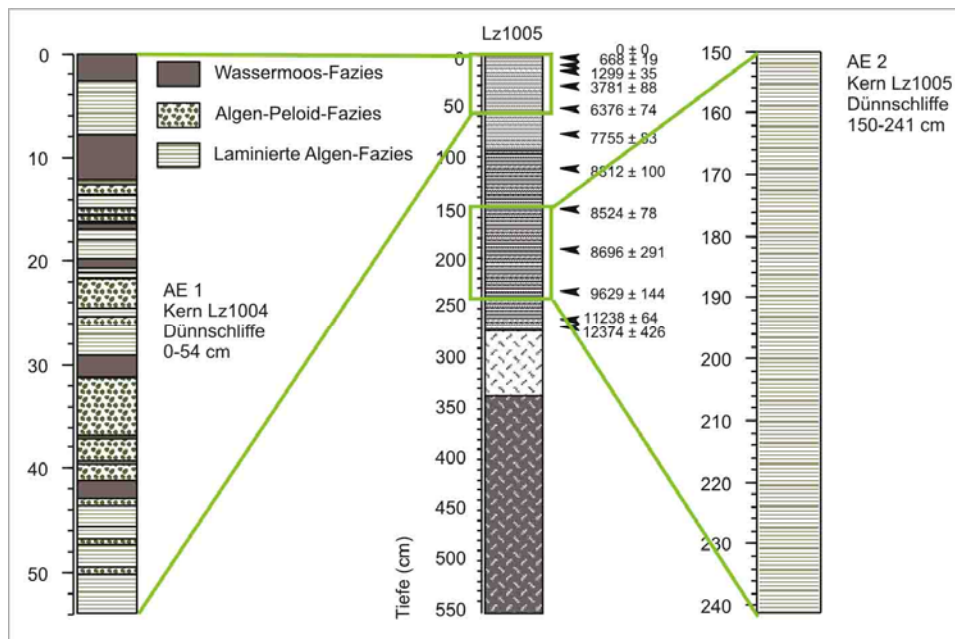


Abb. 48: Mikrofazies der biogenen Sedimente des Terrasovoje-Sees. Die oberflächennahen Sedimente (0-50 cm) werden durch drei Faziestypen (Wassermoos-Fazies, Algen-Peloid-Fazies und laminierte Algen-Fazies) gekennzeichnet, während die Dünnschliffe aus 150-241 cm Kerntiefe ausschließlich aus der laminierten Algen-Fazies bestehen. Die kalibrierten ^{14}C -Alter (cal.) der Sedimente sind neben dem lithologischen Profil angegeben. Die Dünnschliffe von Kern Lz1004 umfassen ungefähr die letzten 6,7 cal. ka, während die Dünnschliffe von Kern Lz1005 den Zeitraum von 8,5 cal. ka bis 10 cal. ka einschließen.

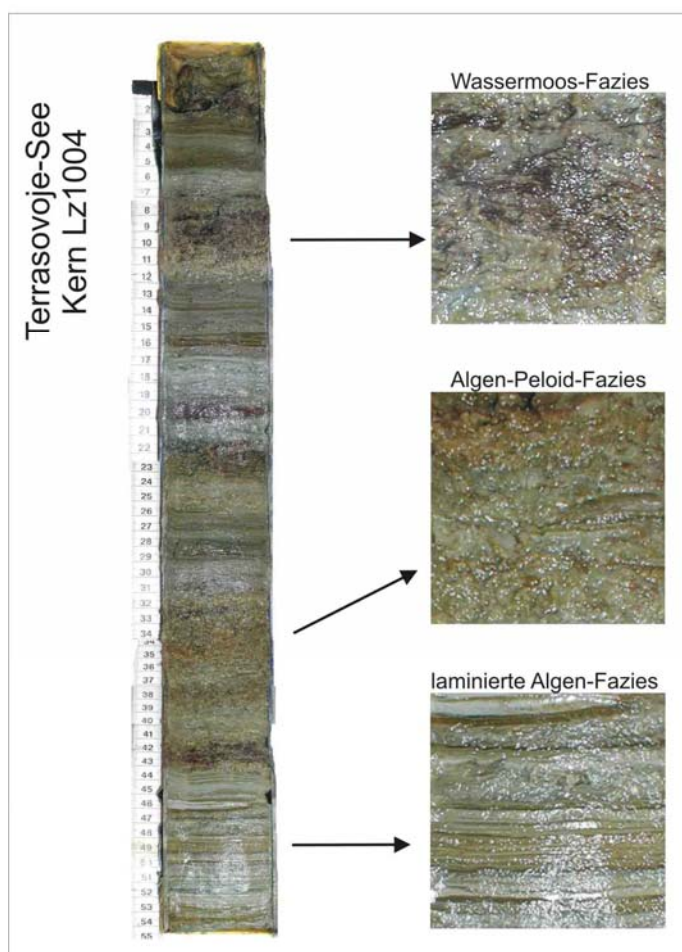


Abb. 49: Foto Kern Lz1004, Terrasovoje-See. Kern Lz1004 weist eine Länge von 54 cm auf. Makroskopisch und mikroskopisch können drei Faziestypen (Wassermoos-Fazies, Algen-Peloid-Fazies, laminierte Algen-Fazies) innerhalb dieser biogenen Sedimentabfolge unterschieden werden.

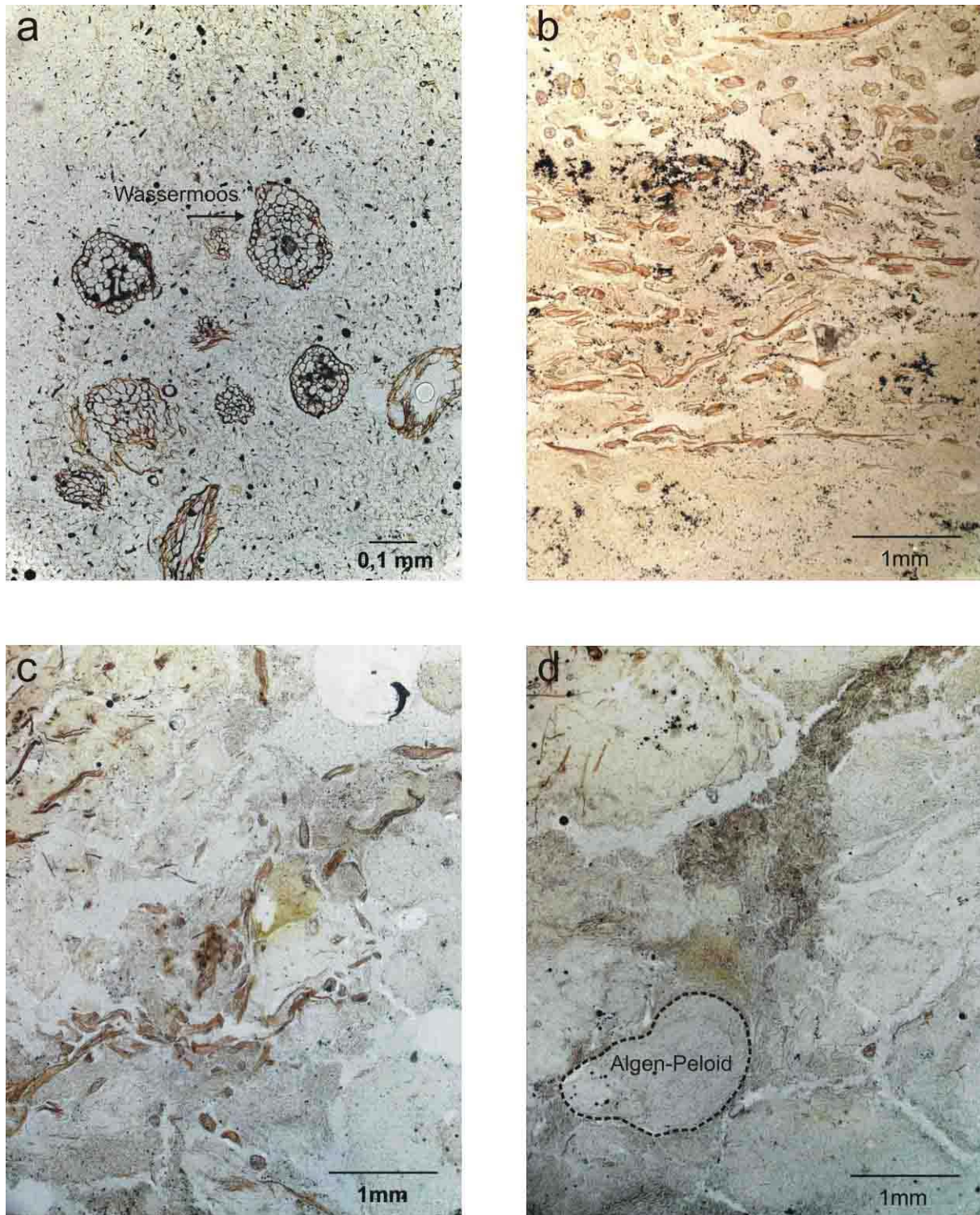


Abb. 50: Dünnschliff-Fotos, Kern Lz1004, Terrasovoje-See.

Foto a) Wassermoos-Fazies, DS 0-10 cm Kerntiefe (Lz1004), Foto bei 9,8 cm Kerntiefe. Auf dem Foto sind mehrere, im Querschnitt 0,1 bis 0,2 mm große Wassermoosfasern zu erkennen.

Foto b) Wassermoos-Fazies, DS 18-28 cm Kerntiefe (Lz1004), Foto bei 20 cm Kerntiefe. Das Foto zeigt sowohl Querschnitte als auch Längsschnitte von Wassermoosresten. Die schwarzen Kügelchen stellen Pyrit dar.

Foto c) Wassermoos-Fazies, DS 36-46 cm Kerntiefe (Lz1004), Foto bei 41,5 cm Kerntiefe. Auf diesem Foto sind Wassermoosreste und Algen-Peloide zu sehen.

Foto d) Algen-Peloid-Fazies, DS 36-46 cm Kerntiefe (Lz1004), Foto bei 37,4 cm Kerntiefe. Die rundlichen organischen Strukturen (Algen-Peloide) weisen häufig eine Größe > 1 mm auf.

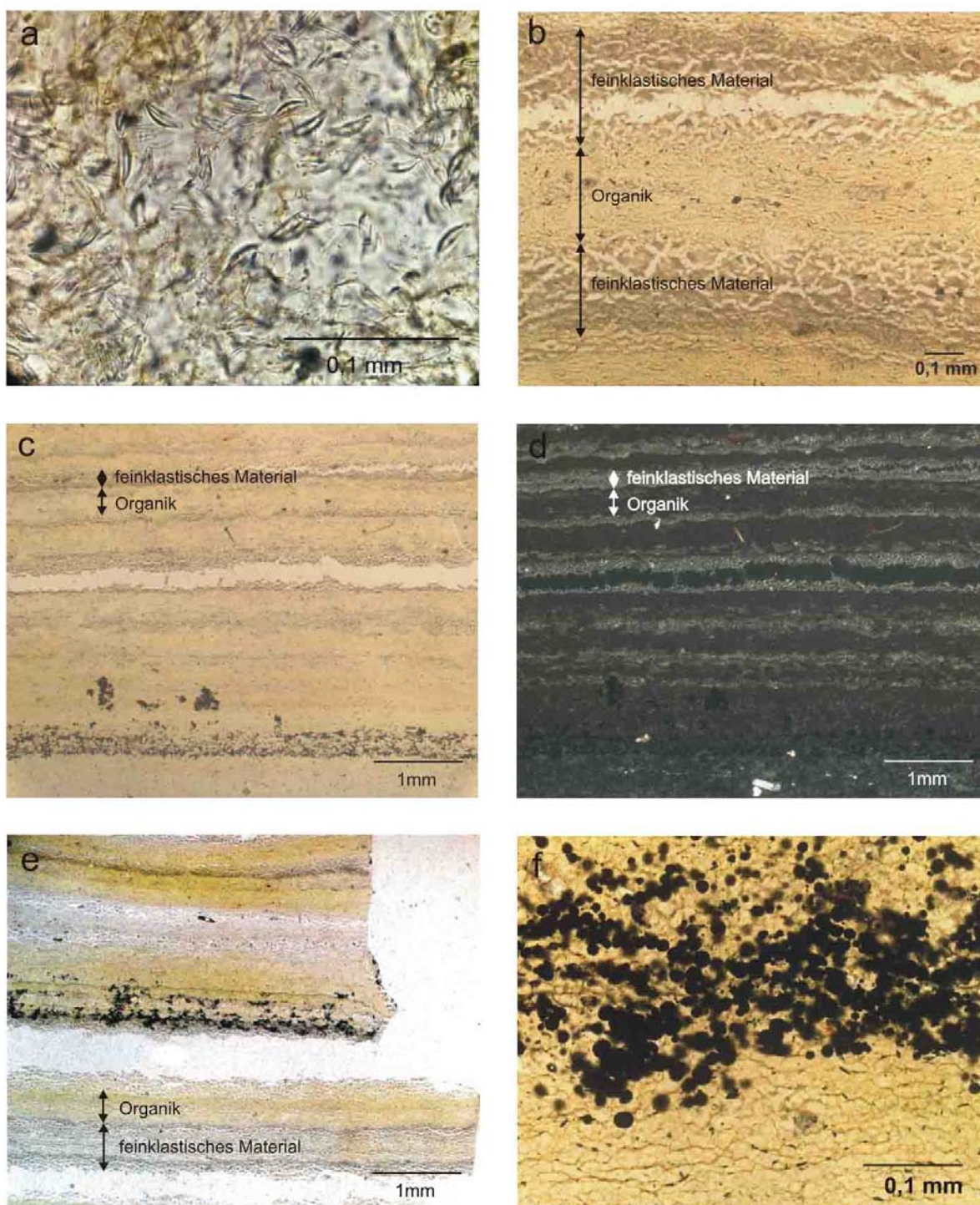


Abb. 51: Dünnschliff-Fotos, Kern Lz1004, Terrasovoje-See.

Foto a) Algen-Peloid-Fazies, DS 36-46 cm Kerntiefe (Lz1004), Foto bei 38 cm Kerntiefe. Auf diesem Bild sind zahlreiche Diatomeenschalen abgebildet.

Foto b) Laminierte Algen-Fazies, DS 44-54 cm Kerntiefe (Lz1004), Foto bei 53 cm Kerntiefe. Wechsellagerung von Organiklagen und geringmächtigeren feinklastischen Laminae.

Foto c) Laminierte Algen-Fazies, DS 44-54 cm Kerntiefe (Lz1004), Foto bei 49 cm Kerntiefe. Wechsellagerung von Organiklagen und feinklastischen Laminae. Im unteren Bildabschnitt ist eine Pyrit-reiche Lage zu erkennen.

Foto d) Dieses Foto entspricht Foto c, mit dem Unterschied, dass es unter polarisiertem Durchlicht aufgenommen wurde. Die organikreichen Lagen sind ausgelöscht (schwarz), während die Tonlaminae hell leuchten.

Foto e) Laminierte Algen-Fazies, DS 44-54 cm Kerntiefe (Lz1004), Foto bei 51 cm Kerntiefe. Feinklastische (graue) und organikreiche (gelblich-grüne) Laminae in Wechsellagerung. In der organikreichen Lage in der Mitte des Fotos sind Pyritminerale zu sehen.

Foto f) Laminierte Algen-Fazies, DS 44-54 cm Kerntiefe (Lz1004), Foto bei 48 cm Kerntiefe. In dieser organikreichen Lage kommen zahlreiche Pyritminerale vor.

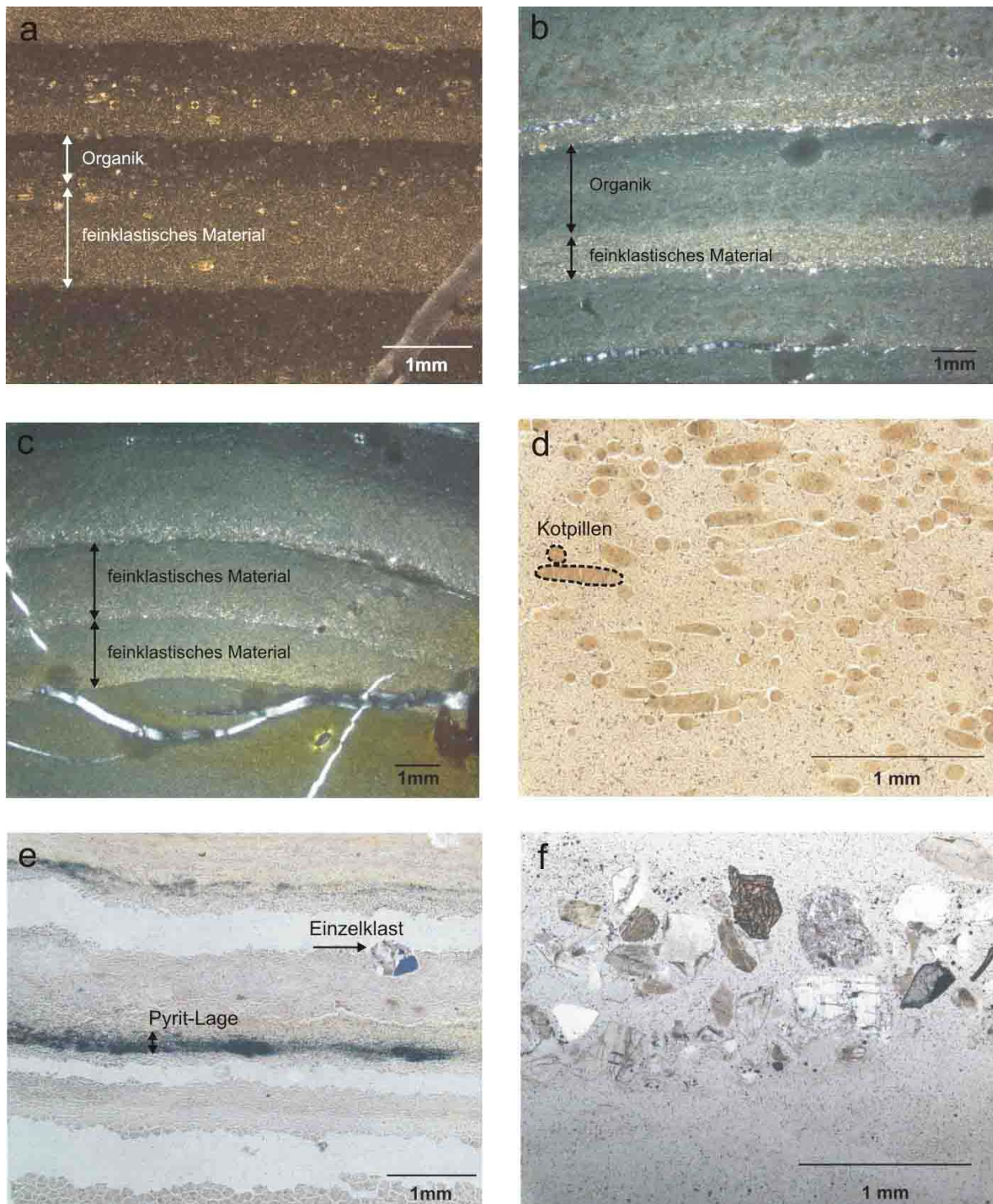


Abb. 52: Dünnschliff-Fotos, Kern Lz1004 und Kern Lz1005, Terrasovoje-See.

Foto a) Laminierte Algen-Fazies, DS 5-3, Foto bei 218 cm Kerntiefe (Lz1005). Der Übergang von den feinklastischen zu den organikreichen Lagen ist graduell.

Foto b) Laminierte Algen-Fazies, DS 6-2, Foto bei 239,5 cm Kerntiefe (Lz1005). Die feinklastischen Laminae zeigen eine normale Gradierung. Der Übergang von den feinklastischen zu den organikreichen Lagen ist graduell.

Foto c) Laminierte Algen-Fazies, DS 6-2, Foto bei 235 cm Kerntiefe (Lz1005). Auf diesem Foto sind mehrere feinklastische gradierte Laminae ohne zwischengeschaltete organikreiche Lagen zu erkennen.

Foto d) Laminierte Algen-Fazies, DS 5-3, Foto bei 217 cm Kerntiefe (Lz1005). Längs- und Querschnitte von Kotpillen ('fecal pellets').

Foto e) Laminierte Algen-Fazies, DS 44-54 cm Kerntiefe (Lz1004), Foto bei 51 cm Kerntiefe. Auf dem Foto ist eine Pyrit-reiche Lage (schwarz), sowie ein Einzelklast abgebildet.

Foto f) Laminierte Algen-Fazies, DS 10-20 cm Kerntiefe (Lz1004), Foto bei 17,8 cm Kerntiefe. Diese Lage ist reich an Einzelklasten.

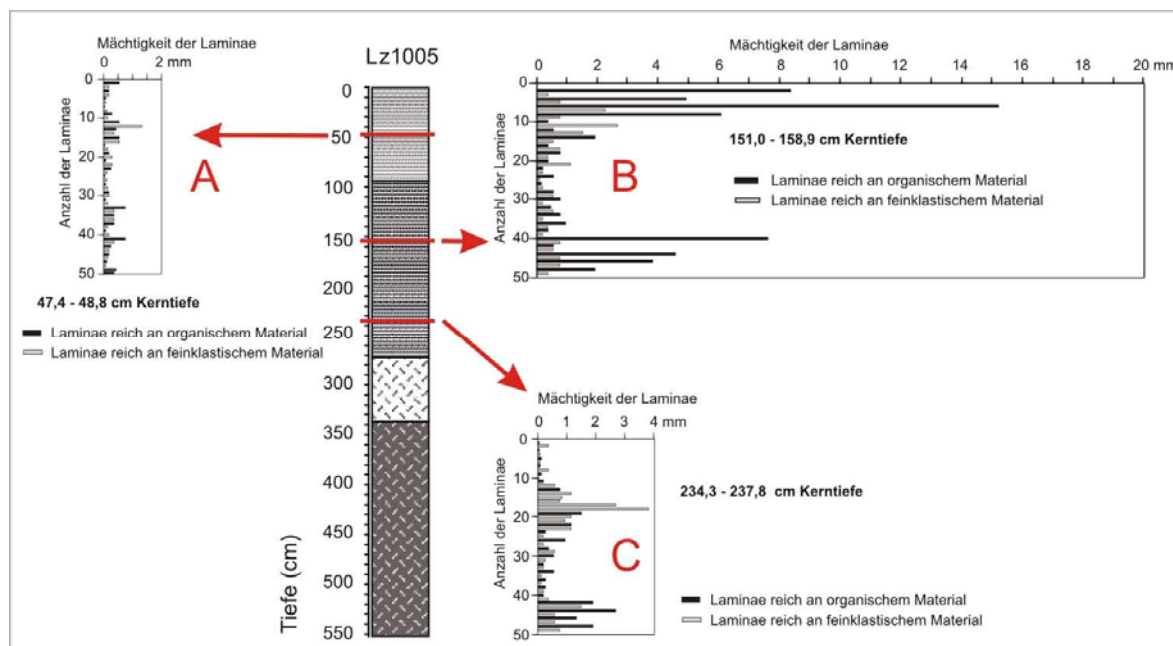


Abb. 53: Mächtigkeit der organischen und feinklastischen Laminae in verschiedenen Abschnitten der laminierten Algen-Fazies. Es wurden aus drei Abschnitten (A, B, C) die Mächtigkeiten von jeweils 50 Laminae vermessen.

6.2.6.4 EDXRF-Geoscanner

Als weitere Methode zur Charakterisierung der laminierten Algen-Fazies wurden EDXRF-Geoscanner-Messungen durchgeführt. In Erwartung, dass sich die organischen und feinklastischen Laminae in ihrer geochemischen Zusammensetzung unterscheiden, wurden die Intensitäten (Zähleinheiten) der Elemente Magnesium (Mg), Aluminium (Al), Silizium (Si), Phosphor (P), Schwefel (S), Uran (U), Zirkonium (Zr), Kalium (K), Kalzium (Ca), Titanium (Ti), Mangan (Mn) und Eisen (Fe) bestimmt. Die Messungen erfolgten zum einen an einer Sedimentkernhälfte von Kern Lz1005 (50-240 cm) und an einem mit Harz getränkten Dünnschliffklötzchen von Kern Lz1004 (44-54 cm). Keine verwertbaren Ergebnisse lieferten die Elemente Mg, Al, Si und P, was darauf zurückzuführen ist, dass die emittierten Strahlungen dieser leichten Elemente größtenteils von der Luft absorbiert wurden. Von allen analysierten Elementen zeigt Fe mit Abstand das deutlichste Signal, wobei helle, organikarme Lagen durch hohe Fe-Gehalte und dunkelgrüne, organikreiche Lagen durch niedrige Fe-Gehalte gekennzeichnet sind (Abb. 54). Der Vergleich der (auf herkömmliche Weise gemessenen) Kohlenstoffgehalte mit dem EDXRF-Geoscanner-Fe-Signal bestätigt, dass hohe C-Gehalte mit geringen Fe-Gehalten und niedrige C-Gehalte mit hohen Fe-Anteilen einhergehen (Abb. 54, Kurve 1 und 2). Besonders hohe C-Gehalte und demgegenüber niedrige Fe-Gehalte treten zwischen 120 cm und 180 cm Kerntiefe auf, wo die organischen Lagen besonders mächtig sind (Abb. 53). Die Mächtigkeiten der einzelnen Laminae lassen sich anhand der Fe-Verteilung gut erkennen (Abb. 54, Kurve 3).

Die weiteren mit der EDXRF-Geoscanner-Methode gemessenen Elemente dieses Kernabschnitts zeigen entweder einen parallelen oder gegenläufigen Verlauf zu der Fe-Kurve. Es existieren demnach zwei Gruppen von Elementen. Zum einen jene, die in den feinklastischen Laminae konzentriert vorkommen, zum anderen die Elemente, welche die organische Substanz repräsentieren. In Tab. 28 sind die Korrelationskoeffizienten der Elemente zueinander aufgetragen. Sehr hohe positive Korrelationskoeffizienten zeigen Mn-Fe, Zr-U, K-Ti. Deutlich negativ korrelieren Zr-Fe, U-Fe, Zr-Mn, U-Mn und Ca-S. Die Gruppe der mit Fe assoziierten Elemente besteht aus Mn, K, Ti und Ca. Diese Elemente verkörpern demnach die terrigenen Laminae. Die Gruppe der Elemente, die in den organischen Laminae gehäuft vorkommen umfasst die Elemente Zr, U und S. Zr wird normalerweise, genauso wie Ti, gehäuft in terrigenem Material gefunden. Eine mögliche Ursache für die Anreicherung in den organischen Laminae könnte sein, dass Zr - entsprechend anderer Übergangsmetalle - leicht an organische Komplexe gebunden werden kann.

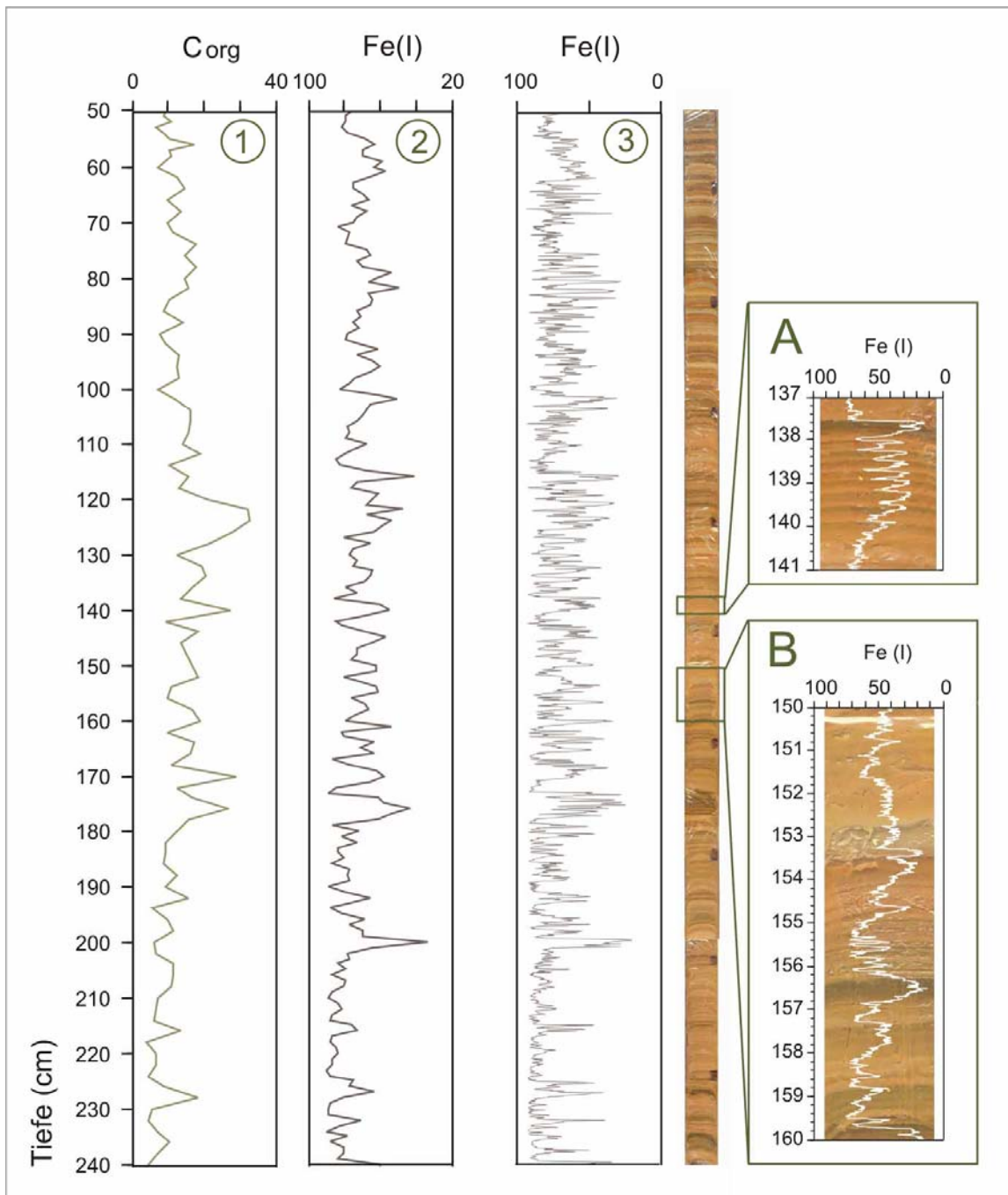


Abb. 54: Korrelation der Fe-Verteilung (EDXRF-Geoscaner-Messungen) mit den Kernfotos und den organischen Kohlenstoffgehalten der laminierten Sedimente aus dem Terrasovoje-See (Kern Lz1005, 50-240 cm). Die Ausschnitte A und B zeigen die in 100 μm -Schritten gemessenen Fe-Gehalte korreliert mit den Kernaufnahmen. Die dunkelgrünen Laminae stellen organikreiche Lagen, die helleren Laminae feinklastische Lagen dar (Farben durch digitale Fotobearbeitung leicht verfälscht). Hohe Fe-Intensitäten treten in den feinklastischen Laminae auf (Skalierung invers, Kurvenausschlag nach links), niedrige Fe-Intensitäten sind typisch für organikreiche Laminae (Skalierung invers, Kurvenausschlag nach rechts). In Kurve 3 sind die Fe-Intensitäten zur besseren Übersicht auf 1 mm-Schritte integriert worden (Skalierung invers). In Kurve 2 wurden die Fe-Intensitäten auf 1 cm-Schritte integriert (Skalierung invers), um die Werte mit den in 1 cm-Abständen gemessenen C-Gehalten (Kurve 1) vergleichen zu können. Die auf 1 cm integrierten Fe-Werte (Kurve 2) passen recht gut mit den organischen C-Gehalten (Kurve 1) zusammen. Hohe C-Gehalte korrelieren mit niedrigen Fe-Gehalten und niedrige C-Gehalte mit hohen Fe-Werten.

Tab. 28: Korrelationskoeffizienten (r) der mittels des EDXRF-Geoscanners gemessenen Elemente Schwefel (S), Uran (U), Zirkonium (Zr), Kalium (K), Kalzium (Ca), Titan (Ti), Mangan (Mn) und Eisen (Fe) im Kernabschnitt 50-240 cm.

	S	U	Zr	K	Ca	Ti	Mn	Fe
S	1,00	0,58	0,61	-0,33	-0,80	-0,31	-0,54	-0,59
U	0,58	1,00	0,96	-0,45	-0,10	-0,43	-0,76	-0,91
Zr	0,61	0,96	1,00	-0,51	-0,14	-0,48	-0,82	-0,96
K	-0,33	-0,45	-0,51	1,00	0,21	0,71	0,63	0,50
Ca	-0,80	-0,10	-0,14	0,21	1,00	0,16	0,17	0,10
Ti	-0,31	-0,43	-0,48	0,71	0,16	1,00	0,55	0,43
Mn	-0,54	-0,76	-0,82	0,63	0,17	0,55	1,00	0,86
Fe	-0,59	-0,91	-0,96	0,50	0,10	0,43	0,86	1,00

Die EDXRF-Messungen an dem Dünnschliffklötzchen aus 44-54 cm Kerntiefe zeigen ebenfalls, dass die feinklastischen Laminae höhere Fe-Gehalte als die organikreichen Laminae aufweisen. Dies gilt allerdings nur für Laminae, in denen keine Pyritframboide enthalten ist. In den Lagen, in denen zahlreiche Pyritminerale auftreten, sind die Fe-Intensitäten extrem hoch und gehen einher mit hohen S-Intensitäten. Diese Pyritanhäufungen treten vorwiegend in den organischen Laminae auf und in der Dünnschliffaufnahme sind sie deutlich als schwarze Lagen erkennbar (Abb. 55). Pyrit (FeS_2) wurde nur in den Dünnschliffen von 0-54 cm Tiefe beobachtet. Die röntgendiffraktometrischen Untersuchungen bestätigen, dass nur in diesem Kernabschnitt Pyrit enthalten ist. Die anorganisch-geochemischen Analysen an den biogenen Sedimente von 50-272 cm Kerntiefe zeigen zwar ebenfalls relativ hohe Fe-Gehalte im Vergleich zu den Sedimenten aus dem Radok- und dem Beaver-See, jedoch liegen die Konzentrationen deutlich niedriger als im Abschnitt 0-50 cm (Kapitel 6.2.5). Diese Beobachtungen lassen sich gut mit den Mikrofaziesanalysen und den EDXRF-Geoscanner-Messungen in Einklang bringen. In der biogenen Sedimentabfolge vom Terrasovoje-See sind generell die Fe-Gehalte in den terrigenen Lagen gegenüber den organischen Laminae angereichert. Zusätzlich dazu treten extrem hohe Fe-Gehalte im Kernabschnitt 0-50 cm auf, die Pyrit widerspiegeln.

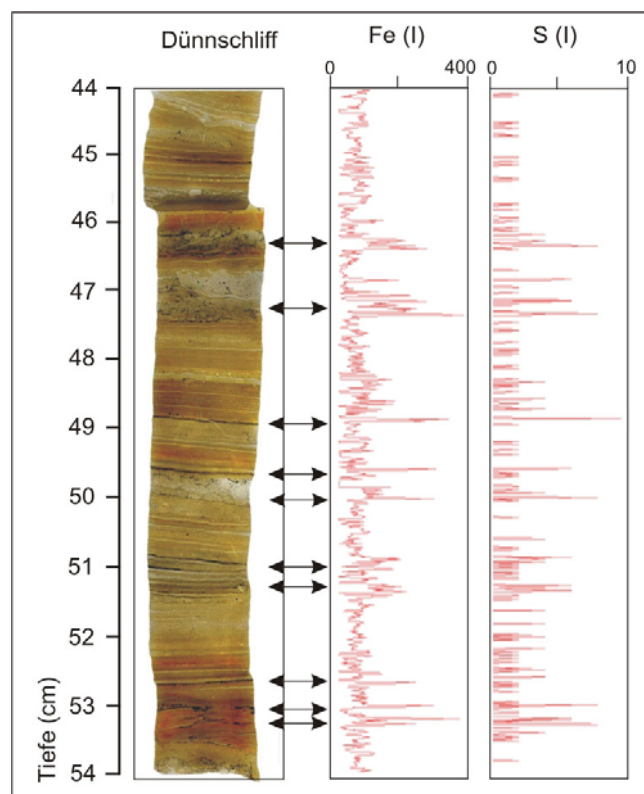


Abb. 55: Dünnschliffaufnahme und EDXRF-Geoscanner-Messungen in 44-54 cm Kerntiefe (Kern Lz1004). Die schwarzen Lagen korrelieren mit hohen Fe- und S-Gehalten und stellen Pyrit-Lagen dar. I = Intensität, Fe = Eisen, S = Schwefel

7 Diskussion und Interpretation

7.1 Genese und Bathymetrie der Seen

Das über 200 m tiefe Beaver-See-Becken wurde nach Adamson et al. (1997) seit dem Neogen durch den (Paläo-)Nemesis-Gletscher geformt. Die Abtragung des Gesteinsmaterials wurde vermutlich durch Fluktuationen des Meeresspiegels und der glazialen Tätigkeit im Laufe der känozoischen Klimaoszillationen gefördert.

Der Radok-See weist mit einer Wassertiefe von 362 m eine stark übertiefte Beckenform auf, die nach Bardin et al. (1990), Adamson & Darragh (1991), Adamson et al. (1997) auf wiederholte glaziale Erosionsprozesse des (Paläo-)Battye-Gletschers im Neogen zurückgeht. Die starke Übertiefung ist einer der Hinweise darauf, dass die Amery-Oase schon seit langer Zeit nicht mehr von einem Eisschild bedeckt war, denn nur ein kleiner lokaler Gletscher wie der (Paläo-)Battye-Gletscher und nicht ein mächtiger Eisschild können für das tiefe Einschneiden und den Aushub des Radok-Beckens verantwortlich sein (Adamson et al. 1997). Da die Amery-Störung durch den Radok-See verläuft, sind sicherlich auch tektonische Prozesse für die starke Übertiefung des Seebeckens verantwortlich.

Ebenfalls im späten Tertiär wurde auch die Pagodroma-Schlucht angelegt, welche sich vom Radok- in den Beaver-See erstreckt (McKelvey & Stephenson 1990, Adamson & Darragh 1991, Adamson et al. 1997). Am nordöstlichen Hang des Radok-Sees wird eine heute circa 70-80 m über dem Seespiegel liegende Paläouferlinie als Hinweis darauf gedeutet, dass sich im Laufe der Zeit wiederholt Dämme aus Eis vor der Pagodroma-Schlucht bildeten, die das Wasser stauten, dadurch den Seespiegel des Radok-Sees ansteigen ließen und beim plötzlichen Durchbrechen rasche fluviale Erosion zuließen (Adamson et al. 1997).

Das Becken des Terrasovoje-Sees ist mit einer Wassertiefe von 31 m und einem Durchmesser von maximal 2 km im Vergleich zu den anderen beiden Seebecken sehr klein und flach. Der Ausfluss des Sees mündet heute in eine rund 100 m tiefer liegende laterale Gletscherzunge des Nemesis-Gletschers. In glazialen Zeiten war dieser Auslassgletscher offenbar wesentlich mächtiger, so dass die Gletscherzunge bis an das Loewe-Massiv heranreichte und das heutige Seebecken formen konnte. Das Becken des Terrasovoje-Sees muss älter als 12,4 cal. ka sein, denn zu dieser Zeit setzte bereits die biogen-lakustrine Sedimentation ein.

Nach der Klassifikation von Richter & Bormann (1995) kann der Beaver-See den 'epishelf or tidal freshwater lakes', der Radok-See den 'tectonically controlled and glacially eroded lake basins' und der Terrasovoje-See den 'lake basins of glacially eroded origin' zugeordnet werden.

7.2 Hydrologie

Basierend auf den hydrologischen Merkmalen können die Seen Beaver, Radok und Terrasovoje als kalte, eisbedeckte und ultraoligotrophe oder oligotrophe Seen charakterisiert werden. Von Laybourn-Parry et al. (2001) wurden im Südsommer 1999/2000 Messungen der Chlorophyll-a-Konzentrationen und Nährstoffgehalte im Beaver-See durchgeführt, die einen ultraoligotrophen Charakter anzeigen. Zudem sind die Mikroorganismen-Konzentrationen in der Wassersäule dieses Epischelfsees extrem niedrig (Laybourn-Parry et al. 2001). Antarktische Seen sind nach Kaup & Burgess (2002) normalerweise ultraoligotroph oder oligotroph, da höhere Anteile an Nährstoffen in den Seen nur unter bestimmten Voraussetzungen, wie beispielsweise unter der Zufuhr von Nährstoffen durch Robben- oder Vogelkolonien vorkommen. Daher ist es sehr wahrscheinlich, dass auch die Seen Radok und Terrasovoje einen (ultra-)oligotrophen Charakter besitzen. Vor allem für den Radok-See, der im Kontakt mit einem Gletscher steht und sehr tief ist, kann aus dem Vergleich mit anderen antarktischen Seen geschlossen werden, dass er sehr nährstoffarm ist (Bayly et al. 2003). Das Fehlen von planktischen Diatomeen in allen drei untersuchten Seen kann ein Resultat der geringen Nährstoffgehalte sein. Mächtige Eisdecken und insbesondere die Schneebedeckung auf den Seen wirken sich zudem negativ auf die Lichtdurchflutung und damit die Lebensbedingungen für Phytoplankton-

Populationen aus (Ellis-Evans 1996, Gore 1997). In jedem der drei Seen wurden jedoch planktische Copepoden nachgewiesen (Bayly & Burton 1993, Laybourn-Parry et al. 2001, Bayly et al. 2003, Wagner 2003). Das Auftreten von Zooplankton lässt darauf schließen, dass in den Seen trotz der vermutlich relativ schlechten Nährstoff- und Lichtverhältnisse Phytoplankton vorhanden sein muss, da ansonsten die planktischen Ruderfußkrebse keine Nahrungsgrundlage besäßen.

Im Terrasovoje-See herrscht im Vergleich zum Radok- und Beaver-See eine hohe biogene Produktion, da dessen Sedimente aus benthischen Algen- und Mikrobenmatten bestehen. Die leicht höheren pH-Werte im Terrasovoje-See im Vergleich zum Radok- und Beaver-See können auf die biogene Aktivität zurückgeführt werden. Nach Wetzel (2001) kann das Kohlenstoffgleichgewicht durch Photosynthese betreibende Organismen und die damit zusammenhängende CO₂-Abreicherung in der Wassersäule zu mehr basischen Bedingungen verschoben werden. Auf bakterielle Abbauprozesse von organischem Material deuten die von über 90% in 25 m Wassertiefe bis auf 50% am Seeboden des Terrasovoje-Sees abnehmenden Sauerstoffsättigungen hin.

Generell sind die Sauerstoffgehalte in allen drei Seen hoch. Es herrschen auch am Boden der Seen oxische Bedingungen, was aufgrund der mindestens schon eine Winterperiode anhaltenden Seeisbedeckungen ungewöhnlich erscheint. Zur Zeit der Beprobung im Sommer 2001/2002 waren die drei Seen mit mindestens 3 m mächtigem Eis bedeckt, so dass in jenem Jahr kein Auftauen stattfand. Jedoch gibt es sowohl vom Terrasovoje-See als auch vom Radok- und Beaver-See Berichte, dass sie während früherer Sommer auftauten oder zumindest eisfreie Bereiche aufwiesen (Adamson et al. 1997, Gibson & Andersen 2002, Wagner 2003). Allerdings gibt es keine Beobachtungen darüber, wie oft es in den letzten Jahrzehnten zum kompletten oder partiellen Auftauen der Seen in der Amery-Oase und damit zu einer windinduzierten Durchmischung der Wassersäule gekommen ist.

Eine Erklärung für die trotz Eisbedeckung sauerstoffreichen Bedingungen in jedem der drei Seen kann in den niedrigen Wassertemperaturen liegen. Sie fördern eine hohe Gaskapazität und tragen damit zu hohen Sauerstoffgehalten im Wasser bei. Zudem werden beim basalen Anfrieren von Wasser unter der Eisdecke Gase freigesetzt und der Wassersäule unter hydrostatischem Druck zugeführt, was in eisbedeckten Seen bis zu übersättigten Gaskonzentrationen unter der Eisdecke führen kann (z.B. Simmons et al. 1993). Außerdem herrschen im Beaver- und Radok-See (höchstwahrscheinlich) sehr geringe biologische Aktivitäten, weswegen vermutlich auch kaum sauerstoffverbrauchende bakterielle Abbauprozesse von organischem Material stattfinden.

Der Radok-See zeigte zur Zeit der Probennahme keine Temperatur- oder chemische Schichtung der Wassersäule, was auch mit früheren Beobachtungen von Wand et al. (1987) und Adamson et al. (1997) übereinstimmt. Es ist somit anzunehmen, dass dort auch bei permanenter Eisbedeckung Zirkulationsprozesse im Wasserkörper ablaufen. In Seen, die im direkten Kontakt mit dem Gletscher stehen, kann die Zufuhr von rund 0°C kaltem Gletscherschmelzwasser eine thermische Schichtung der Wassersäule verhindern oder unterbrechen (Benn & Evans 1998). Die niedrigen Leitfähigkeiten und Ionenkonzentrationen belegen, dass dem Radok-See im Sommer Gletscherschmelzwasser des Battye-Gletschers zugeführt wird. Zudem kann in antarktischen Seen selbst bei permanenter Eisbedeckung eine Zirkulation der Wassersäule dadurch hervorgerufen werden, dass sich im Sommer die oberen Wasserschichten aufgrund der intensiven Sonneneinstrahlung erwärmen und dann aufgrund der Dichtezunahme absinken (Hermichen et al. 1985, Hendy et al. 2000).

Im Beaver-See wird die Wasserschichtung durch die hohen Leitfähigkeitsunterschiede hervorgerufen, die Temperaturdifferenzen der Wasserschichten sind mit Werten von 0,0°C bis 0,9°C an der untersuchten Profillokation vergleichsweise gering. Das bei 53 m Beckentiefe aufgenommene Wasserprofil zeigt den stärksten Leitfähigkeitsanstieg von 3740 µS/cm auf 6200 µS/cm zwischen 20 m und 30 m Wassertiefe. Bei einer Lokation mit 270 m Wassertiefe wurde von Wand et al. (1987) ein hydrologisches Profil aufgenommen, in dem die Leitfähigkeiten von 1170 µS/cm an der Oberfläche auf einen Wert von 4134 µS/cm in 134 m Tiefe und bis auf 31980 µS/cm am Seeboden anstiegen. Nach Bardin et al. (1990) und Laybourn-Parry et al. (2001) befindet sich die Chemokline zwischen salzärmeren Oberflächenwasser und salzreicherem und dichterem Bodenwasser zwischen 220 m und 260 m Tiefe.

Im Terrasovoje-See hat sich aufgrund der fehlenden Durchmischung eine leicht inverse Temperaturschichtung der Wassersäule herausgebildet. Die obersten Meter der Wassersäule sind durch die Eisbedeckung beeinflusst, was sich in niedrigeren Wassertemperaturen, niedrigeren Leitfähigkeiten und niedrigeren Ionenkonzentrationen äußert. Darunter schließt sich das dichtere (rund 4°C warme) und salzhaltigere Wasser an.

Im Vergleich zu anderen Süßwasserseen aus temperierten Breiten sind die Leitfähigkeiten im Terrasovoje-See relativ hoch. In geschlossenen Seebecken kann eine intensive Evaporation zu hohen Salzgehalten des Wassers führen, die sogar die Werte des Meerwassers übersteigen können (Kelts 1988). Die relativ hohen Leitfähigkeiten im Terrasovoje-See stammen vermutlich aus der Kombination niedriger Schmelzwasserzufuhr mit hoher Evaporation bzw. Sublimation über eine lange Zeitspanne hinweg (Wagner et al. 2004). Auch der Eintrag mariner Aerosole und Verwitterungsprodukte von Böden und Lockergesteinen im Einzugsgebiet kann für erhöhte Salzgehalte in Seen der Antarktis verantwortlich sein (Vincent 1988).

Die Ionenzusammensetzung des Beaver-Sees mit Na^+ als deutlich dominierendem Kation entspricht der charakteristischen Zusammensetzung von Meerwasser (Kapitel 6.1.4), was bei einem Epischelfsee, der unter dem Schelfeis in Verbindung zum offenen Meer steht, zu erwarten ist. Aber auch in den Seen Radok und Terrasovoje übersteigen die Na^+ -Konzentrationen die der anderen metallischen Kationen. Dies ist untypisch für Süßwasserseen, deren Konzentrationsreihenfolge nach Bayly & Williams (1973) normalerweise $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ lautet, während die typische Konzentrationsreihenfolge für Meerwasser $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+$ ist. Die Konzentrationsreihenfolgen im Terrasovoje- und im Radok-See scheinen zwar untypisch für Süßwasserseen gemäßiger Breiten zu sein, treten aber in zahlreichen antarktischen Süßwasserseen auf (Abollino et al. 2004). So wurden z.B. von Gillieson et al. (1990) 74 Seen in der Larsemann-Oase untersucht, deren Kationenreihenfolgen vorwiegend denen des Terrasovoje- und Beaver-Sees ($\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+$) und in einigen Fällen auch der des Radok-Sees ($\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$) entsprechen. Bei den Anionen dominiert Cl^- über SO_4^{2-} , dies ist wiederum normalerweise charakteristisch für marines Wasser, aber nach Schmidt et al. (1991) auch häufig in antarktischen Süßwasserseen zu beobachten.

Die chemische Zusammensetzung antarktischer Seen unterscheidet sich demzufolge meist von der Zusammensetzung der Seen aus nichtpolaren Regionen, was vermutlich mit dem extremen antarktischen Klima, der daraus resultierenden reduzierten chemischen Verwitterung, dem spärlichen Bewuchs im Einzugsgebiet, der verhältnismäßig geringen Schmelzwasserzufuhr und der fast ganzjährigen Eisbedeckung der Seen zusammenhängt. Zudem steuern die Zusammensetzung der Böden und Gesteine des Einzugsgebiets, der Niederschlag und die Balance zwischen Evaporation und Niederschlag die chemische Zusammensetzung des Seewassers. Zusätzlich ist in vielen antarktischen Seen der Eintrag mariner Aerosole ('sea spray') hauptverantwortlich für die Zusammensetzung des Seewasserkörpers, wie zum Beispiel in der nahe der Amery-Oase gelegenen Larsemann-Oase (Gasparon et al. 2002, Gillieson et al. 1990). Im Gegensatz zur Larsemann-Oase liegt zwischen der Amery-Oase und dem offenen Meer jedoch das Amery-Schelfeis, so dass die Seen der Amery-Oase wahrscheinlich unter geringerem Einfluss mariner Aerosole stehen als die Seen der Larsemann-Oase.

7.3 Detritische Sedimentherkunft

Die Seen der Amery-Oase stellen geeignete Lokalitäten für Provenance-Analysen dar, da sich ihre Einzugsgebiete geologisch unterscheiden (Kapitel 3.4). Im Umkreis des Terrasovoje-Sees steht kristallines Grundgebirge an, während der Beaver-See von permotriassischen Sedimentgesteinen umgeben wird. Direkt durch den Radok-See verläuft die Amery-Störung und trennt die präkambrischen Metamorphite von den permotriassischen Sedimentgesteinen der Amery-Gruppe. Das Grundgebirge und die permotriassischen Sedimente werden zum Teil von glaziomarinen Lockersedimentabfolgen der tertiären Pagodroma-Gruppe überlagert.

Potentielle Parameter für die Rekonstruktion der Sedimentherkunft stellen die mineralogische Zusammensetzung der Tonfraktion und die mineralogische und anorganisch-geochemische Zusammensetzung der Gesamtsedimentfraktion und der Gesteinsklasten dar. Generell wird die mineralogische und anorganisch-geochemische Zusammensetzung von Sedimenten von den geologischen Verhältnissen im Einzugsgebiet, der chemischen Verwitterung, den diagenetischen Neubildungen und Sortierungsprozessen während des Transports beeinflusst (Nesbitt et al. 1997). Um die Liefergebiete der Seesedimente aus der Amery-Oase zu erfassen, müssen diese verschiedenen Einflussfaktoren aufgeschlüsselt werden.

Authigene Mineralbildungen spielen in den meisten polaren Seesedimenten eine untergeordnete Rolle (Lamoureux & Gilbert 2004). In den Kernen aus der Amery-Oase sind Hinweise auf frühdiaagenetische Prozesse lediglich in den biogenen-lakustrinen Sedimenten des Terrasovoje-Sees zu finden. Dort ist beispielsweise authigener Pyrit vorhanden (Kapitel 6.2.6, Kapitel 7.5).

Die Ergebnisse der mineralogischen und anorganisch-geochemischen Analysen am Gesamtsediment zeigen, dass es in allen untersuchten Kernen korngößenabhängige Variationen in der Sedimentzusammensetzung gibt. Zur Interpretation der anorganisch-geochemischen Analysen wurden die Aluminium-normierten Elementverteilungen herangezogen, da auf diese Weise die korngößenbedingten Variationen minimiert werden und somit die charakteristischen Liefergebietszusammensetzungen deutlicher in den Vordergrund treten (Kapitel 6.2.5). Ebenso konnten bei den gesamtmineralogischen Untersuchungen die korngößenabhängigen Variationen innerhalb der einzelnen Sedimentkerne identifiziert werden (Kapitel 6.2.3). Die Änderungen in der mineralogischen und anorganisch-geochemischen Zusammensetzung innerhalb der einzelnen Kernprofile sind vorwiegend an den Wechsel zwischen grobkörnigen Sedimenten im unteren Bereich der Sedimentkerne und feinkörnigeren Sedimenten im oberen Kernabschnitt gekoppelt. Zusätzlich unterscheiden sich die einzelnen Sedimentkerne der Amery-Oase in ihrer mineralogischen und anorganisch-geochemischen Zusammensetzung gemäß ihrer Kernposition. Die räumlichen Muster, d.h. die mineralogischen und anorganisch-geochemischen Unterschiede zwischen den Kernen, resultieren demzufolge aus den verschiedenen Einzugsgebieten, in denen sich die Seen und die jeweiligen Kernpositionen befinden.

Die mineralogische Zusammensetzung der Tonfraktion ist korngößenunabhängig und daher besonders gut geeignet, um die verschiedenartigen Liefergebiete der Seen zu charakterisieren und voneinander zu differenzieren. Generell bilden die Tonmineralassoziationen in Regionen wie der Antarktis, in der physikalische Verwitterungs- und glaziale Transportprozesse dominieren, die Zusammensetzung der Ausgangsgesteine ab (Chamley 1989, Petschick et al. 1996). In der Ostantarktis, die hauptsächlich aus präkambrischen Metamorphiten aufgebaut ist, bestehen die Tonmineralvergesellschaftungen vornehmlich aus Illit und untergeordnet aus Chlorit (Diekmann et al. 2003, Ehrmann et al. 1992b). Schon seit der Ausbildung des Eisschildes im Oligozän dominieren in der Ostantarktis die physikalischen Verwitterungsprozesse (Ehrmann et al. 1992b). Seit dieser Zeit waren die Klimaänderungen nicht stark genug, um die Art der Verwitterung zu ändern (Ehrmann 1998). Die Sedimente aus den Seen der Amery-Oase sind quartären Alters und somit ebenfalls Produkte von physikalischen Verwitterungs- und glazialen Transportprozessen. Bereits die Daten der Oberflächenproben (Abb. 36) dokumentieren, dass die Tonmineralassoziationen der Amery-Oase von verschiedenen Liefergebieten bestimmt werden, denn derartig unterschiedliche Sedimentzusammensetzungen können in ein und derselben Region nur dann gleichzeitig entstehen, wenn sich die Ausgangsgesteine bzw. die Einzugsgebiete der Sedimente deutlich unterscheiden. Insgesamt sind die zeitlichen Variationen in den Sedimentzusammensetzungen der Kerne aus der Amery-Oase geringer als die räumlichen Herkunftssignale (Kapitel 6.2.4).

Die tonmineralogischen Untersuchungen stellen einen zuverlässigen Parameter dar, um die verschiedenen Liefergebiete der Sedimente aus den Seen der Amery-Oase zu charakterisieren und zu lokalisieren. In Abb. 56 sind die tonmineralogischen, gesamtmineralogischen und anorganisch-geochemischen Charakteristika der verschiedenen Sedimentkerne im räumlichen Vergleich dargestellt. Besonders auffällig unterscheiden sich die Zusammensetzungen vom Terrasovoje-See von denen des Beaver-Sees.

7.3.1 Detritische Sedimentherkunft, Beaver-See-Sedimente

Der Beaver-See bzw. die Kernposition Lz1013 befindet sich im Einzugsgebiet der permotriassischen Gesteine der Amery-Gruppe (Beacon-Supergruppe). An dem westlichen und südlichen Ufer des Beaver-Sees stehen mehrere 100 m mächtige Abfolgen dieser Gesteine an. Es handelt sich um fluviatile Sedimentgesteine, die zum großen Teil aus Feldspat-führenden Sandsteinen, Konglomeraten, Siltsteinen, Kohlen und Schiefen bestehen (Mond 1972, Webb & Fielding 1993, Fielding & Webb 1996, McLoughlin & Drinnan 1997, Mikhalsky et al. 2001). Stellenweise wird die Amery-Gruppe von tertiären Sedimenten der Pagodroma-Gruppe überlagert. Ehrmann et al. (2003) untersuchten an der Pagodroma-Schlucht in der Nähe des Beaver-Sees die Sedimentzusammensetzung der Bardin-Bluffs-Formation, welche der Pagodroma-Gruppe zugeordnet wird. Nachgewiesen wurde, dass die Sedimente der Bardin-Bluffs-Formation hauptsächlich aus Klasten der darunter liegenden permotriassischen Gesteine (Amery-Gruppe) aufgebaut werden. Die Tonfraktion der Bardin-Bluffs-Formation besteht durchschnittlich aus 54% Kaolinit, 38% Illit und 8% Chlorit, eine Bestätigung, dass die Hauptquelle dieser glazialen Sedimente die Gesteine der Amery-Gruppe sind (Ehrmann et al. 2003).

Die tonmineralogischen und gesamtmineralogischen Untersuchungen an den Sedimenten aus dem Beaver-See zeigen, dass hauptsächlich Sedimentmaterial der Amery-Gruppe und/oder der Bardin-Bluffs-Formation in den See transportiert worden ist. Primär ist das Material der Amery-Gruppe die Sedimentquelle, unabhängig davon, ob es direkt in den Beaver-See transportiert worden ist oder in der Bardin-Bluffs-Formation zwischengelagert wurde.

Erste Hinweise auf die Herkunft der Sedimente aus dem Beaver-See geben die Gesteinsklasten aus Kern Lz1013. Sie bestehen aus gelblich verwitterten Sandsteinen, die Quarz-Gehalte von 84-89% und Kalifeldspat-Anteile von 4-11% aufweisen. Ihre mineralogische Zusammensetzung entspricht den permotriassischen Sandsteinen der Amery-Gruppe, die hauptsächlich aus Quarz und Kalifeldspat aufgebaut werden und keine Plagioklase, Pyroxene und Amphibole enthalten (McKelvey & Stephenson 1990, Mond 1972, Webb & Fielding 1993, Fielding & Webb 1996). Das feinere Sedimentmaterial aus Kern Lz1013 ist ebenfalls durch hohe Quarz-Anteile (46-88%), niedrige Plagioklas/Kalifeldspat-Verhältnisse und niedrige Amphibol- und Pyroxen-Gehalte charakterisiert. Dies deutet darauf hin, dass ein Großteil der Sedimentzusammensetzung auf die permotriassischen Gesteine zurückzuführen ist. Die Tonmineralzusammensetzung der Sedimente aus dem Beaver-See ist durch hohe Kaolinit-Konzentrationen (57-88%) und mittlere Illit- (12-34%) und niedrige Chlorit-Konzentrationen (0-12%) und das Fehlen von Smektit gekennzeichnet. Als Kaolinitlieferant kommen beispielsweise die Kohle-bänder der Amery-Gruppe in Frage, da kleine Kohlepartikel im gesamten Sedimentkern (Lz1013) gefunden wurden. Außerdem ist Kaolinit, neben Illit, Chlorit und feinkörnigen Eisenoxiden in der Matrix der permotriassischen Sandsteine der Amery-Gruppe enthalten (Webb & Fielding 1993). Ferner können Illit und Chlorit auch Produkte der physikalischen Verwitterung der metamorphen Grundgebirgsgesteine darstellen und vom Radok-See durch die Pagodroma-Schlucht in den Beaver-See transportiert worden sein. Aus den verschiedenen petrographischen Zusammensetzungen der Granulite und Gneise, die westlich der Amery-Störung am Ufer des Radok-Sees aufgeschlossen sind, können sowohl Al-reiche als auch Fe-Mg-reiche Illite geliefert werden (Ehrmann et al. 2003). Chlorit ist normalerweise kein Bestandteil granulitfazieller Gesteine, allerdings wurden in der Amery-Oase retrograde Chloritbildungen in den Metamorphiten nachgewiesen (Mikhalsky et al. 2001).

Die tonmineralogische Zusammensetzung der Sedimente aus dem Beaver-See bleibt über die gesamte Kerntiefe konstant. Dies bedeutet, dass das Liefergebiet der Sedimente in der Zeitfolge unverändert blieb. Variationen mit der Kerntiefe zeigt dagegen die gesamtmineralogische und anorganisch-geochemische Zusammensetzung. Sie sind jedoch auf Korngrößenänderungen zurückzuführen. Die Quarz-Gehalte korrelieren mit den Sandgehalten, während die Anteile an Feldspäten, Amphibolen, Pyroxenen und Glimmern weitgehend an die Fraktion < 63 µm gebunden sind. Da alle diese Sedimente zu einem großen Teil aus Quarz, d.h. SiO₂ bestehen, ist der Anteil der anderen chemischen Elemente vergleichsweise gering.

Charakteristischste Merkmale der Beaver-See-Sedimente sind der hohe Gehalt an Kaolinit und Quarz, der im Vergleich zu Plagioklast hohe Anteil an Kalifeldspat und die Dominanz von Al-reichen Illiten über Fe- und Mg-reiche Illite. Die gesamte Mineralzusammensetzung der Beaver-See-Sedimente wird von chemisch stabilen Komponenten (Quarz, Kalifeldspat, Al-reiche Illite und Kaolinit) dominiert, ein Kennzeichen für kompositionell relativ reifes Ausgangsgestein, wie es die Sedimentgesteine der Amery-Gruppe darstellen.

7.3.2 Detritische Sedimentherkunft, Radok-See-Sedimente

Durch den Radok-See verläuft die Amery-Störung, welche die permotriassischen Sedimentgesteine der Amery-Gruppe im Osten von den Gneisen und Granuliten des metamorphen Grundgebirges im Westen trennt. Auf beiden Seiten der Störung werden diese Gesteine partiell von glazialen Sedimenten der Pagodroma-Gruppe überlagert. Auf der östlichen Seite in Richtung Beaver-See handelt es sich um die Bardin-Bluffs-Formation, auf der westlichen Seite um die Battye-Gletscher-Formation (Bloemendal et al. 2003, Ehrmann et al. 2003). Die Klasten in der Bardin-Bluffs-Formation bestehen zu 55-65% aus Sedimentgesteinen (Sandsteinen, Siltsteinen und Kohle), die aus der permotriassischen Amery-Gruppe stammen (Bloemendal et al. 2003). Die Battye-Gletscher-Formation enthält eine große Anzahl an Granulit-Klasten (50-90%) und Klasten von intermediär zusammengesetzten intrusiven Gesteinen (Bloemendal et al. 2003).

Aus der gesamtmineralogischen und tonmineralogischen Zusammensetzung der Radok-See-Sedimente geht hervor, dass das Sedimentmaterial sowohl von den Metamorphiten als auch von den permotriassischen Gesteinen und auch von der teritären Pagodroma-Gruppe stammt. Die in den Sedimentkernen enthaltenen Klasten bestehen aus kristallinen Grundgebirgsgesteinen sowie Kohlebruchstücken und Sandsteinen der Amery-Gruppe, deren mineralogische Vielfalt von Amphiboliten mit hohen Plagioklas-, Amphibol- und Pyroxen-Gehalten bis hin zu Sandsteinen mit Quarz-Gehalten von über 90% reicht. Diese Vielfalt ist bereits der erste Anhaltspunkt dafür, dass die Sedimentation im Radok-See von verschiedenartig zusammengesetzten Ausgangsgesteinen beeinflusst wird.

Die drei Sedimentkerne aus dem Radok-See unterscheiden sich in ihrer mineralogischen Zusammensetzung. Kern Lz1007 aus dem Nordostarm des Sees weist die höchsten Quarz- und Kaolinit-Gehalte und die niedrigsten Feldspat-Anteile auf. Der Anteil an Kalifeldspat gegenüber Plagioklas ist hoch, die $5\text{\AA}/10\text{\AA}$ -Verhältnisse repräsentieren Al-reiche Illite. Diese Zusammensetzung zeigt, dass es sich um Quarz- und Kaolinit-reiche Sedimentquellen handelt, wie sie von der Amery-Gruppe bzw. der Bardin-Bluffs-Formation gebildet werden.

Im Gegensatz zu den Sedimenten aus dem Nordostarm besitzen die Sedimente aus Kurzkern Lz1012, der aus dem südlichen Teil des Radok-Sees in der Nähe der Battye-Gletscherzunge gewonnen wurde, niedrigere Quarz- und Kaolinit-Gehalte und höhere Feldspat-Anteile. Der Illit-Charakter dieser Sedimente liegt zwischen Al-reichen und Mg- und Fe-reichen Illiten. Die Kalifeldspat-Gehalte übersteigen auch hier die Plagioklas-Gehalte, der Plagioklas-Anteil ist jedoch höher als im Nordostarm des Sees. Die Mineralogie der Sedimente legt ein weniger 'saures' Liefergebiet im Vergleich zu dem Liefergebiet von Sedimentkern Lz1007 nahe. Am Westufer des Radok-Sees stehen Orthopyroxen-führende felsische Granulite, Granat- und Biotit-führende Granulite, mafische Granulite, felsische Gneise und Biotit-, Granat- und Pyroxen-führende Gneise an (Kamenev et al. 1993, McKelvey & Stephenson 1990, Mikhalsky et al. 2001, Stephenson & Cook 1997). Diese amphibolit- und granulitfaziellen Gesteine sind durch relativ hohe Kalifeldspat-Gehalte und geringere Plagioklas-Anteile und durch eine intermediäre Zusammensetzung der Illit-Mineraie charakterisiert (Ehrmann et al. 2003).

Die Ähnlichkeit in der mineralogischen Zusammensetzung der Sedimente von Kern Lz1012 und der metamorphen Gesteine deutet darauf hin, dass zumindest ein Teil des Sedimentmaterials von den Grundgebirgsgesteinen abstammt. Allerdings weist das Tonmineralspektrum von Kern Lz1012 mit durchschnittlichen Kaolinit-Gehalten von 48% und Smektit-Anteilen von 4% auf zusätzliche Sedi-

mentquellen hin, denn diese beiden Tonmineralgruppen sind nicht auf physikalische Verwitterung der Grundgebirgsgesteine zurückzuführen. Indessen enthalten die Sedimente der Battye-Gletscher-Formation (Pagodroma-Gruppe), die westlich des Radok-Sees dem kristallinen Grundgebirge aufliegen, die Tonmineralgruppen Kaolinit und Smektit. Nach Ehrmann et al. (2003) besteht die Tonmineralzusammensetzung der Battye-Gletscher-Formation aus durchschnittlich 51% Illit, 24% Kaolinit, 15% Smektit und 10% Chlorit. Smektitquelle für die Sedimente aus Kern Lz1012 ist höchstwahrscheinlich die Battye-Gletscher-Formation. Die Kaolinit-Anteile in der Battye-Gletscher-Formation sind niedriger als in den Sedimenten aus Kern Lz1012, so dass wahrscheinlich ein Teil der Kaolinit-Mineralen in Sedimentkern Lz1012 zusätzlich aus den Sedimentgesteinen der Amery-Gruppe stammt und vom Ostufer des Sees zu der Kernposition transportiert worden ist. Kaolinit und Smektit sind detritische Komponenten in der Battye-Gletscher-Formation und ihre Herkunft liegt vermutlich unter dem Eisschild im Hinterland der Amery-Oase (Ehrmann et al. 2003). Kaolinit könnte zwar aus der Amery-Gruppe stammen, allerdings finden sich keine Gesteinsklasten der Amery-Gruppe in der Battye-Gletscher-Formation (Bloemendal et al. 2003, Ehrmann et al. 2003). Ausgangsmaterial für Smektit sind häufig basische und intermediäre Vulkanite (Biscaye 1965, Heim 1990). Bis auf einen kleinen Aufschluss (circa 8 km²) von Vulkaniten im Manning-Massiv sind keine vulkanischen Gesteine in den nördlichen Prinz-Charles-Bergen vertreten (Kamenev et al. 1993, Mikhalsky et al. 2001), die ein Liefergebiet darstellen könnten. Als Smektitquelle für die Sedimente der Battye-Gletscher-Formation ist dieser Aufschluss jedoch zu klein, vermutlich gibt es großflächigere subglaziale vulkanische Quellen im Hinterland der Amery-Oase, die für den Smektit-Eintrag in die Battye-Gletscher-Formation verantwortlich sind (Ehrmann et al. 2003). Eine marine Herkunft des Smektit ist unwahrscheinlich, weil in allen anderen Formationen der Pagodroma-Gruppe kein Smektit enthalten ist (Ehrmann et al. 2003).

Die Kernposition Lz1010 befindet sich im Nordarm des Radok-Sees in unmittelbarer Nähe der Amery-Störung. Die mineralogische Zusammensetzung der Sedimente dieses Kerns liegt zwischen denen von Kern Lz1007 und Lz1012, d.h. die Quarz- und die Kaolinit-Gehalte sind höher als in Kern Lz1012 und niedriger als in Kern Lz1007, während die Feldspat- und Smektit-Anteile niedriger als in Kern Lz1012 und höher als in Kern Lz1007 sind. Demzufolge wurden in diesen Bereich des Sees sowohl Gesteine der Amery-Gruppe, als auch metamorphe Grundgebirgsgesteine und die Sedimente der Pagodroma-Gruppe eingetragen.

Alle drei Sedimentkerne aus dem Radok-See sind stark von der lokalen geologischen Zusammensetzung der Gesteine im Umfeld des Sees geprägt. Sedimentkern Lz1007 aus dem Nordostarm des Sees liegt im Einzugsgebiet der permotriassischen Amery-Gruppe und der Bardin-Bluffs-Formation, während die Kerne Lz1010 und Lz1012 einen größeren Einfluss des metamorphen Grundgebirges und der Battye-Gletscher-Formation zeigen. Innerhalb der einzelnen Sedimentkerne bleibt die Tonmineralzusammensetzung nahezu konstant, während aufgrund von Korngrößenänderungen Änderungen in der mineralogischen und anorganisch-geochemischen Zusammensetzung zu beobachten sind.

7.3.3 Detritische Sedimentherkunft, Terrasovoje-See-Sedimente

Der Terrasovoje-See befindet sich westlich der Amery-Störung auf dem Loewe-Massiv, welches vorwiegend von Orthopyroxen-führenden, granitoiden und charnockitischen Intrusiva aufgebaut wird; im südlichen Massiv stehen Gneise an (Kamenev et al. 1993, Scrimgeour & Hand 1997, Boger et al. 2000, Mikhalsky et al. 2001). Weiterhin finden sich im Umkreis des Sees tertiäre glaziale Sedimente der Pagodroma-Gruppe (Whitehead et al. 2003) und quartäres Moränenmaterial (Adamson et al. 1997).

Die Sedimente aus dem Terrasovoje-See unterscheiden sich sowohl in der Gesamt- und Tonmineralogie, als auch in der anorganisch-geochemischen Zusammensetzung von den Sedimenten des Radok- und Beaver-Sees, was darauf hinweist, dass sie eine andere Herkunft besitzen.

Ein weiterer Unterschied zu den Sedimentkernen aus dem Radok- und Beaver-See ist, dass Sedimentkern Lz1005 der einzige Kern ist, in dem sich die Tonmineralzusammensetzung mit der Kerntiefe verändert. Sie ändert sich abrupt mit dem Wechsel von klastischen Sedimenten zu biogenen Sedimenten. Dies bedeutet, dass die älteren (klastischen) Sedimente ein anderes Einzugsgebiet als die jüngeren (organikreichen) Sedimente besitzen. Die klastischen Sedimente (AE 3, AE 4) enthalten viel Smektit (32-69%), viel Illit (25-61%), wenig Kaolinit (4-10%) und Chlorit (2-8%), während die biogenen Sedimente (AE 1, AE 2) durch hohe Illit- (55-69%), mittlere Kaolinit-Gehalte (18-29%), niedrigere Smektit- (3-19%) und niedrige Chlorit-Gehalte (4-7%) gekennzeichnet sind.

Neben diesen Unterschieden in der tonmineralogischen Zusammensetzung der klastischen und der biogenen Sedimente gibt es weitere generelle Merkmale, die die Terrasovoje-See-Sedimente charakterisieren und von den Sedimenten der anderen beiden Seen abgrenzen. Die Sedimentation im Terrasovoje-See wird wesentlich weniger von den Kaolinit-, Quarz- und Al-reichen und Plagioklas-armen Gesteinen der Amery-Gruppe beeinflusst als die Sedimentation im Radok- und Beaver-See. Dies zeigt sich auch an der Zusammensetzung der Gesteinsklasten aus dem Terrasovoje-See, die ausschließlich aus Grundgebirgsklasten bestehen. Die untersuchten Gesteinsklasten stammen alle aus dem klastischen Kernabschnitt, jedoch wurden auch in dem biogenen Kernabschnitt keine Klasten der Sedimentgesteine der Amery-Gruppe gefunden, sondern ausschließlich wenige Millimeter große Grundgebirgsklasten. Die mineralogisch analysierten Gesteinsklasten besitzen Quarz-Gehalte zwischen 33% und 59% und relativ hohe Plagioklas- (19-35%) und Pyroxen-Gehalte (9-17%). In allen Klasten übersteigen die Plagioklas-Anteile die der Kalifeldspäte und der Anteil an mafischen Mineralen wie der der Pyroxene ist höher als in den Klasten der Radok- oder Beaver-See-Sedimente.

Niedrige Quarz-Gehalte und vergleichsweise hohe Plagioklas- und Pyroxen-Anteile der Sedimente aus dem Terrasovoje-See können beispielsweise auf die Orthopyroxen-führenden granitoiden Gesteine des Loewe-Massivs zurückzuführen sein. Mg-Fe-reiche Illite sind typisch für Biotit-führende hochmetamorphe Gesteine, wie sie häufig auf dem ostantarktischen Kraton (Petschick et al. 1996) und auch auf dem Loewe-Massiv zu finden sind. Das Vorkommen von Kaolinit und Smektit in den Sedimenten des Terrasovoje-Sees weist jedoch darauf hin, dass es noch weitere Sedimentquellen geben muss. Kaolinit und Smektit können in den Sedimenten der tertiären Pagodroma-Gruppe als detritische Minerale auftreten, wie beispielsweise in der Battye-Gletscher-Formation, die im südlichen Teil der Amery-Oase von Ehrmann et al. (2003) untersucht wurde. In den klastischen Sedimenten des Terrasovoje-Sees sind die durchschnittlichen Smektit-Gehalte mit 32-69% jedoch wesentlich höher als in der Battye-Gletscher-Formation, in der sie nach Ehrmann et al. (2003) 5-25% betragen. Die klastischen Sedimente des Terrasovoje-Sees sind glazial transportiert worden (Kapitel 7.4.3), so dass als potentielle Smektitquelle subglaziale Vulkanite im Hinterland der Amery-Oase in Betracht kommen könnten. Das würde bedeuten, dass das klastische Material nicht vornehmlich aus dem lokalen Umfeld des Sees, sondern durch glazialen Transport von einer weiter entfernten Quelle in das Seebecken gelangt ist. Da vor allem Basalte einen beträchtlichen Anteil von Smektit unter glazialen Klima liefern können (Ehrmann et al. 1992b, Ehrmann et al. 2005), kann dies als Hinweis gelten, dass womöglich basaltische Gesteine subglazial im Hinterland der Amery-Oase vorkommen. Die Unterschiede in der Zusammensetzung zwischen den klastischen Sedimenten und den organikreichen Sedimenten im Terrasovoje-See sind an den Wechsel der Transportprozesse und der Einzugsgebiete gekoppelt.

Seit dem Einsetzen der biogenen Sedimentation wurde das klastische Sedimentmaterial innerhalb dieser organikreichen Sedimente nicht mehr durch einen Gletscher in den See transportiert, sondern äolisch oder durch Schmelzwasser direkt in den See eingetragen oder auf der Eisdecke zwischengelagert (Kapitel 7.5). Demnach besitzen die biogenen Sedimente eher eine lokale Herkunft im Unterschied zu dem glazial transportierten klastischen Material. Im Umfeld des Sees stehen teilweise quartäre Moränen an (Adamson et al. 1997), welche offenbar durch denselben Gletscher wie die klastischen Sedimente im Terrasovoje-See (AE 3 & AE 4) transportiert worden sind und eine ähnliche tonmineralogische Zusammensetzung aufweisen (Duanne White, persönliche Mitteilung 2005). Zum großen Teil wird jedoch die Umgebung des Terrasovoje-Sees von den Sedimenten der Pagodroma-

Gruppe und den Grundgebirgsgesteinen dominiert. Da die Tonmineralzusammensetzung des biogenen Kernabschnitts der von Ehrmann et al. (2003) im südlichen Bereich der Amery-Oase untersuchten Battye-Gletscher-Formation ähnelt, kann davon ausgegangen werden, dass zumindest ein großer Teil des Materials aus den Sedimenten der Pagodroma-Gruppe stammt.

Die hohen Gehalte an Fe, Mn und Mg in den biogenen Sedimenten sind zum einem auf die hohen Anteile an Mineralen wie Fe-Mg-reiche Illite und Pyroxene zurückzuführen und damit ein Kennzeichen der Sedimentherkunft und/oder ein Resultat von Korngrößeneffekten. Zum anderen kann Fe und Mn aber auch durch Redox- oder authigene Prozesse angereichert worden sein (Kapitel 7.5). Die hohen Cu-, Ni-, V- und Zn-Anteile in den biogenen Sedimenten sind vermutlich an organische Komplexe gebunden und damit kein Hinweis auf die Provenance. Zahlreiche Spurenmetalle bilden Komplexe mit organischen Komponenten und ihr Gehalt in Sedimenten steigt häufig mit dem steigenden Anteil an organischem Kohlenstoff und/oder feinen Korngrößen (Cohen 2003).

7.3.4 Zusammenfassung detritische Sedimentherkunft

Die Sedimentkerne aus der Amery-Oase unterscheiden sich in ihrer tonmineralogischen, gesamtmineralogischen und anorganisch-geochemischen Zusammensetzung, da sie verschiedene Liefergebiete besitzen (Abb. 56). Am anschaulichsten spiegeln die Tonmineralassoziationen und die gesamtmineralogische Zusammensetzung die unterschiedliche geologische Herkunft der Sedimente wider. Die Tonmineralassoziationen aus der Amery-Oase bestehen neben den auf dem ostantarktischen Kraton typischen Mineralgruppen Illit und Chlorit auch aus Kaolinit und Smektit, was sich als nützlicher Indikator für die verschiedenen Liefergebiete erwiesen hat.

Die Sedimente aus dem Beaver-See sind durch hohe Quarz- und Kaolinit-Gehalte und das Fehlen von Smektit gekennzeichnet. Das Sedimentmaterial stammt vornehmlich aus dem direktem Umfeld des Sees aus den permotriassischen Gesteinen der Amery-Gruppe und den ähnlich zusammengesetzten Sedimenten der tertiären Bardin-Bluffs-Formation (Pagodroma-Gruppe).

Auch im Radok-See ist die Zusammensetzung der Sedimente stark von der lokalen Geologie geprägt. Hier stehen sowohl metamorphe Grundgebirgsgesteine als auch Sedimentgesteine der Amery-Gruppe und glaziale Sedimente der Pagodroma-Gruppe (Battye-Gletscher-Formation und Bardin-Bluffs-Formation) an. Dementsprechend setzen sich die Sedimente des Radok-Sees aus verschiedenartigen Ausgangsmaterialien zusammen. Die einzelnen Kerne aus dem Radok-See unterscheiden sich entsprechend ihrer räumlichen Position im See in den mineralogischen und tonmineralogischen Zusammensetzungen. Wie in den Sedimenten des Beaver-Sees werden auch im Radok-See die Tonmineralassoziationen von Kaolinit dominiert. Die Gehalte sind jedoch niedriger und im Unterschied zum Beaver-See enthalten die Sedimente aus dem Radok-See Smektit, wenn auch in geringen Anteilen.

Die Zusammensetzung der Terrasovoje-See-Sedimente unterscheidet sich stark von denen des Radok- und des Beaver-Sees. Die Quarz- und Kaolinit-Anteile sind verhältnismäßig niedrig, die Plagioklas-Gehalte höher als die Kalifeldspat-Anteile und die Tonmineralassoziationen werden von Mg-Fe-reichem Illit oder Smektit dominiert. Vor allem die klastischen Sedimente (AE 3, AE 4) des Terrasovoje-Kerns sind durch hohe Smektit-Gehalte und Plagioklas-Anteile charakterisiert, was sich in der anorganisch-geochemischen Zusammensetzung mit hohen Ca-, Na-, Ba- und Sr-Konzentrationen ausdrückt. Zum Teil dürfte das klastische Sedimentmaterial aus dem lokalen Umfeld des Sees stammen, die hohen Smektit-Anteile deuten jedoch auf ein weiter entferntes, vermutlich unter dem Eis (im Hinterland der Amery-Oase) liegendes vulkanisches Liefergebiet hin. Die biogenen Sedimente zeigen ebenfalls hohe Plagioklas- und relativ niedrige Quarz-Gehalte. Dominierende Tonminerale sind Mg- und Fe-reiche Illite. Die Herkunft des detritischen Sedimentmaterials innerhalb des biogenen Kernabschnitts (AE 1, AE 2) ist jedoch lokal; als Sedimentquelle kommen sowohl die vorwiegend plutonischen Grundgebirgsgesteine des Loewe-Massivs, als auch die tertiären Sedimente der Pagodroma-Gruppe und zu einem geringeren Teil quartäre Moränen in Frage.

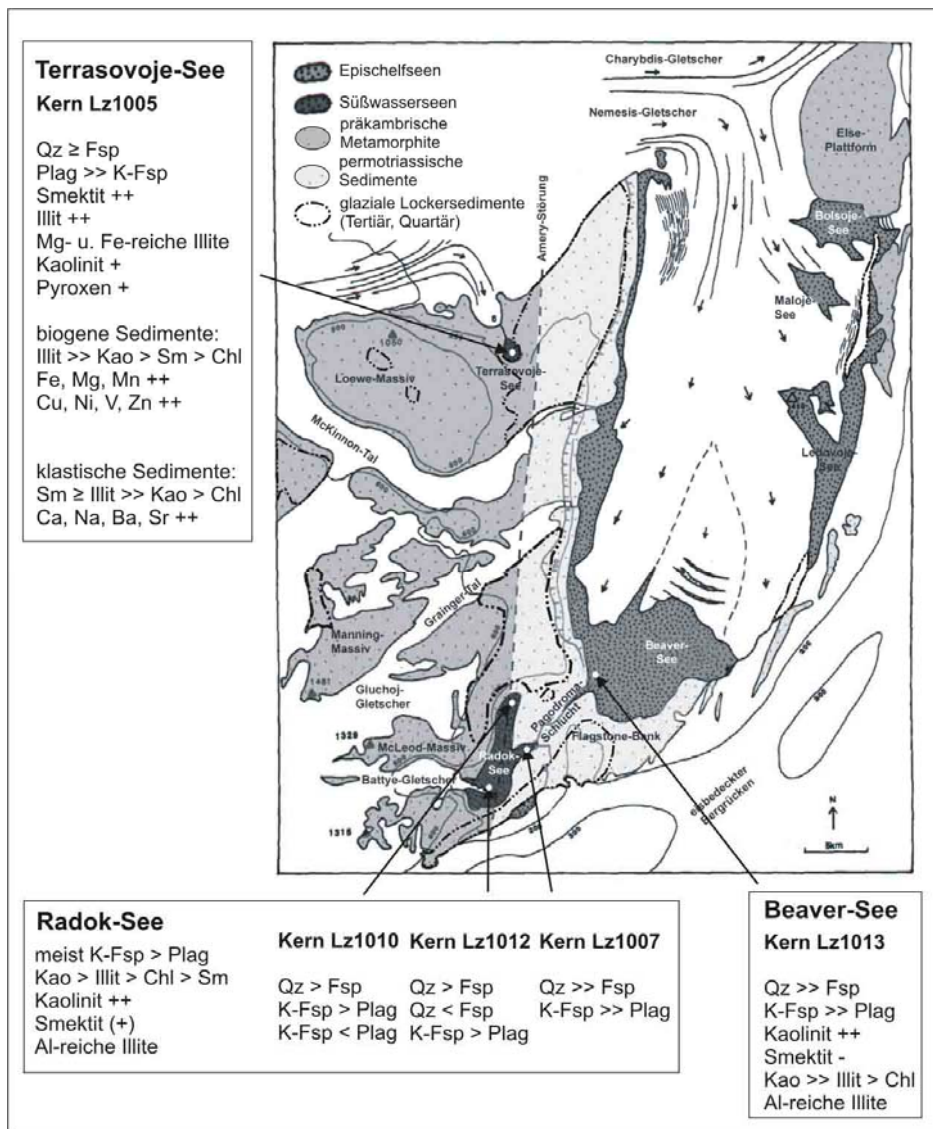


Abb. 56: Tonmineralogische, mineralogische und anorganisch-geochemische Charakteristika der Sedimentkerne aus den Seen der Amery-Oase. Die räumlichen Muster in der Zusammensetzung resultieren aus den unterschiedlichen Einzugsgebieten. Am deutlichsten unterscheiden sich die Sedimente aus dem Terrasovoje-See von den Sedimenten des Beaver-Sees.

7.4 Sedimentfazies und Ablagerungsmilieu

Die drei untersuchten Seen der Amery-Oase zeigen offenkundig Unterschiede in ihrer Größe, Bathymetrie und Hydrologie (Kapitel 6.1). Zudem stehen der Radok- und Beaver-See im Gegensatz zum Terrasovoje-See in unmittelbarem Kontakt zu einem Gletscher (Eiskontakt-Seen). Daher ist es auch nicht ungewöhnlich, dass die Sedimentfaziestypen der drei Seen deutlich voneinander abweichen. Die Ausbildung einer glaziolakustrinen Sedimentfazies wird von verschiedensten Faktoren wie z.B. der Nähe zum Gletscher, der Beckengeometrie, der Hangstabilität, der relativen Dichteunterschiede von einfließendem Schmelzwasser und Seewasser, der Position im See, der Schichtung des Wasserkörpers, dem Ausmaß der Eisbedeckung und der Menge des eistransportierten Sedimentmaterials beeinflusst (z.B. Drewry 1986, Ashley 1988, Bennett & Glasser 1996, Miller 1996, Cohen 2003). Anhand der lithologischen Beschreibung (Kapitel 6.2.1) und der Korngrößenanalyse (Kapitel 6.2.2) konnten Informationen über die Transportprozesse und die Entstehung der Sedimente gewonnen werden. Die Genese, besonders der grobkörnigen und diamitischen Faziestypen war jedoch nicht immer eindeutig. Allgemein sind bei der Analyse von Sedimentkernen große Korngrößen wie Kies und Steine aufgrund des geringen Kerndurchmessers unterrepräsentiert. Zudem können großmaßstäb-

liche Sedimentstrukturen, die zur Interpretation der Sedimentfazies wichtig sind, nicht beobachtet werden. Zudem ist die Genese diamiktischer Sedimente generell schwer zu rekonstruieren.

Morawski (1988) teilt diamiktische Sedimente in 'morainic sediments' ('lodgement till', 'melt-out till', 'sublimation till') 'watermorainic sediments' ('flow till', 'stratified meltwater sediments') und 'glacio-aqueous sediments' ('fluvioglacial sediments', 'limnoglacial sediments') ein und weist darauf hin, dass die Übergänge zwischen diesen Faziestypen fließend und häufig schwach ausgebildet sind. Die einwandfreie Interpretation der Genese von diamiktischen Sedimenten erfordert eine Kombination von geomorphologischen, stratigraphischen, strukturellen, textuellen und lithologischen Untersuchungen (Morawski 1988). Die an den Sedimentkernen durchgeführten Untersuchungen liefern dennoch aussagekräftige Hinweise auf eine mögliche Sedimentgenese.

7.4.1 Sedimentfazies und Ablagerungsmilieu, Beaver-See-Sedimente

Die untere Ablagerungseinheit von Kern Lz1013 (AE 2, 31-100 cm) besteht aus Wechselfolgen von grobkörnigen und feinkörnigen Sedimenten. Die grobkörnigen Schichten werden vorwiegend von meist mehreren cm großen, eckigen und schwach zementierten Sandsteinklasten aufgebaut. Der Feinmaterialanteil in diesen Schichten ist sehr gering. Bei der im Rahmen der Korngrößenanalyse durchgeführten Nasssiebung des Sedimentmaterials sind die großen Sandsteinbruchstücke rasch zerfallen. Der wirkliche Kiesanteil dieser Ablagerungseinheit ist demzufolge höher als der bei der Korngrößenanalyse gemessen (Tab.A5) und in Abb. 21, sowie Abb. A9 dargestellte Kiesgehalt. Die Sandsteinklasten dieser Ablagerungseinheit müssen von einer nahegelegenen Sedimentquelle stammen, da sie bei einem weiten glazialen oder aquatischen Transportweg wie bei der Nasssiebung schnell zerfallen wären. Gegenwärtig weichen die Uferhänge des Beaver-Sees durch Erosion zurück, so dass Sandsteinblöcke herabfallen, die durch das gezeitenbeeinflusste Wasser und Eis verteilt und zerkleinert werden (Adamson et al. 1997). Vermutlich sehen diese Sedimente, die heute am Hangfuss entstehen, ähnlich aus wie die grobkörnigen Schichten in AE 2. Die Sedimente dieser Ablagerungseinheit könnten somit Material darstellen, welches auf die Eisdecke des Beaver-Sees fiel, durch Driftbewegungen von Eisschollen in den Bereich der Kernposition befördert wurde und dann beim Schmelzen der Eisdecke auf den Seeboden gelangte. Bei der Interpretation dieser Sedimentfazies ist jedoch auch zu berücksichtigen, dass der Beaver-See aufgrund seiner Verbindung zum offenen Ozean sensitiv auf Meeresspiegelschwankungen reagiert haben muss. Adamson et al. (1997) nehmen an, dass die Amery-Oase seit dem LGM nicht oder nur zu einem geringen Teil von isostatischen Hebungen betroffen war. Unter dieser Annahme und in Bezug auf die Meeresspiegelkurve von Bard et al. (1996) muss die Kernposition Lz1013, welche sich in 54 m Wassertiefe befindet, während des LGM trocken gefallen sein und erst vor rund 11 ka im Zuge des globalen Meeresspiegelanstiegs überflutet worden sein. Die grobkörnigen Sandsteinschuttagerungen von AE 2 könnten somit auch spätpleistozäne subaerisch abgelagerte Sedimente darstellen aus denen das Feinmaterial durch äolische Prozesse ausgeblasen wurde. Die tonigeren Schichten innerhalb von AE 2 deuten allerdings auch auf einen gewissen aquatischen Einfluss hin, wobei sie beispielsweise durch sommerliche Schmelzwässer abgelagerte Sedimente darstellen können. Aufgrund der fehlenden Altersbestimmung wird von einer endgültigen Interpretation dieser Sedimentfazies abgesehen.

Die laminierten tonigen Silte und siltigen Tone der obersten 31 cm (AE1) des Kerns Lz1013 sind typische Stillwassersedimente. Sie sind aquatisch abgelagert worden und können somit erst entstanden sein, als der Meeresspiegel weit genug angestiegen war, dass er die Bohrlokation Lz1013 überflutete. Vermutlich erfolgte die Ablagerung dieser Laminite aus der durch Oberflächen- und Zwischenströmungen ('overflows', 'interflows') verteilten Suspensionsfracht. Im Beaver-See herrschen wahrscheinlich Oberflächen- und Zwischenströmungen vor, da diese häufig dann entstehen, wenn Schmelzwasser in einen salinen See fließt (Cohen 2003).

Die mineralogischen und tonmineralogischen Analysen zeigen, dass sowohl die Sedimente von AE 1 als auch von AE 2 aus dem lokalen Umfeld des Beaver-Sees stammen.

7.4.2 Sedimentfazies und Ablagerungsmilieu, Radok-See-Sedimente

Während Kurzkern Lz1012 und die obersten Ablagerungseinheiten der Kerne Lz1007 und Lz1010 aus der gleichen Fazies bestehen, zeigen die älteren Faziestypen unterschiedliche Sedimentationsprozesse im Nordost- und Nordarm des Radok-Sees an.

Der längste Sedimentkern (fast 6 m) wurde im Nordarm des Sees gewonnen (Lz1010). Die Sedimentabfolge dieses Kerns besteht mit Ausnahme der obersten 51 cm (AE 1) aus feinkörnigen diamiktischen Sedimenten (AE 2, AE 3, AE 4). Das Sedimentpaket an der Basis des Kerns (AE 4) weist eine bindige Konsistenz, einen hohen Anteil an mehreren cm großen Steinen und keine Schichtungsmerkmale auf, weshalb diese Fazies als Till interpretiert werden kann. In AE 3 und AE 2 finden sich Hinweise auf subaquatische Sedimentationsprozesse in Form von schwacher Schichtung und unlithifizierten tonigen Intraklasten. Vermutlich sind diese diamiktischen Sedimente durch Ausschmelzen von Detritus aus einer schwimmenden Gletscherzunge oder in den See verfrachtet worden. Die Tonflatschen können als Hinweise auf Resedimentationsprozesse wie beispielsweise 'debris flows' gedeutet werden. Nach Cohen (2003) können beim Ausschmelzen von Material aus einem Gletscher 'debris flows' im See ausgelöst werden. Für die Entstehung der Sedimente von AE 3 und AE 2 kommt eine derartige Kombination von Ausschmelzprozessen und Umlagerung in Frage. In AE 3 ist der Kiesanteil mit durchschnittlich 5% höher als in AE 2, in der im Mittel nur noch Gehalte von < 1% Kies auftreten. Dies deutet auf einen Rückzug des Gletschers aus dem Seebecken bzw. auf den Übergang von einer Beckenrandfazies zu einer distaleren Position hin.

Die oberste Ablagerungseinheit (AE 1) des Kerns Lz1010 besteht aus feingeschichteten lakustrinen Sedimenten, die als turbiditische Ablagerungen interpretiert werden. Die Genese und Fazies dieser Sedimente wird zusammen mit den turbiditischen Sedimenten von Kern Lz1007 und Kern Lz1010 diskutiert (siehe unten). Die Sedimentabfolge im Kern Lz1010 kann als Übergang von glazialen Sedimenten/Till (AE 4, 524-586 cm) zu glaziolakustrinen Sedimenten/Aqua-Till (AE 3 & AE 2, 51-524 cm) und zu lakustrinen Sedimenten/Turbiditen (AE 1, 0-51 cm) gedeutet werden.

Im Nordostarm des Radok-Sees (Lz1007) besteht der untere Kernabschnitt (AE 2, 60-202 cm) vornehmlich aus Sand- und Kies- dominierten Sedimenten, in die siltig-tonige Lagen eingeschaltet sind. Als lakustrine Sedimente, die bei ruhigen Sedimentationsbedingungen entstanden sind, werden die feinkörnigen Schichten interpretiert, während die grobkörnigen Schichten Ereignislagen darstellen. Die Ereignislagen können beispielsweise auf Ausschmelzprozesse aus einem Gletscher zurückgeführt werden.

Sowohl die Ablagerungseinheiten des Kurzkerns Lz1012 als auch die oberen Ablagerungseinheiten (AE 1) der Kerne Lz1007 und Lz1010 werden aus feingeschichteten Sedimenten aufgebaut. Die in allen Schichten und Laminae ausgebildete Gradierung deutet auf subaquatische Umlagerungsprozesse hin, wie sie in Trübeströmen verwirklicht sind. Trübestrome gibt es häufig in glazialen Seen und sie entstehen, wenn das zufließende Schmelzwasser samt seiner Sedimentfracht eine höhere Dichte als der Wasserkörper aufweist und im See als Unterströmung ('underflow') weitertransportiert wird (z.B. Bennett & Glasser 1996, Cohen 2003). Die gradierten Sedimentabfolgen im Radok-See werden somit Turbidite interpretiert.

Die Turbidite enthalten keine größeren Komponenten wie Kiese oder Steine, welche Anhaltspunkte auf eistransportiertes Material ('ice rafted debris') geben würden. Selbst im Kurzkern Lz1012, der aus dem tiefsten Teil des Sees (357 m Wassertiefe) in unmittelbarer Nähe der Battye-Gletscherzunge gewonnen wurde, sind keine Kiese oder Steine enthalten. Sowohl die Sedimentfracht der Eisdecke als auch die des Battye-Gletschers scheint zur Ablagerungszeit der Turbiditfazies entweder gering gewesen zu sein oder sie bestand lediglich aus relativ feinkörnigen Komponenten. Die Dicke der einzelnen Turbiditlagen in den Sedimenten des Radok-Sees beträgt 0,2-6,0 cm, meist liegt sie im Bereich von 0,5-1,5 cm. Bei einer maximalen Gesamtmächtigkeit der Turbidit-Fazies im Radok-See von 60 cm sind ungefähr 40-120 Trübestromereignisse überliefert. Oft spielen in glazialen Seen für die Entstehung von turbiditischen Sedimentabfolgen jahreszeitlich gesteuerte Vorgänge eine Rolle (Ashley 1988), da der Zufluss sedimentbeladener Schmelzwässer und die Sedimentation der

feinsandig-siltigen Sedimentpartikel in der Regel im Sommer stattfindet, während tonig-feinsiltiges Material für längere Zeit in Suspension bleibt und vorwiegend im Winter sedimentiert (Bennett & Glasser 1996). Rhythmische Sedimentfolgen sind jedoch nicht generell auf jährliche Zyklen zurückzuführen, weil die Sedimentationsmechanismen über das Jahr hinweg variieren können und von der Durchmischung und der Menge des zufließenden Schmelzwassers abhängen (Ashley 1988, Bennett & Glasser 1996). Zudem verhalten sich Trübestrome oftmals erosiv und verhindern somit die vollständige Überlieferung von Sedimentsequenzen. Es liegen keine Anhaltspunkte vor, ob jeden Sommer Suspensionsströme im Radok-See entstehen konnten und ob es Erosion von Turbiditlagen gegeben hat. Somit kann keine Aussage über das Alter und die Zeitspanne der Ablagerung dieser Fazies gemacht werden.

Während des Sommers wird der Radok-See mit Schmelzwasser gespeist, welches von der schwimmenden Battye-Gletscherzunge und aus den umgebenden Berghängen stammt (Wand et al. 1987). Im südlichen Teil des Sees, im Umfeld der Lokalität Lz1012, werden die Trübestrome vermutlich durch die Schmelzwässer der Battye-Gletscherzunge ausgelöst. Für die Turbiditfazies im Nord- und Nordostarm des Sees kommt der Battye-Gletscher aufgrund der heutigen Beckenmorphologie (Abb. 10) allerdings nicht als Sedimentquelle in Frage, da die Kerne Lz1007 und Lz1010 aus 74 m bzw. 79 m Wassertiefe stammen und die Trübestrome nicht das Seebecken hinauf geflossen sein können. An den verhältnismäßig steilen subaquatischen Hängen des Nord- und Nordostarms entstehen die Suspensionsströme wahrscheinlich in warmen Sommern, wenn sedimentbeladene Schmelzwässer von den umliegenden Berghängen in den aufgetauten oder teilweise eisfreien See fließen. Die Herkunftsanalysen belegen, dass die Trübestrome auf lokale Sedimentquellen zurückzuführen sind, da sich die mineralogische und tonmineralogische Zusammensetzung der Turbiditfazies an den jeweiligen Kernpositionen unterscheidet.

Die Sedimentoberflächen der Kerne Lz1007 und Lz1010 sind von Wassermoosen bewachsen. Diese Wassermoose stellen neben planktischen Copepoden in den Wasserproben (Bayly et al. 2003) und elf Taxa an benthischen Diatomeen in den Sedimentproben (Cremer et al. 2004) einen der wenigen Hinweise auf organisches Leben im Radok-See dar. Wassermoose sind aus zahlreichen antarktischen Seen bekannt (z.B. Light & Heywood 1973, Kaspar et al. 1982, Imura et al. 1999, Imura et al. 2003). Das Vorkommen der Bryophyten in über 70 m Wassertiefe deutet auf eine gute Lichtdurchflutung der Wassersäule hin. In anderen Regionen der Erde wurden Wassermoose sogar in Wassertiefen von mehr als 120 m beobachtet (De Winton & Beever 2004).

7.4.3 Sedimentfazies und Ablagerungsmilieu, Terrasovoje-See-Sedimente

Der untere Abschnitt des Kerns Lz1005 (2,7-5,2 m; AE 3, AE 4) besteht aus sandigen diamiktischen Sedimenten, die kein organisches Material und einen geringen Wassergehalt aufweisen.

In Wagner et al. (2004) wurde die Fazies dieses klastischen Kernabschnitts basierend auf der lithologischen Kernbeschreibung als ein Übergang von glazialen zu glaziofluvialen Sedimentationsprozessen gedeutet. Mit den nun vorliegenden Korngrößenanalysen konnten weitere Hinweise auf die Genese der Sedimente gewonnen und die Interpretation leicht modifiziert werden.

Trotz des breiten Korngrößenspektrums ist in den Korngrößenhistogrammen von AE 3 und AE 4 eine schwach ausgeprägte Korngrößensortierung anhand der Maxima im Feinsandbereich zu erkennen. Selbst die Proben an der Basis von AE 4 zeigen bereits diese Sortierungsmerkmale. Die Korngrößenzusammensetzung weist demzufolge auf einen glazialen Transport mit anschließender aquatischer Weiterverfrachtung hin. Ebenso zeigt die schwach ausgeprägte Gradierung in AE 4 und die ange deutete Schichtung in AE 3 subaquatische Transportprozesse an. Der Gletscher agierte demnach als Sedimentquelle, die Ablagerungsprozesse wurden aber auch durch die Sedimentation innerhalb des Wasserkörpers kontrolliert. Der Anteil an Kies nimmt innerhalb von AE 4 von der Basis zum Top hin ab, was als Rückzug der Gletscherfront oder abnehmende Transportenergie der Schmelzwasserflüsse gedeutet werden kann. Innerhalb von AE 3 kommt es wiederum zu einem Anstieg von kiesigem

Gesteinsmaterial. Vermutlich gab es während des Gletscherrückzugs aus dem Seebecken Oszillationen der Gletscherfront oder klimatisch bedingte Schwankungen der Schmelzwassermenge und damit Änderungen im Eintrag des groben Gesteinsmaterials. Die beiden diamiktischen Ablagerungseinheiten (AE 3, AE 4) werden als glaziofluviale bis proximal glaziolakustrine Sedimentfaziestypen interpretiert. Die Herkunfthanalysen dieser Sedimente ergaben, dass das Material aus einer vermutlich subglazialen Quelle im Hinterland der Amery-Oase stammt. Als Gletscher kommt der (Paläo-) Nemesis-Gletscher in Frage, in dessen laterale Gletscherzunge heute der Ausfluss des Sees mündet. In glazialen Zeiten reichte dieser laterale Gletscherarm bis auf das Loewe-Massiv und konnte somit Sedimentmaterial in das Seebecken des Terrasovoje-Sees liefern. Die geomorphologischen Arbeiten und Datierungen der australischen Kollegen bestätigen, dass der laterale Arm des (Paläo-)Nemesis-Gletschers im LGM bis in die Region des heutigen Terrasovoje-Sees reichte (Duanne White, persönliche Mitteilung 2005) und sich vor etwa 16-11 ka bis zu seiner heutigen Position zurückzog (White et al. 2005). Eine kleine lokale Vergletscherung des Loewe-Massivs kommt aufgrund der Provenance-Analysen an den Sedimenten von AE 3 und AE 4 ohnehin nicht in Frage, da sich auf dem Loewe-Massiv keine Ausgangsgesteine befinden, die zu solch hohen Smektit-Gehalten geführt haben könnten. Der obere Kernabschnitt (0-2,7 m; AE 1, AE 2) wird von laminierten biogenen Sedimenten aufgebaut. Die Korngröße der detritischen Komponenten innerhalb dieser Sedimente weist auf ruhige Sedimentationsbedingungen im See hin. In beiden Ablagerungseinheiten finden sich in der tonig-siltigen Sedimentmatrix sehr vereinzelt isolierte Klasten (Einzelklasten) in Sand- bis Kies Korngröße. Sie stellen 'dropstones' dar, die beim Schmelzen der Eisdecke auf den Seeboden fallen konnten. Das organische Material besteht vorwiegend aus Algen- und Mikrobenmatten wie sie typisch für viele antarktische Seen sind. Weitere Interpretationen zur Genese und Fazies dieser biogen-lakustrinen Sedimente sind Kapitel 7.5 zu entnehmen.

Die Schichtgrenze zwischen den klastischen und biogenen Sedimentfaziestypen ist scharf. Mit dem Wechsel von rein terrigenem Material zu organikreichen Sedimenten ändert sich die Korngrößenzusammensetzung der Sedimente drastisch. Der Gletscher hatte sich schon zu Beginn der biogen-lakustrinen Sedimentation aus dem Umfeld des Sees zurückgezogen, jedenfalls befindet sich auch an der Basis der biogenen Sedimente kein gröberes Material, was auf einen Gletschertransport hindeuten könnte. Zudem ändert sich die tonmineralogische Zusammensetzung mit dem Fazieswechsel deutlich, was darauf hinweist, dass die glazial transportierten klastischen Sedimente (AE 3, AE 4) aus einem distaleren Liefergebiet stammen als das klastische Material in den biogen-lakustrinen Sedimenten (AE 1, AE 2), welches aus dem lokalem Umfeld des Sees stammt.

7.4.4 Zusammenfassung Sedimentfazies und Ablagerungsmilieu

In Abb. 57 sind die verschiedenen Faziestypen der Sedimentkerne im räumlichen Vergleich dargestellt. Die erbohrten Sedimentsequenzen aus dem Beaver- und Radok-See bestehen ausschließlich aus terrigen-klastischen Sedimenten, während im Terrasovoje-See die klastischen Sedimente von einer 2,7 m mächtigen biogen-lakustrinen Abfolge überlagert werden. In allen drei Seen setzen sich die älteren Sedimente aus grobkörnigem, häufig diamiktischem Material zusammen, während die jüngeren Sedimente aus feinkörnigen laminierten Faziestypen aufgebaut werden (Kapitel 6.2.2). Demnach war an den beprobten Kernlokalationen der Eintrag von grobkörnigem allochthonen klastischen Material (Kiese und Steine) in der Vergangenheit wesentlich größer als zur Zeit der Sedimentation der jüngeren Ablagerungseinheiten. Die lithofazielle Zweiteilung in den Sedimentabfolgen deutet auf einen Rückzug der Gletscher und/oder einen Anstieg der Wassetiefen im Übergang von den grobkörnigen zu den feinkörnigen Ablagerungseinheiten hin. Im Radok- und Terrasovoje-Sees konnten die unteren Ablagerungseinheiten von Kern Lz1010 und Kern Lz1005 eindeutig als glaziale oder zumindest glazial transportierte und subaquatisch abgelagerte Sedimente identifiziert werden. Die oberen feinkörnigen Kernabschnitte spiegeln in allen drei Seen die postglaziale lakustrine Sedimentation wider, welche abgesehen von vereinzelt 'dropstones' (Einzelklasten) kein eistranportiertes

Material enthält. Im Terrasovoje-See setzte die postglaziale biogen-lakustrine Sedimentation um rund 12,4 cal. ka ein. Somit weisen die darunterliegenden grobkörnigen klastischen Sedimente, die als glaziofluviatile bis proximal glaziolakustrine Sedimente interpretiert werden, mindestens ein spätpleistozänes Alter auf. Der Sedimentkern aus dem Terrasovoje-See besitzt eine Kernlänge von über 5 m und gehört mit Kern Lz1010 aus dem Nordostarm des Radok-Sees zu den zwei längsten Kernen. Ob die diamiktischen Sedimente aus dem Radok-See ebenfalls spätpleistozänen Alters sind, kann vermutet werden, ist jedoch nicht abgesichert. Zudem ist das Alter der unteren Ablagerungseinheiten von Kern Lz1007 aus dem Radok-See und Kern Lz1013 aus dem Beaver-See nicht abzuschätzen. Ebenso sind das Alter der Turbidit-Fazies im Radok-See und das der Laminite aus dem Beaver-See nicht bekannt. Die turbiditischen Sedimente des Radok-Sees und die Laminite des Beaver-Sees könnten aufgrund ihrer geringeren Mächtigkeit (max. 60 cm) und geringeren Lagenanzahl, im Vergleich zu den laminierten biogen-lakustrinen Sedimenten des Terrasovoje-Sees, wesentlich jünger sein. Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass diese Faziestypen unvollständige Sedimentabfolgen mit Hiaten umfassen. Wahrscheinlich weisen die Turbidit-Fazies des Radok-Sees und die Laminite des Beaver-Sees zumindest kein höheres Alter als die biogenen Sedimente des Terrasovoje-Sees auf.

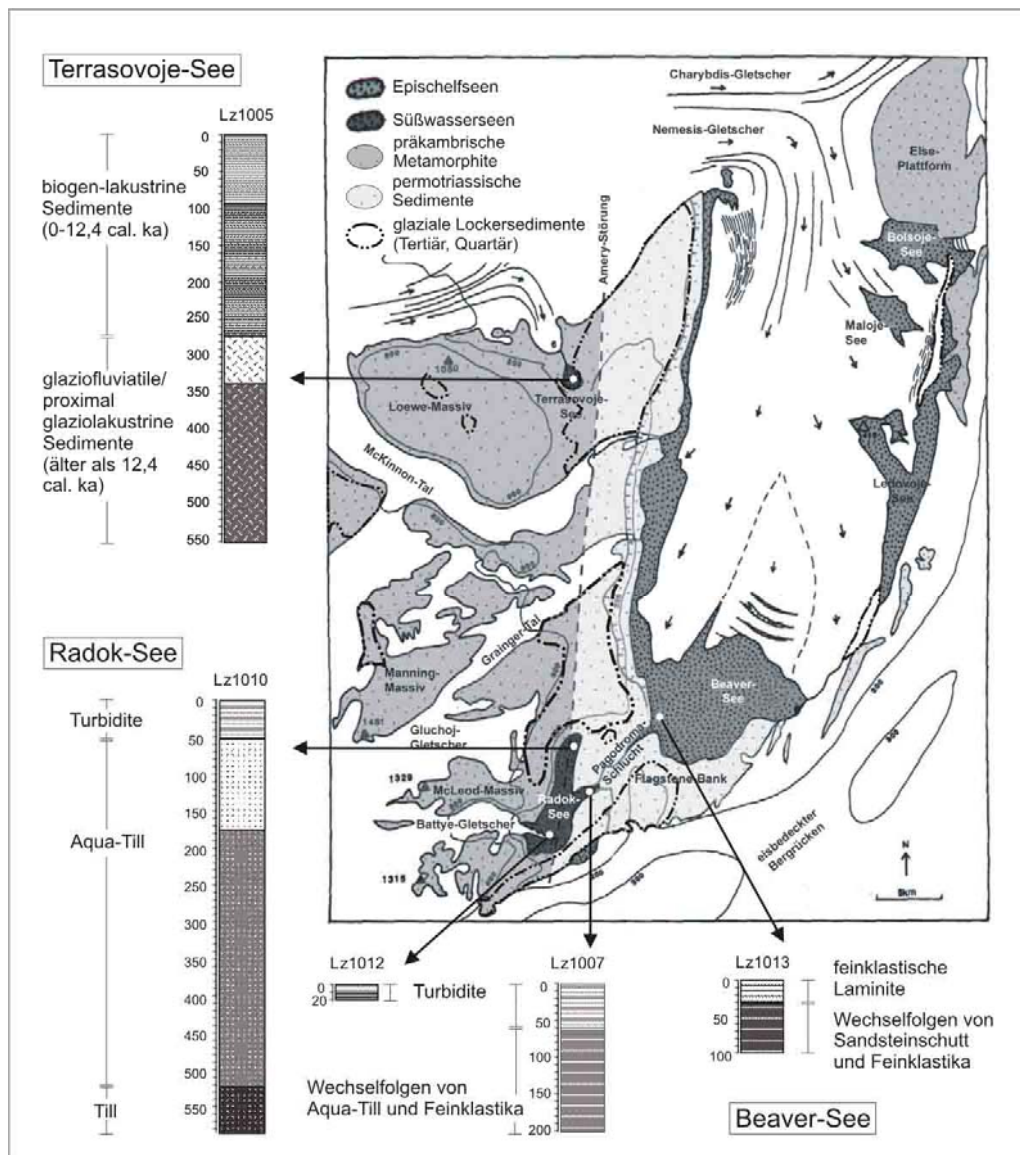


Abb. 57: Charakterisierung der Sedimentfaziestypen der Seen Terrasovoje, Radok und Beaver. Die Länge der Sedimentkerne ist in cm angegeben.

7.5 Postglaziale biogene Sedimentation im Terrasovoje-See

Die organikreichen Sedimente des Terrasovoje-Sees stellen typische lakustrine Sedimente dar, wie sie auch in anderen antarktischen Seen vorkommen. Die Biomasse in antarktischen Seen wird von benthischen Cyanobakterienmatten dominiert, in denen Algen wie Grünalgen und Diatomeen leben (Wharton et al. 1983, Vincent 1988, Ellis-Evans et al. 1998, Sabbe et al. 2004). Häufig wachsen in den Seen auch Wassermoose (Ligth & Heywood 1973, Kaspar et al. 1982, Ellis-Evans 1996, Imura et al. 1999, Imura et al. 2003). Die Seen in der kontinentalen Antarktis (Ostantarktis) sind in der Regel (ultra-)oligotroph und besitzen eine stark reduzierte Planktondiversität im Vergleich zu den benthischen Floren- und Faunengemeinschaften (Ellis-Evans 1996).

Zahlreiche Studien an Seesedimenten antarktischer Oasen haben gezeigt, dass deren organikreiche Sedimente ein wichtiges Archiv zur Rekonstruktion der spätquartären Klima- und Umweltgeschichte der Antarktis darstellen (Hodgson et al. 2004). Auch die Analysen an den biogenen Sedimenten des Terrasovoje-Sees liefern wichtige Informationen über die Klima- und Umweltgeschichte der Amery-Oase (Wagner et al. 2004) und die Sedimentationsprozesse im Terrasovoje-See. In Wagner et al. (2004) basiert die Rekonstruktion der spätquartären Klima- und Umweltgeschichte der Amery-Oase auf den Ergebnissen der C-, N-, S-Messungen, der Diatomeenanalyse und der makroskopischen Sedimentbeschreibung an den Sedimenten des Terrasovoje-Sees. Die neu gewonnenen Ergebnisse aus den $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Analysen, der Rock-Eval-Pyrolyse, der Mikrofaziesanalyse und der EDXRF-Geoscan-Messungen (Kapitel 6.2.6) stellen wichtige Ergänzungen für die in Wagner et al. (2004) vorgestellten Interpretationen dar. Die hochauflösenden Untersuchungen mittels der Dünnschliffe und den EDXRF-Geoscan-Daten liefern erstmals Einblicke in die lang- und kurzfristigen Sedimentationsprozesse im Terrasovoje-See. Die Ergebnisse der Rock-Eval-Pyrolyse belegen, dass es sich bei dem organischen Material im Terrasovoje-See ausschließlich um Algen und um mikrobielles Material handelt und dass kein Material aus den permotriassischen Kohleflözen der Amery-Gruppe (wie in die Sedimente des Radok- und Beaver-Sees) eingetragen worden ist, denn dann müssten die Proben einen höheren Sauerstoff-Index aufweisen und somit Affinitäten zu Kerogentyp III zeigen. Diese Information ist eine nützliche Ergänzung zur Beurteilung des Altersmodells (Wagner et al. 2004), denn der Eintrag von fossilem Kohlenstoff hätte die ^{14}C -Radiokarbonaltersbestimmung verfälscht.

7.5.1 Bioproduktivität

In Abb. 58 sind die C-, N-, S-Gehalte, die C/N- und C/S-Verhältnisse, die $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Isotopen-Werte und die Diatomeen-Anzahl gegen das Alter der Sedimente aufgetragen. Die dargestellten Daten veranschaulichen, dass die Klima- und Umweltverhältnisse in der Amery-Oase während der letzten 12,4 ka nicht konstant waren. An den organischen Kohlenstoffgehalten von Kern Lz1005 zeigt sich, dass es drei Zeiträume mit einer erhöhten Akkumulation von organischem Material gegeben hat, welche in Abb. 58 mit grauer Farbe hervorgehoben wurden. Nach Wagner et al. (2004) stehen diese Phasen im Zusammenhang mit erhöhter biogener Produktion im Terrasovoje-See aufgrund wärmerer Klimaverhältnisse. Mit den Zeiträumen der hohen organischen Akkumulation fallen auch in etwa die höchsten Werte der $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Messungen zusammen (Abb. 58). Die $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte bekräftigen somit die Interpretation von Wagner et al. (2004), dass erhöhte C-Gehalte in Verbindung mit einer erhöhten biogenen Produktivität stehen, da nach McKenzie (1985) und Meyers & Teranes (2001) erhöhte Akkumulationsraten von organischem Material gekoppelt mit einem $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Anstieg einen Indikator für eine hohe aquatische Produktivität darstellen.

Im Allgemeinen werden die $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte im organischen Material von Seesedimenten durch das Verhältnis autochthones/allochthones Pflanzenmaterial oder durch die CO_2 -Verfügbarkeit kontrolliert. Im Terrasovoje-Kern besitzen die meisten Proben Werte zwischen -25 ‰ und -31,2 ‰, d.h. sie liegen im gewöhnlichen Wertebereich für aquatische Algen. Dazwischen befinden sich Horizonte mit höheren Werten zwischen -25 ‰ und -12,5 ‰. Generell können in Seesedimenten höhere Isotopen-Werte von etwa -15 ‰ bis -10 ‰ mit dem verstärkten Eintrag von C_4 -Pflanzenmaterial assoziiert sein (Meyers &

Teranes 2001), welches jedoch in der Antarktis nicht existiert. Hingegen besitzen Pflanzen, wie Flechten, Moose und Algen, die die Landvegetation in ostantarktischen Oasen bilden, Werte von -20‰ bis -30‰ (Böttger et al. 1993). Demnach lassen sich im Terrasovoje-See die Phasen mit den höchsten $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte nicht mit dem erhöhten Eintrag von allochthonem Pflanzenmaterial erklären. Einen maßgeblichen Effekt auf die $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte im organischen Material von Seesedimenten kann die Verfügbarkeit von CO_2 haben (z.B. Stuiver 1975, McKenzie 1985, Bird et al. 1991, Böttger 2000). Je niedriger das Angebot an gelöstem CO_2 bzw. der CO_2 -Partialdruck im Seewasser ist, desto mehr müssen die Primärproduzenten bei der Photosynthese auf das schwerere $^{13}\text{CO}_2$ zurückgreifen (z.B. Meyers & Lallier-Vergès 1999, Böttger 2000). Dies kann zu einer Verschiebung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werten bis zu Werten von -9‰ führen (Meyers & Lallier-Vergès, 1999). Eine Ursache für die limitierte Verfügbarkeit von CO_2 liegt in der Regel in der erhöhten photosynthetischen Aktivität (z.B. Meyers & Teranes 2001), welche auch die erhöhten $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte in den einzelnen Abschnitten der Terrasovoje-See-Sedimentabfolge erklärt (Abb. 58).

Die C/N-Kurve (Abb. 58) in den Sedimenten des Terrasovoje-Sees zeigt einen ähnlichen Verlauf zu der C- und der $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Kurve mit einem durchschnittlichen C/N-Verhältnisse von 14,8 (= Atomverhältnis von 17,2). Die C/N-Verhältnisse werden wie die $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte häufig genutzt, um Änderungen in der Menge des allochthonen zum autochthonen organischen Sedimenteintrag zu rekonstruieren (z.B. Meyers & Lallier-Vergès 1999, Meyers & Teranes 2001). Aquatische Algen besitzen C/N-Verhältnisse von 4-10 (Atomverhältnisse), während terrestrische Pflanzen bzw. Gefäßpflanzen C/N-Verhältnisse von ≥ 20 (Atomverhältnisse) aufweisen (z.B. Meyers & Teranes 2001). Nach Wagner et al. (2004) können die Anstiege der C/N-Verhältnisse in der Sedimentabfolge des Terrasovoje-Sees entweder mit dem verstärkten Eintrag von terrestrischem Pflanzenmaterial erklärt werden oder aber auf interne Prozesse im See zurückzuführen sein. Angelehnt an die neu hinzugekommenen Ergebnisse der $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Analysen und deren Interpretation wird in der vorliegenden Arbeit die Deutung der C/N-Verhältnisse im Hinblick auf seeinterne Vorgänge bevorzugt. Durch den Verlust von Stickstoff (Denitrifikation) bei der frühen Diagenese kann das C/N-Verhältnis von aquatischem Pflanzenmaterial soweit erhöht werden, dass es dem terrestrischer Gefäßpflanzen entspricht (Cohen 2003). Der selektive mikrobielle Abbau von N-reichen Proteinen in Seen wird oftmals in Kombination mit einer hohen Bioproduktivität beobachtet (Meyers & Teranes 2001). Folglich suggerieren Anstiege der C-Gehalte gekoppelt mit hohen $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werten und hohen C/N-Verhältnissen in den Sedimenten des Terrasovoje-Sees eine hohe biogene Produktion.

Die Primärproduktion in antarktischen Seen wird vorwiegend durch die Lichtverhältnisse, die Nährstoffzufuhr und die Wassertemperatur gesteuert. Diese sind wiederum abhängig von der Dauer und Dicke der Eis- und Schneebedeckung (Gore 1997). Veränderungen der Primärproduktion können daher als Proxys für Klima- und Umweltveränderungen angesehen werden (Stuiver 1975, McKenzie 1985, Björck et al. 1991). Die Akkumulation von organischem Material in lakustrinen Sedimenten wird nicht nur von produktivitätsgesteuerten, sondern auch von erhaltungsgesteuerten Prozessen beeinflusst (z.B. Cohen 2003), wobei die Abbauraten von organischem Material in antarktischen Seen sehr langsam und sehr niedrig sind (Parker et al. 1981, Ellis-Evans et al. 1998).

In der biogenen Sedimentabfolge des Terrasovoje-Sees sind drei Zeiträume mit erhöhter biogener Produktion dokumentiert (Abb. 58). Die erste Phase mit hohen C-Gehalten, C/N-Verhältnissen und $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werten umfasst das gesamte frühe Holozän zwischen 10,2-6,7 cal. ka. Die C-Gehalte und C/N-Verhältnisse erreichen zwischen 8,6-8,2 cal. ka ihre maximalen Werte, während die $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werten zwischen 8,6-6,7 cal. ka am höchsten sind. Zwei weitere Zeiträume, die auf eine erhöhte biogene Produktion im Terrasovoje-See hindeuten, sind im späten Holozän zwischen 3,2-2,3 cal. ka und 1,5-1,0 cal. ka zu erkennen. Alle Zeiträume mit erhöhter biogener Produktion im Terrasovoje-See sind wahrscheinlich auf relativ warme Klimabedingungen und der damit verbundenen geringen (oder fehlenden) Schnee- und Eisbedeckung im Sommer zurückzuführen.

Umgekehrt deuten niedrige C-Gehalte gekoppelt mit niedrigen C/N-Verhältnissen und niedrigen $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werten auf eine gehemmte Bioproduktion hin. Vermutlich war der See während dieser Phasen permanent eis- und eventuell auch schneebedeckt, oder zumindest nur für sehr kurze Zeit in den

jeweiligen Sommermonaten eisfrei. Zu Beginn der biogenen Sedimentation im späten Pleistozän zwischen 12,4-10,2 cal. ka treten die geringsten C-Gehalte auf. Des Weiteren ist die gesamte mittelholozäne Zeitspanne von 6,7-3,6 cal. ka und die Zeiträume 3,6-3,2 cal. ka, 2,3-1,5 cal. ka und 1,0-0 cal. ka des späten Holozäns durch eine vergleichsweise geringe biogene Produktion gekennzeichnet.

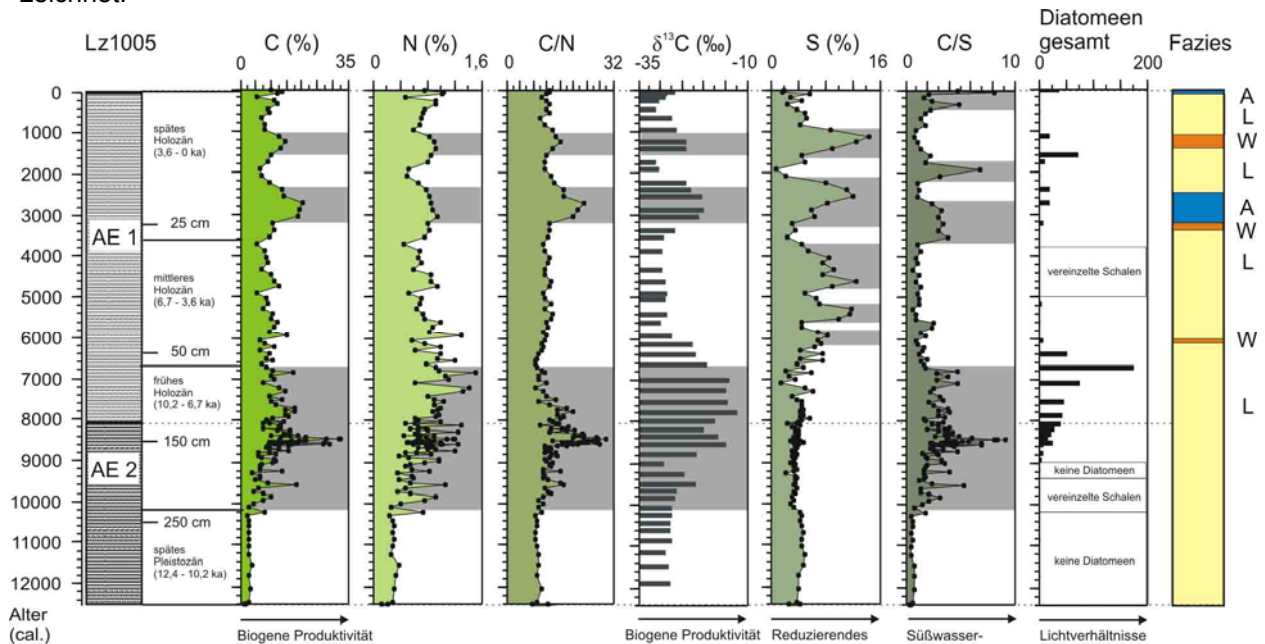


Abb. 58: Biogeochemische Parameter, isotopengeochemische Parameter und Anzahl der Diatomeen in den organikreichen Sedimenten (AE 1, AE 2) des Terrasovoje-Sees, aufgetragen gegen das Alter der Sedimente. Das Alter der Sedimente ist als Kalender-Alter (cal.) angegeben. Grau hinterlegt wurden die Zeitabschnitte, die hohe C- und $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Gehalte, hohe S-Gehalte oder hohe C/S-Verhältnisse aufweisen.

C = Gesamtkohlenstoff, entspricht in diesen Sedimenten C_{org} (= Gehalt an organischem Kohlenstoff)

N = Gesamtstickstoff, S = Gesamtschwefel

Am rechten Rand der Abbildung wurden die unterschiedlichen Mikrofaziestypen von Kern Lz1005 gegen das Alter aufgetragen. A = Algen-Peloid-Fazies, L = laminierte Algen-Fazies, W = Wassermooß-Fazies

7.5.2 Lichtverhältnisse und Paläosalinität

Im Terrasovoje-See und seiner Sedimentabfolge wurden keine planktischen, sondern ausschließlich benthische Diatomeen gefunden (Cremer et al. 2004), was auf das höhere Nährstoffangebot an der Wasser-Sediment-Grenze im Vergleich zur freien Wassersäule zurückgeführt werden kann. Für das Fehlen von planktischen Diatomeen kann auch eine eingeschränkte Durchmischung der Wassersäule z.B. aufgrund einer mehrjährigen Eisbedeckung verantwortlich sein, da viele planktische Kieselalgen eine gelegentliche Zirkulation der Wassersäule benötigen, um in Suspension zu bleiben und nicht auf den Seeboden abzusinken (Vincent & James 1996).

Die zwei häufigsten Diatomeenarten im Terrasovoje-See sind *Amphora veneta* und *Craticula molesta* (Cremer et al. 2004, Wagner et al. 2004), die nach Sabbe et al. (2003) beide limnische Bedingungen bevorzugen, aber auch leicht brackische Verhältnisse tolerieren. Anhand der Verteilung der Gesamtschalenanzahl der benthischen Diatomeen in der biogenen Sedimentabfolge (Abb. 58) wird ersichtlich, dass es Zeiträume mit günstigen Bedingungen für das Diatomeenwachstum gegeben hat und Zeiträume, in denen kein oder kaum Wachstum stattfinden konnte. Das Fehlen oder eine sehr geringe Anzahl von Diatomeen während bestimmter Perioden resultiert vermutlich aus limitierten Lichtverhältnissen im See aufgrund einer permanenten Eis- und Schneebedeckung und/oder einem stark limitiertem Nährstoffangebot. Zusätzlich steht das Fehlen der Diatomeen zu Beginn der biogenen Sedimentation im späten Pleistozän vielleicht auch mit eingeschränkten Verbreitungsmechanismen der Kieselalgen nach dem Eisrückzug in Verbindung (Wagner et al. 2004). Die erfolgreiche Etab-

lierung einer Diatomeengemeinschaft nach 8,9 cal. ka bis zu einem Maximum vor 6,7 cal. ka weist auf günstige Klima- und Umweltverhältnisse, wie beispielsweise längere eisfreie Bedingungen im Sommer und einen erhöhten Nährstoffeintrag hin. Dagegen bleibt die Menge an Kieselalgen in der folgenden Zeit vergleichsweise gering (Abb. 58). Die relative Dominanz von *Amphora veneta* im Verhältnis zu *Craticula molesta* zwischen 6,7 cal. ka und 4,9 cal. ka (Abb. A26) könnte mit mehr brackischen Bedingungen zusammenhängen, da *Amphora veneta* nach Verleyen et al. (2003) ein leicht höheres Salinitätsoptimum als *Craticula molesta* besitzt, welche Süßwasserverhältnisse bevorzugt. Das fast gänzliche Verschwinden der Kieselalgen zwischen 4,9 cal. ka und 3,6 cal. ka deutet auf limitierte Lichtverhältnisse im See hin. Das späte Holozän von 3,6 cal. ka ist bis heute durch relativ starke Fluktuationen in der Diatomeenanzahl und in der Artenzusammensetzung (Abb. A26) gekennzeichnet, was auf wiederholte Umweltänderungen, wie z.B. der von der Eis- und Schneebedeckung abhängigen Lichtverhältnisse, Schwankungen der Salinität oder Nährstoffzufuhr hinweist. Die wechselnden Anteile von *Amphora veneta* im Verhältnis zu *Craticula molesta* im späten Holozän (Abb. A26) scheinen an Änderungen in den Salinitätsverhältnissen gebunden zu sein. So steigt beispielsweise der Anteil an *Craticula molesta* zwischen 2,4 cal. ka und 1,8 cal. ka, während die Menge von *Amphora veneta* abnimmt. Dies deutet auf eine niedrigere Salinität aufgrund einer verstärkten Süßwasserzufuhr hin. Hinweise auf die Paläosalinität können neben der Diatomeenzusammensetzung auch aus den C/S-Verhältnissen abgeleitet werden. Süßwassersedimente besitzen meist wesentlich höhere C/S-Verhältnisse (> 10) als marine (0,5-5,0) Sedimente (Müller 2001, Cohen 2003). Daher wurden Zeiten mit erhöhten C/S-Werten mit einer verstärkten Süßwasserzufuhr in den Terrasovoje-See gedeutet und Zeiten mit niedrigen C/S-Verhältnissen mit einer verminderten Süßwasserzufuhr in Verbindung gebracht (Wagner et al. 2004). Der Terrasovoje-See weist heute leicht brackische Verhältnisse auf (Leitfähigkeiten 1080-1590 $\mu\text{S/cm}$). Die C/S-Verhältnisse implizieren, dass der See in einigen Zeitabschnitten der Vergangenheit stärker brackisch war als heute, während zu anderen Zeiträumen eine verstärkte Süßwasserzufuhr stattfand und die Salinitäten vermutlich niedriger lagen. Ein verstärkter Süßwassereintrag fand beispielsweise laut der C/S-Verhältnisse im frühen Holozän (10,2-6,7 cal. ka) statt (Abb. 58). Während dieser Zeit hat offenbar aufgrund relativ warmer Klimaverhältnisse ein höherer Schmelzwassereintrag stattgefunden. Generell wird in ostantarktischen Seen die Schmelzwasserzufuhr größtenteils von mehrjährigen Schneefeldern oder Gletschern im Umfeld der Seen bestimmt. Stärker brackische Verhältnisse relativ zu den heutigen Bedingungen können für das späte Pleistozän, für das mittlere Holozän und für die Zeiträume 2,7-2,2 cal. ka und 1,7-0,5 cal. ka im späten Holozän postuliert werden. Während dieser Zeiten fand anscheinend wenig Schmelzwassereintrag statt und die anhaltende Evaporation und Sublimation führte zu einer Aufkonzentrierung der Salze in der Wassersäule.

Die spätpleistozänen und die mittelholozänen brackischen Phasen sind durch niedrige biogene Produktion gekennzeichnet, was auf kühle Klimaverhältnisse und eine nahezu permanente Eis- und Schneebedeckung hinweist. Kühle Bedingungen führen in der Regel zu einer reduzierten Schmelzwasserzufuhr und haben sogar schon das Austrocknen von antarktischen Seen herbeigeführt (Doran et al. 1994, Lyons et al. 1998). Höhere Niederschläge, welche in der Ostantarktis in Form von Schnee fallen, können ebenfalls die Bioproduktivität negativ beeinflussen, denn eine Schneeschicht auf der Eisdecke vermindert die Lichtdurchflutung viel stärker als eine reine Eisdecke (Ellis-Evans 1996).

Die brackischen Verhältnisse im Terrasovoje-See während des späten Holozäns sind hingegen teilweise an hohe biogene Produktionsraten und damit vermutlich an ein verhältnismäßig warmes, jedoch trockenes Klima gekoppelt. Allerdings überstiegen offenbar die Evaporationsraten zu diesen Zeiten die Menge der Schmelzwasserzufuhr. Wahrscheinlich befanden sich im späten Holozän im Vergleich zu der frühholozänen Zeitspanne weniger Gletscherreste oder Schneefelder im Umfeld des Sees, von denen Schmelzwasser in den See hinein fließen konnten.

7.5.3 Bodenwasserverhältnisse

Hinweise auf die Sauerstoffverhältnisse im Bodenwasser lassen sich aus den S-Gehalten der Sedimente ablesen (z.B. Cohen 2003). Reduzierende Bedingungen entstehen durch den bakteriellen Abbau organischer Substanzen, wenn die Durchmischung der Wassersäule eingeschränkt ist. S-Gehalte von mehr als 10% deuten auf stark reduzierende Bodenwasserverhältnisse hin (Håkanson & Jansson 1983, Müller 2001). Unter anoxischen Verhältnissen kann gelöstes Sulfat von sulfat-reduzierenden Bakterien zu H_2S umgewandelt werden und mit Eisen zu diversen Eisen-Schwefel-Verbindungen reagieren und z.B. als Pyrit (FeS_2) im Sediment akkumulieren (z.B. Cohen 2003).

In den spätpleistozänen und frühholozänen Proben aus dem Terrasovoje-See sind die S-Gehalte vergleichsweise niedrig. Weder in den Dünnschliffen noch in den Röntgendiffraktogrammen sind Pyritminerale zu erkennen. Die EDXRF-Geoscaner-Daten des frühholozänen Kernabschnitts zeigen, dass das Fe-Signal in diesen Proben ein detritisches Signal darstellt, da Fe in den feinklastischen Laminae angereichert ist. Demnach gibt es für die Zeitspanne von 12,4-6,7 cal. ka keine Hinweise auf reduzierende Bodenwasserverhältnisse.

Demgegenüber treten in den Sedimenten des Terrasovoje-Sees sehr hohe S-Gehalte mit Werten über 10% in mehreren Zeitabschnitten seit 6,7 cal. ka (mittleres und spätes Holozän) auf (Abb. 58). Im mittleren Holozän sind diese an Zeiträume mit niedriger biogener Produktion gekoppelt, während im späten Holozän die hohen S-Gehalte bei hoher biogener Produktivität auftreten. Demnach stehen die sauerstoffarmen Bodenwasserverhältnisse im Terrasovoje-See nicht zwingend in Verbindung mit erhöhten biogenen Produktionsraten, sondern eher im Zusammenhang mit der Stratifizierung des Wasserkörpers. Zu allen Zeiträumen mit hohen S-Gehalten waren auch die C/S-Verhältnisse niedrig (Abb. 58). Brackische Verhältnisse können die Schichtung der Wassersäule fördern und somit zu reduzierenden Bodenwasserbedingungen beitragen. Zusätzlich kann auch eine permanente Eisbedeckung die Schichtung der Wassersäule begünstigen, indem sie die sommerliche windinduzierte Durchmischung der Wassersäule verhindert. Eine permanente Eisbedeckung kann für das mittlere Holozän postuliert werden, da zu dieser Zeit auch die biogene Produktion niedrig war. Für die spät-holozänen Phasen mit hohen S-Gehalten und hoher Bioproduktion ist eine permanente Eisbedeckung jedoch unwahrscheinlich. Trotzdem fand zu diesen Zeiten offenbar keine komplette Zirkulation des Wasserkörpers statt, was häufig der Fall bei einem geschichteten Wasserkörper ist.

Die mikrofaziellen Dünnschliffuntersuchungen und die Röntgendiffraktogramme der mittel- und spät-holozänen Proben zeigen, dass es seit 6,7 cal. ka mehrfach zur Pyritbildung gekommen ist. Die authigene Pyritbildung wird durch die EDXRF-Geoscaner-Messungen des mittelhologänen Kernabschnitts bestätigt, da die sehr hohen Fe-Gehalte mit hohen S-Gehalten korrelieren. Aus anderen antarktischen Seen ist ebenfalls bekannt, dass in den Algen- und Mikrobenmatten Eisen-Schwefel-Verbindungen ausgefällt werden (z.B. Parker et al. 1981).

Ferner weisen auch die Ergebnisse der anorganisch-geochemischen Elementanalytik auf sekundäre Anreicherungsprozesse von Fe und auch von Mn in den Sedimenten seit 6,7 cal. ka hin (Kapitel 6.2.5). Fe und Mn reagieren beide sensitiv auf Redoxprozesse in Seen, die unter anderem mit der Sulfatreduktionsrate und den organischen Kohlenstoffgehalten im Zusammenhang stehen (Davison 1993). Die sekundären Anreicherungsprozesse könnten neben den sauerstoffarmen Bodenwasserverhältnissen zusätzlich durch die relativ niedrigen Sedimentationsraten im Terrasovoje-See während des mittleren und späten Holozäns (Kapitel 5) unterstützt worden sein, denn bei niedrigen Sedimentationsraten finden laut Granina et al. (2004) über eine längere Zeit komplexe Lösungs- und Wiederausfällungsprozesse statt, die die Entstehung von Fe- und Mn-reichen Lagen begünstigen.

7.5.4 Sedimentäre Mikrofazies und Ablagerungsprozesse

Die zeitliche Verteilung der hochauflösend untersuchten Kernabschnitte ist in Abb. 59 visualisiert. Das auffälligste und auch makroskopisch erkennbare Merkmal der biogenen Sedimentabfolge ist das Vorkommen von unterschiedlichen Mikrofaziestypen (laminierte Algen-Fazies, Algen-Peloid-Fazies,

Wassermoos-Fazies), wobei die laminierte Algen-Fazies dominiert (Kapitel 6.2.6.3). Anhand der mikrofaziellen Untersuchungen sind vor allem Variationen im Ablagerungsmilieu in der biogenen Abfolge des Terrasovoje-Sees zwischen den älter als 6,7 cal. ka und den jüngeren Sedimenten (6,7-0 cal. ka) dokumentiert. Die Dünnschliffe des mittel- und spätholozänen Zeitabschnitts sind durch die drei Mikrofaziestypen (laminierte Algen-Fazies, Algen-Peloid-Fazies, Wassermoos-Fazies), das Vorkommen von Pyrit (Kapitel 6.2.6.4) und durch geringmächtige Laminiae in der laminierten Algen-Fazies gekennzeichnet. Dagegen besteht die Dünnschliffserie des frühholozänen Zeitabschnitts aus der laminierten Algen-Fazies, die sich dort durch mächtige Laminiae und das Fehlen von Pyrit auszeichnet.

Warum der spätpleistozäne und frühholozäne Kernabschnitt ausschließlich von der laminierten Algen-Fazies aufgebaut wird, während im mittleren und späten Holozän zusätzlich die Wassermoos- und die Algen-Peloid-Fazies auftreten, konnte nicht eindeutig geklärt werden. Die Algen-Peloid-Fazies und die Wassermoos-Fazies scheinen an ähnliche Klima- und Umweltbedingungen geknüpft zu sein, da sich häufig Übergangsformen zwischen den beiden Mikrofaziestypen finden (Kapitel 6.2.6.3). Offenbar weisen sowohl die Wassermoos-Fazies als auch die Algen-Peloid-Fazies eine fleckenhafte, kleinräumige Verbreitung auf, da sich die Anzahl und die Mächtigkeit der Wassermoos- und Algen-Peloid-Lagen in den Oberflächenkernen Lz1004 und Lz1005 eindeutig unterscheiden. Obwohl beide Kerne an der tiefsten Stelle des Sees in unmittelbarer Nähe zueinander gewonnen wurden, ist eine exakte Korrelation deshalb nicht gelungen. Trotz dieser fleckenhaften Verbreitung der beiden Mikrofaziestypen wurden in Abb. 58 die bei der makroskopischen Kernbeschreibung von Kern Lz1005 erfassten Wassermoos- und Algen-Peloid-Lagen eingetragen, um zu überprüfen, ob es Hinweise auf eine Korrelation mit den biogeochemischen Parametern gibt. Beiden Faziestypen treten zu Zeiten mit hohen $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werten und können somit für die produktiven Phasen kennzeichnend sein. Warum sie aber nur im mittleren und späten Holozän und nicht in dem Hochproduktionsintervall im frühen Holozän vorkommen, lässt sich anhand dieser untersuchten Parameter nicht beantworten.

Im Folgenden werden neben der Genese der einzelnen Faziestypen die postglazialen Sedimentationsprozesse im Terrasovoje-See diskutiert und interpretiert.

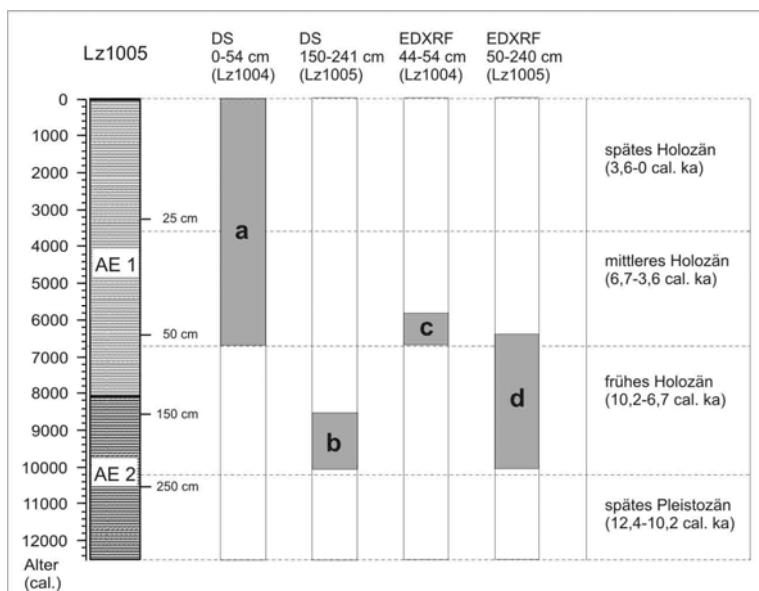


Abb. 59: Übersicht über die Zeitabschnitte aus denen mikrofazielle Untersuchungen und EDXRF-Geoscanner-Messungen vorliegen. Es ist zu beachten, dass von Lz1004 keine Altersdatierungen vorliegen und dieser Kern nicht exakt mit Kern Lz1005 korreliert werden konnte. DS = Dünnschliffe.

- a) Drei Faziestypen (laminierte Algen-Fazies, Algen-Peloid-Fazies, Wassermoos-Fazies) mit Pyrit. Geringmächtige Laminiae der laminierten Algen-Fazies.
- b) Ausschließlich laminierte Algen-Fazies (mächtige Laminiae) mit zahlreichen Kotpillen.
- c) Hohe Fe-Gehalte korrelieren mit hohen S-Gehalten (Pyrit).
- d) Kein Pyrit. In feinklastischen Laminiae ist mehr Fe enthalten, als in den organikreichen Laminiae.

7.5.4.1 Wassermoos-Fazies

Wassermoos werden besonders reichlich in oligotrophen antarktischen Süßwasserseen angetroffen, die klares Wasser besitzen (Kaspar et al. 1982, Imura et al. 1999). Die Gründe für das reichliche Auftreten von Wassermoose in manchen Süßwasserseen wie dem Moss-See auf Signy Island (Priddle & Dartnall 1978) und das Fehlen der Moose in anderen Seen sind bislang weitgehend unbekannt. Nach Kaspar et al. (1982) stehen in antarktischen Seen die Wassermoos und die Cyanobakterien und Algen vermutlich in einer Art Konkurrenzbeziehung zueinander, was bedeutet, dass geringfügige Änderungen der Lebensbedingungen die Dominanz der Bryophyten oder deren Abwesenheit verursachen können. Zum Beispiel könnte es sein, dass bei relativ schlechten Lichtverhältnissen aufgrund einer Eis- und Schneedecke auf den Seen einige Wassermoosarten im Vorteil gegenüber den Algen und Cyanobakterien sind, da viele antarktische Wassermoosarten nach Priddle (1980a, 1980b) und Kudoh et al. (2003) sehr niedrige Lichtkompensationspunkte besitzen, d.h. sie können auch bei schlechten Lichtverhältnissen Photosynthese betreiben. Die Lichtkompensationspunkte sind jedoch bei den diversen Moos-, Algen- und Cyanobakterienarten derart verschieden, dass eventuell auch der umgekehrte Fall denkbar ist. Ohne eine Spezifizierung der Artenzusammensetzung in den Sedimenten des Terrasovoje-Sees kann der Einfluss der Lichtverhältnisse auf die Mikrofazieszusammensetzung lediglich vermutet werden.

Limitierend auf das Wachstum der Wassermoos in antarktischen Seen wirken sich hohe Salinitäten aus (Verkulich et al. 2002, Imura et al. 2003). Beispielsweise wurden von Dartnall (2000) üppig wachsende Wassermoos in einigen Süßwasserseen der Vestfold-Oase gefunden, in Süß- bis Brackwasserseen existierten (wenn überhaupt) nur wenige vereinzelte Büschel. In den brackischen, marinen und hypersalinen Seen fehlten sie gänzlich. Daher kann aus dem Vorkommen der Wassermoos im mittleren und späten Holozän auch zu Zeiten mit niedrigen C/S-Verhältnissen (Abb. 58) geschlossen werden, dass der Terrasovoje-See wahrscheinlich höhere Salinitäten als heute hatte, aber nur brackisch war und nie marin-saline oder hypersaline Verhältnisse aufwies.

Wassermoos vertragen zudem keine hohen klastischen Sedimentationsraten oder stark instabile Bodensedimente (Light & Heywood 1973, Imura et al. 1999). Somit könnten auch die Sedimentationsraten das Wachstum der Wassermoos beeinflusst haben. Im frühen Holozän waren die Sedimentationsraten im Terrasovoje-See wesentlich höher als im mittleren und späten Holozän (Kapitel 5), was eine Erklärung für das Fehlen der Wassermoos im frühholozänen Kernabschnitt sein könnte.

7.5.4.2 Algen-Peloid-Fazies

Die Algen-Peloide stellen höchstwahrscheinlich keine bioturbaten Strukturen dar - wie zunächst vermutet werden könnte - da in antarktischen Seen nach Sabbe et al. (2004) keine wühlenden oder grabenden Organismen leben. Es könnte sich andererseits um Onkoide (kugelförmige bis unregelmäßig geformte Algenbälle aus Cyanobakterien) handeln, dagegen spricht jedoch, dass ihnen der dafür kennzeichnende konzentrische Lagenbau fehlt.

Offenkundig ist zumindest, dass die Algen-Peloide eine besondere Wuchsform der Algen- und Mikrobenmatten darstellen, denn auch aus Seen der Trockentäler und der Larsemann-Oase wurden verschiedene Wuchsformen der Algen- und Mikrobenmatten beschrieben. Deren räumliche Verbreitung und Artenzusammensetzung innerhalb der Seen hängt vor allem mit der Tiefe zusammen, wobei z.B. die Lichtverhältnisse und der Sauerstoffgehalt bei der Ausbildung der Wuchsformen eine Rolle spielen (Parker et al. 1981, Wharton et al. 1983, Simmons et al. 1993, Ellis-Evans et al. 1998, Sabbe et al. 2004). Die häufigste Wuchsform stellen die sogenannten 'prostrate mats' dar, welche der laminierten Algen-Fazies aus dem Terrasovoje-See entsprechen. Diese horizontal wachsenden Matten sind sowohl in den Seen der Larsemann-Oase als auch in den Trockentälern vorwiegend für tiefere Seebereiche (circa > 10 m Wassertiefe) charakteristisch, während alle anderen Wuchsformen im flachen Wasser zwischen 2-16 m (Sabbe et al. 2004) bzw. 5-11 m (Parker et al. 1981) dominieren. In flachen, gut durchlichteten Wassertiefen werden unter anderem säulenförmige ('columnar mats')

oder spitzenförmige ('pinnacle mats') Cyanobakterienmatten gebildet (Parker et al. 1981, Wharton et al. 1983, Simmons et al. 1993).

Die Algen-Peloide aus den Sedimenten des Terrasovoje-Sees konnten keinen der aus den Trockentälern und der Larsemann-Oase beschriebenen Wuchsformen eindeutig zugeordnet werden. Da in jenen Seen alle von den 'prostrate mats' abweichenden Wuchsformen auf relativ flaches Wasser beschränkt sind, können eventuell auch für die Algen-Peloide aus dem Terrasovoje-See flachere Wasserbedingungen im Vergleich zu der laminierten Algen-Fazies postuliert werden.

Das Auftreten der Wassermoose erst im mittleren und späten Holozän könnte somit darauf hinweisen, dass der Seespiegel im mittleren und späten Holozän teilweise niedriger war als im späten Pleistozän und frühem Holozän oder zumindest größeren Schwankungen unterworfen war. Die C/S-Daten aus dem frühen Holozän deuten auf eine verstärkte Schmelzwasserzufuhr hin, während das mittlere Holozän und mehrere Zeiträume im späten Holozän durch stärker brackischere Verhältnisse und damit vermutlich durch eine geringe Süßwasserzufuhr gekennzeichnet sind. Gletscherreste, die wahrscheinlich noch im frühen Holozän den See gespeist haben, könnten im Laufe der Zeit soweit zurückgewichen sein, dass selbst in relativ warmen bzw. produktiven Phasen im späten Holozän die Wasserzufuhr nicht ausreichend war, um die Evaporation und das Absinken des Seespiegels zu verhindern (Wagner et al. 2004). Da der See und dessen Umfeld zur Zeit der Probennahme unter einer Schneedecke begraben lagen (und auch in der Literatur keine Beschreibungen existieren), ist leider nicht bekannt, ob alte Seeterrassen vorhanden sind, die einen Hinweis auf mögliche höhere Seespiegelstände des Terrasovoje-Sees in der Vergangenheit darstellen würden.

7.5.4.3 Laminierte Algen-Fazies

In der biogenen Sedimentabfolge des Terrasovoje-Sees dominiert die laminierte Algen-Fazies. Laminierte Sedimente werden bevorzugt unter Abwesenheit von Bioturbation, was in einem anoxischen Hypolimnion realisiert ist, oder auch bei hohen Sedimentationsraten überliefert (Anderson & Dean 1988, Brauer 2004). Aufgrund der Abwesenheit von grabenden oder wühlenden Organismen in antarktischen Seen ist die Erhaltung von laminierten Strukturen auch bei sauerstoffreichem Bodenwasser oder niedrigen Sedimentationsraten möglich.

Die laminierte Algen-Fazies des Terrasovoje-Sees besteht aus alternierenden organikreichen und feinklastischen Laminae und ist auf Änderungen im Verhältnis autochthoner zu allochthoner Sedimentation zurückzuführen. Die Primärproduktion in antarktischen Seen ist vorwiegend auf die Sommermonate beschränkt und der Eintrag des klastischen Materials in den See findet ebenfalls während der Sommersaison statt. Feinkörniges klastisches Material kann noch lange in Suspension bleiben, so dass es erst nach mehreren Wochen oder Monaten auf dem Seeboden sedimentiert.

Das detritische (allochthone) Material kann direkt durch äolische Prozesse oder durch Schmelzwasser in den See transportiert werden, falls der See im Sommer auftaut. Oft schmilzt die Eisdecke antarktischer Seen im Sommer nicht komplett, sondern es bilden sich am Uferand lediglich eisfreie Zonen, sogenannte 'moats', über die jedoch ebenfalls klastisches Sedimentmaterial in den See gelangen kann.

Allochthones Material kann auch indirekt in die Seen eingetragen werden, indem es zunächst auf der See-Eisdecke zwischengelagert wird. Das klastische Sedimentmaterial, welches in antarktischen Seen sedimentiert, stammt häufig aus der Eisdecke, auf die es beispielsweise durch äolische Prozesse gelangte (Squyres et al. 1991, Andersen et al. 1993, Wharton et al. 1993). Die geringe Vegetationsbedeckung in den Oasen und die starken Winde begünstigen die äolische Abtragung und den Materialtransport. In extremen Fällen kann der Wind sogar stark genug sein, um Material in Kies Korngröße zu bewegen (Lamoureux & Gilbert 2004). Terrigenes Sedimentmaterial kann aber auch mit Schmelzwässern, die im Sommer von umliegenden Schnee- und Gletscherfeldern in Richtung See fließen, auf die Eisdecke transportiert werden. Auf dem zugefrorenen See wird das Sedimentmaterial durch Wind häufig weit über die Seeoberfläche bewegt, bis es in Vertiefungen der

Eisdecke oder Schneeansammlungen gefangen wird (Andersen et al. 1993, Lamoureux & Gilbert 2004). In Bereichen, in denen sich viel Sedimentmaterial angehäuft hat, kann die Eisoberfläche wegen der höheren Strahlungsabsorption im Sommer schneller auftauen (Simmons et al. 1986, Anderson et al. 1993). Das Tauen der See-Eisdecke erfolgt oft innerhalb weniger Tage, so dass das vorhandene Sedimentmaterial binnen kurzer Zeit in den See gelangt. Selbst eine permanente Eisdecke kann im Sommer permeabel für Schmelzwasser und klastisches Sedimentmaterial werden. Der Transport erfolgt in diesem Fall durch vertikale Risse oder Blasenkanäle. Obendrein können große Sedimentklasten - je nach Dicke der Eisschicht und Größe der Klasten - durch das Eis hindurchschmelzen (Andersen et al. 1993). Sofern klastisches Material durch die Eisdecke hindurchtransportiert wird, entstehen auf dem Seeboden heterogene Sedimentrücken und -hügel (Squyres et al. 1991).

Die meisten Erkenntnisse über Sedimentationsprozesse in Seen der kontinentalen Antarktis konzentrieren sich auf permanent eisbedeckte Seen der Trockentäler (Wharton et al. 1989, Squyres et al. 1991, Andersen et al. 1993, Wharton et al. 1993, Hendy et al. 2000, Doran et al. 2004). Die alternierenden organikreichen und klastischen Laminae aus diesen untersuchten Seen entstehen nach Wharton et al. (1983) dadurch, dass während des Sommers klastisches Sediment am Top der Algen- und Mikrobenmatten abgelagert wird und die Cyanobakterien darauf durch das terrigene Material hindurchwachsen. Dadurch entsteht eine neue organische Lage oberhalb der feinklastischen Lage. Nach Beobachtungen von Andersen et al. (1993) in Seen der Trockentäler, wachsen die organikreichen Lagen langsam und kontinuierlich während der Produktivitätssaison, während z.B. Sandlagen relativ schnell und hochlokal entstehen können. Der Terrasovoje-See ist nicht gänzlich mit den permanent eisbedeckten Seen der Trockentäler zu vergleichen, schon alleine weil es Berichte gibt, dass er in manchen Sommern auftaut, aber offenbar auch mehrere Jahre eisbedeckt bleiben kann (Wagner 2003). Da die Ablagerungsprozesse in antarktischen Seen stark von der Eisbedeckung beeinflusst werden, können sich somit auch die Sedimentationsprozesse im Terrasovoje-See von Jahr zu Jahr geändert haben.

In den aus AE 1 hergestellten Dünnschliffen, welche den Zeitraum des mittleren und späten Holozäns umfassen (Abb. 59), bestehen die klastischen Laminae der laminierten Algen-Fazies vorwiegend aus sehr feinkörnigem Material. Die Lagen sind häufig sowohl an der Basis als auch am Top relativ scharf begrenzt. Bis auf vereinzelte 'dropstones' findet sich fast nur toniges klastisches Material in diesen Sedimenten. Zusammen mit den geringen Mächtigkeiten der Laminae (Kapitel 6.2.6.3, Abb. 51 Foto b-e, Abb. 53) und den verhältnismäßig niedrigen Sedimentationsraten (Kapitel 5) deutet dies darauf hin, dass wenig klastischer Sedimenteintrag in dieser Zeitspanne stattfinden konnte, entweder weil der See nur sehr selten oder für sehr kurze Zeit in den Sommern aufgetaut war und somit nur ein geringer äolischer Eintrag oder Schmelzwassereintrag stattfinden konnte und/oder weil sich auf der Eisdecke wenig Sedimentmaterial angesammelt hatte. Die 'dropstones' sind ein Kennzeichen, dass zumindest ein Teil des klastischen Materials aus der Eisdecke stammt. Die organikreichen Laminae dieser Dünnschliffserie weisen, wie die klastischen Laminae, geringe Mächtigkeiten auf. Diese Beobachtung korreliert gut mit den biogeochemischen Parametern (Abb. 58), die eine geringe biogene Produktionsrate im mittleren Holozän und in mehreren Zeiträumen des späten Holozäns implizieren.

In den Dünnschliffen von AE 2 (Abb. 59, b) finden sich häufig gradierte feinklastische Lagen (an der Basis aus Sand oder Silt bestehend und in Ton übergehend), die graduell in organikreiche Lagen übergehen (Kapitel 6.2.6.3, Abb. 52 Foto b). Die biogeochemischen Untersuchungen deuten darauf hin, dass es im frühen Holozän einen verstärkten Süßwassereinfluss gab (Abb. 58). Vermutlich taute der See in dieser Zeitspanne in zahlreichen Sommern auf, so dass verhältnismäßig viel klastisches Material eingetragen werden konnte. Dies spiegelt sich in relativ mächtigen feinklastischen Laminae wider, deren Gradierung auf die unterschiedlichen Sinkgeschwindigkeiten der verschiedenen Partikelgrößen zurückzuführen ist. In diesen mikrofaziell untersuchten frühholozänen Sedimenten befinden sich auch sehr mächtige organische Laminae, die eine hohe biogene Produktion anzeigen. Dies ist ebenfalls durch eisfreie Verhältnisse während der Sommer erklärbar. Organische Laminae mit sehr großen Mächtigkeiten (bis > 1 cm) treten vor allem im mittleren Abschnitt (151,0-158,9 cm) der

biogenen Sedimentabfolge auf (Abb. 53), welcher ein Alter von 8,5 cal. ka besitzt und mit sehr hohen Sedimentations- und biogenen Produktionsraten zusammenfällt (Abb. 6, Abb. 58).

Eine Besonderheit des mikrofaziell untersuchten frühholozänen Kernabschnitts ist das Vorkommen von Kotpillen ('fecal pellets'). Ihre Form und Größe ähnelt den Kotpillen von Copepoden, wie sie z.B. im Ace-See der Vestfold-Oase von Cromer et al. (2005) gefunden und abgebildet wurden. Diese Ähnlichkeit zu den Kotpillen aus dem Terrasovoje-See wurde von John Gibson (persönliche Mitteilung 2006) bestätigt, welcher zusammen mit Kollegen Untersuchungen von Copepoden-DNA aus den Sedimenten des Terrasovoje-Sees durchgeführt hat (Bissett et al. 2005). Sie fanden zwei verschiedene Copepoden-Arten, von denen eine (*Boeckella poppei*) auch rezent im Terrasovoje-See lebt (Bayly et al. 2003, Bissett et al. 2005). Die andere planktonische Copepoden-Art (vermutlich *Paralabidocera antarctica*) wurde nicht in den Oberflächenproben, sondern nur in tieferen Kernabschnitten der Sedimentabfolge gefunden (Bissett et al. 2005). Von letzterer stammen höchstwahrscheinlich die Kotpillen (John Gibson, persönliche Mitteilung 2006), welche in den Dünnschliffen des frühholozänen Kernabschnitts zu sehen sind (Kapitel 6.2.6.3, Abb. 52 Foto d). Das zahlreiche Vorkommen von Copepoden-Kotpillen in dem gesamten mikrofaziell untersuchten frühholozänen Zeitabschnitt (10,0-8,5 cal. ka) ist ein weiterer Hinweis darauf, dass die Produktivität im See hoch gewesen sein muss, um dem Zooplankton eine ausreichende Nahrungsgrundlage zu liefern. Die biogeochemischen Daten belegen die hohe biogene Produktion in diesem Zeitraum, welche sukzessive angestiegen ist (Abb. 58) und höchstwahrscheinlich auf warme Klimaverhältnisse in der Amery-Oase zurückgeführt werden kann. Der See durfte offenbar längere eisfreie Perioden im Sommer erfahren, die in Verbindung mit einer vermehrten Süßwasser- und Nährstoffzufuhr standen.

Die häufig scharfe Begrenzung der Basis der feinklastischen Laminae und der graduelle Übergang von den feinklastischen Laminae in die organikreichen Laminae in den Dünnschliffen aus dem frühen Holozän (Kapitel 6.2.6.3, Abb. 52 Foto a-b) ist ein Hinweis, dass das klastische Material früh in der Sommersaison beim Aufbrechen der Eisdecke sedimentiert wurde und die biogene Produktion der benthischen Algen- und Mikrobenmatten erst dann einsetzen konnte, als die verstärkte klastische Sedimentation abgenommen hatte. Copepoden-Kotpillen finden sich teilweise schon an der Basis der feinklastischen Lagen, häufiger jedoch im Übergang der klastischen Laminae zu den organikreichen Laminae. Das Wachstum des Zooplanktons konnte offenbar im jahreszeitlichen Verlauf schon etwas früher einsetzen als das der benthischen Algen- und Mikrobenmatten. Nach Heath (1988) setzt die Phytoplanktonproduktion in antarktischen Seen kurz nach dem Ende der Polarnacht ein, während die benthischen Algen- und Mikrobenmatten erst im Hochsommer, wenn die maximalen Lichtintensitäten den Seeboden erreichen, mit ihrem Wachstum und der Photosynthese beginnen. Da sich die planktonischen Copepoden von Phytoplankton ernähren, kann damit auch ihr zeitlich früheres Auftreten in den jeweiligen Laminae vor den benthischen Algen- und Mikrobenmatten erklärt werden.

Zusammenfassend bestehen die mächtigen Laminaepaare des frühholozänen Kernabschnitts aus einer an der Basis scharf begrenzten gradierten feinklastischen Lage, die graduell in eine organikreiche Lage übergeht und häufig genau an diesem Übergang zahlreiche Kotpillen von Copepoden enthält. Diese Laminaepaare könnten somit klastisch-organische Warven repräsentieren. Zum Beispiel werden von Ojala & Tiljander (2003) klastisch-organische Warven ('clastic-organic varves') aus finnländischen Seen beschrieben, die aus einer gradierten klastischen Lage bestehen, deren Material im Frühjahr mit der Schneeschmelze eingetragen wird, welche graduell in eine organikreiche übergeht, die am Top durch eine scharfe Grenze von der nächsten klastischen Frühjahrslage getrennt wird. Die klastischen Laminae des Terrasovoje-Sees entstehen vermutlich ebenfalls früh in der Sommersaison, wenn die Eisdecke schmilzt, während die Algen- und Mikrobenmatten vorwiegend im Hochsommer wachsen. Allerdings muss die scharfe Begrenzung an der Basis der klastischen Laminae der Terrasovoje-See-Sedimente nicht unbedingt den Beginn einer Produktivitätssaison dokumentieren, sondern sie kann auch einen plötzlich einsetzenden klastischen Sedimenteintrag dokumentieren, durch den die benthische Produktion innerhalb einer Sommersaison unterbrochen wurde.

Die soeben geschilderte Interpretation der Mikrofazies der Laminite deutet auf jahreszeitliche Änderungen im Ablagerungsmilieu hin. Inwiefern die Laminite jedoch tatsächlich jährliche Signale dokumentieren und daher als Warven angesprochen werden können ist schwer abzuschätzen und würde eine umfassende Lagenzählung der gesamten biogenen Sedimentabfolge erfordern, von der jedoch keine komplette Dünnschliffserie vorliegt. Anhaltspunkte ergeben sich dennoch aus exemplarischen Lagenzählungen in drei Kernabschnitten, die unter verschiedenen Sedimentationsraten abgelagert wurden (Kapitel 6.2.6.3, Abb. 53; Tab. 29). Wie in Kapitel 6.2.6.3 und in der vorangegangenen Diskussion ausgeführt wurde, können detritische und organikreiche Lagen unterschieden und als mutmaßlich jährliche Laminaepaare gedeutet werden. Unter Berücksichtigung der durchschnittlichen Dicken der einzelnen Laminaepaare und der linearen Alters-Tiefen-Beziehung (Kapitel 5) wurden die individuellen Laminaepaare allerdings im Durchschnitt in einem Zeitraum zwischen 1,44 und 6,25 Jahren abgelagert (Tab. 29). Am wahrscheinlichsten sind jahreszeitliche Signale demnach im Hochproduktionsintervall um rund 8,6-8,2 cal. ka überliefert. Die Feinschichtung der Laminifazies dokumentiert somit Änderungen im Ablagerungsmilieu eher auf subdekadischen als auf annuellen Zeitskalen.

Tab. 29: Lineare Sedimentationsraten, durchschnittliche Mächtigkeiten der Laminaepaare (klastische Lage + organische Lage) und errechnete Bildungsdauer für ein Laminaepaar in drei exemplarischen Kernabschnitten der biogenen Sedimentabfolge (siehe auch Kapitel 6.2.6.3).

Kern	Lz1004	Lz1005	Lz1005
Kerntiefe	47,4-48,8 cm	151,0-158,9 cm	234,3-237,8 cm
Alter	circa 6,2 ka	8,5 ka	9,8 ka
Lineare Sedimentationsrate	0,08 mm/a	2,3 mm/a	0,17 mm/a
Lineare Alters-/Tiefenbeziehung	12,5 a/mm	0,4 a/mm	5,9 a/mm
Durchschnittliche Dicke der Laminaepaare	0,525 mm	3,200 mm	1,000 mm
Anzahl Laminaepaare pro Jahre	0,16	0,69	0,17
Bildungsdauer für ein Laminaepaar	6,25 a	1,44 a	5,88 a

Dieser Befund ist nicht überraschend, da rhythmisch geschichtete Sedimente aus polaren Regionen trotz des streng saisonalen Klimas oft kein jährliches Signal zeigen (Lamoureux 2000, Lewis et al. 2002). Um eine jährliche Schichtung nachweisen zu können, müssen verschiedene Voraussetzungen erfüllt sein, wie z.B. exakte Kenntnisse über die Entstehungsprozesse der einzelnen Laminae (Ojala & Tiljander 2003). Die vorgestellten Untersuchungen liefern erste Interpretationen zur Genese der organikreichen und feinklastischen Laminae des Terrasovoje-Sees. Es müssten weitere detaillierte mikrofazielle oder ähnliche sedimentologische Studien von antarktischen Seesedimenten vorliegen, um die Bildung dieser Laminite einwandfrei verstehen zu können.

Aus den Altersdatierungen und den mikrofaziellen Analysen geht hervor, dass die Sedimentationsraten und Mächtigkeiten der Laminae sehr starken Schwankungen unterworfen waren. Vermutlich gab es in der biogenen Sedimentabfolge des Terrasovoje-Sees mehrere Sommer, in denen der See bis zum Uferrand eisbedeckt blieb und wenig Risse und/oder Blasenkanäle in der Eisdecke vorhanden waren, so dass kein klastisches Sedimentmaterial eingetragen werden konnte. Insofern könnte es sich bei einigen sehr mächtigen organikreichen Laminae in Wirklichkeit um mehrere 'amalgamierte' Laminae handeln, die nicht von klastischer Sedimentation unterbrochen wurden und deren Grenzen deshalb in den Dünnschliffen nicht sichtbar sind. Es kann demgegenüber auch Sommer gegeben haben, in denen die biogene Sedimentation mehrmals durch klastische Ereignisschüttungen unterbrochen wurde. Möglicherweise gab es auch Jahre, in denen keine biogene Produktion stattfinden konnte. Beispielsweise treten im unteren Abschnitt der mikrofaziell untersuchten Abfolge (234,3-237,8 cm; 9,8 cal. ka) mehrere feinklastische gradierte Laminae in Folge auf (Kapitel 6.2.6.3, Abb. 52 Foto c). Diese Laminae spiegeln mehrere klastische Sedimentationsereignisse wider, die entweder eine Sommersaison repräsentieren oder in aufeinander folgenden Jahren abgelagert wurden, in denen keine biogene Produktion stattfand. All dies sind Hinweise für kurzzeitige Änderungen der Sedimentationsprozesse im Terrasovoje-See, weshalb die rhythmische Schichtung der laminierten Algen-Fazies nicht als eine streng jährliche Abfolge interpretiert werden kann.

7.5.5 Zusammenfassung postglaziale biogene Sedimentation im Terrasovoje-See

Die wichtigsten biogeochemischen, isotopengeochemischen, mikropaläontologischen und mikrofaziellen Merkmale der biogenen Sedimentabfolge des Terrasovoje-Sees sind in Abb. 60 zusammengefasst und die dazugehörigen Klimainterpretationen dargestellt. Generell deuten Phasen mit verstärkter biogener Produktion auf ein verhältnismäßig warmes Klima hin, während Phasen geringer Produktionsraten mit einem kühleren Klima in Verbindung gebracht werden (Kapitel 7.5.1).

Perioden mit einer geringen Schalenanzahl an Diatomeen weisen auf eine nahezu permanente Eis- und Schneebedeckung und die damit verbundenen reduzierten Lichtverhältnisse im See hin (Kapitel 7.5.2). Wiederholte Phasen mit anoxischen Bodenwasserverhältnissen werden aufgrund der hohen S-Gehalte und dem Vorkommen von Pyrit in den mittel- und spätholozänen Sedimenten (6,7-0 cal. ka) postuliert (Kapitel 7.5.3). Diese Phasen korrelieren mit niedrigen C/S-Verhältnissen, ein Hinweis auf stärker brackische Bedingungen, die eine Schichtung der Wassersäule und dadurch eine Verarmung der Sauerstoffgehalte im Hypolimnion begünstigt haben können.

Die geringeren Mächtigkeiten der organischen und feinklastischen Laminae der laminierten Algenfazies in der Sedimentabfolge seit 6,7 cal. ka im Vergleich zu den Laminaedicken der frühholozänen Sedimente im Terrasovoje-See deuten darauf hin, dass der See in den Sommern des frühen Holozäns länger und öfter eisfrei war als während der mittel- und spätholozänen Zeitspanne (Kapitel 7.5.4). Neben der laminierten Algenfazies treten in der mittel- und spätholozänen Sedimentabfolge zwei weitere Mikrofaziestypen, nämlich die Wassermoosfazies und die Algen-Peloidfazies auf. Das ausschließliche Vorkommen dieser beiden Faziestypen während des mittleren und späten Holozäns (6,7-0 cal. ka) könnte durch einen niedrigeren Seespiegelstand als heute erklärt werden (Kapitel 7.5.4). Wahrscheinlich wurde der Terrasovoje-See im frühen Holozän noch von Gletscherresten des Loewe-Massivs gespeist, die sich im Laufe des Holozäns zurückgezogen haben und während der vergleichsweise kurzen warmen Phasen im späten Holozän nicht mehr signifikant zum Schmelzwasser eintrag beitragen konnten. Aber auch Änderungen in der Nährstoffzufuhr, der Wassertemperatur, der Salinitäten oder der Lichtdurchflutung sind denkbare Ursachen für das Auftreten der Wassermoose und Algen-Peloide.

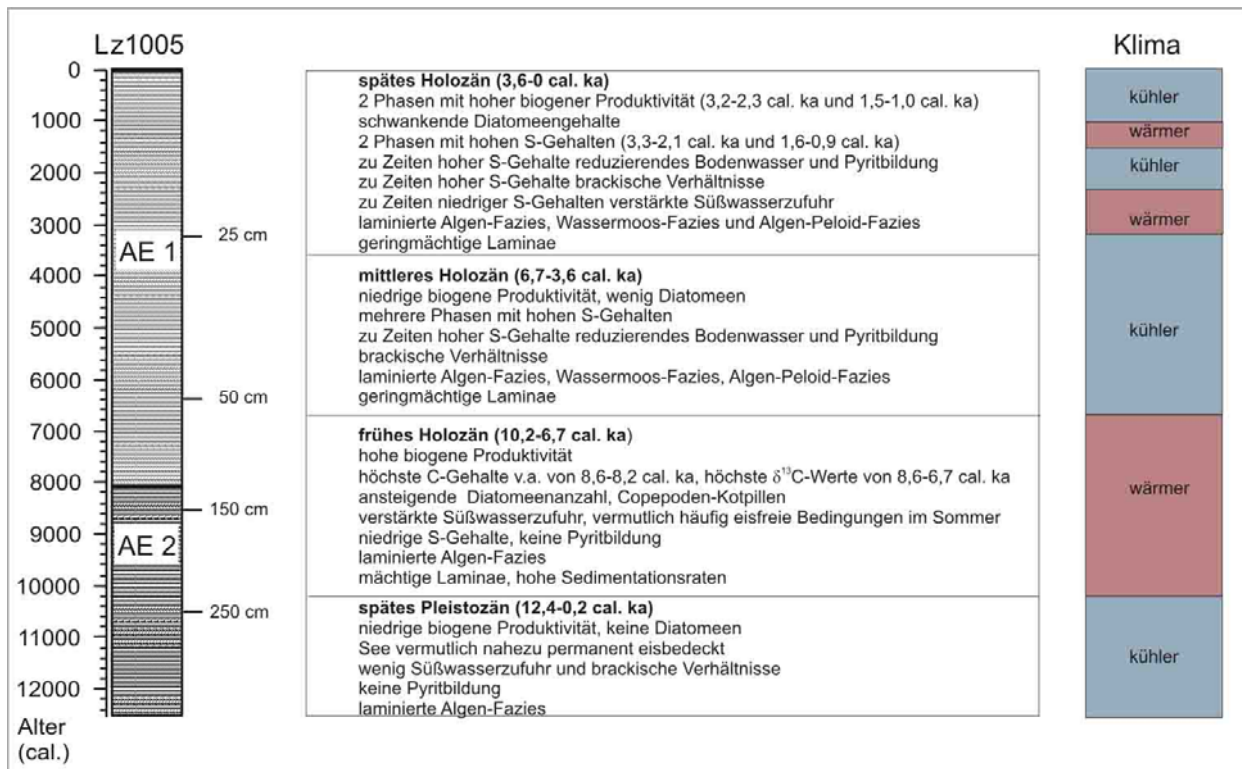


Abb. 60: Zusammenfassende Darstellung und Interpretation der Ergebnisse aus den Untersuchungen der biogenen Sedimente des Terrasovoje-Sees.

7.6 Implikationen zur (über)regionalen spätquartären Klima- und Enteisungsgeschichte

Im LGM besaß das ostantarktische Eisschild in zahlreichen Regionen eine geringere Ausdehnung und Mächtigkeit als früher angenommen (z.B. Colhoun 1991, Siegert 2001, Anderson et al. 2002). Der Eisrückzug fand regional zu unterschiedlichen Zeiten statt und einige Küstenregionen waren während des LGM bereits eisfrei. Die Amery-Oase gehört zu jenen Regionen, für die zumindest keine größere Eisbedeckung als die heutige postuliert wird, da sich dort keine Hinweise auf postglaziale Hebungen finden (Adamson et al. 1997).

In der untersuchten Sedimentabfolge des Beaver-Sees sind keine glazial transportierten Sedimente überliefert. Falls es sich bei AE 2 von Kern Lz1013 um subaerisch abgelagerte Sedimente handelt, wäre dies ein Anzeichen, dass die Bohrlokation im LGM aufgrund des niedrigeren Meeresspiegels trocken gefallen ist (Kapitel 7.4.1). Allerdings kann diese Hypothese aufgrund fehlender Altersbestimmungen der Sedimente nicht belegt werden. Zahlreiche ostantarktische Oasen weisen heute über dem Meeresspiegel liegende marine Sedimentabfolgen auf, die auf den frühholozänen Meeresspiegelanstieg und anschließende isostatische Hebungen zurückzuführen sind (Hodgson et al. 2004). Im Umfeld des Beaver-Sees befinden sich dagegen keine holozänen marinen Terrassen (Adamson et al. 1997). Das aufgenommene bathymetrische Profil (Kapitel 6.1.1) zeigt in Wassertiefen von rund 35 m und rund 56 m zwei subaquatische Terrassen (Wagner 2003), die möglicherweise auf den frühholozänen Meeresspiegelanstieg zurückgeführt werden können.

Auch anhand des Radok-Sees, dessen Seeoberfläche heute nur wenige Meter über dem Meeresspiegel liegt, können geringe oder fehlende Hebungsraten in der Amery-Oase postuliert werden. Hinweise darauf ergeben sich aus den geringen Leitfähigkeiten des See-Wassers. Aufgrund der morphologischen Verbindung zum Beaver-See (über die Pagodroma-Schlucht) hätte bei dem frühholozänen Meeresspiegelanstieg Salzwasser in den Radok-See gelangen müssen (Wand et al. 1987). Eine andere Möglichkeit ist jedoch auch, dass das Radok-See-Becken lange Zeit bzw. während der marinen Transgression eisgefüllt war (Wand et al. 1987).

Glazial transportierte diamiktische Sedimente, deren Alter jedoch nicht gesichert sind, befinden sich im Radok-See und deuten auf einen vormaligen stärkeren Gletschereinfluss im Seebecken hin. Aufgrund der Provenance-Analysen, die eine lokale Herkunft des Sedimentmaterials anzeigen (Kapitel 7.3.2), wird dokumentiert, dass sie von einem kleinen lokalen Gletscher, dem (Paläo-) Battye-Gletscher, abgelagert worden sind, dessen Gletscherzung auch heute noch in den See mündet. Der Rückzug der Gletscherzunge aus dem Nordarm des Radok-Beckens ist anhand der diamiktischen Sedimentabfolgen in Kern Lz1010 zu erkennen, deren Basis aus Till besteht (AE 4) und in Aqua-Till (AE 3, AE 2) übergeht (Kapitel 7.4.2). Die glazial transportierten Sedimente im Radok-See weisen darauf hin, dass das Seebecken in der Vergangenheit eisgefüllt war, allerdings nicht von einem großen Gletscherstrom wie dem Lambert-Gletscher, denn dann wäre auch klastisches Material aus weiter entfernt liegenden Sedimentquellen enthalten. Diese Erkenntnisse decken sich mit der These von Adamson & Darragh (1991) und Adamson et al. (1997), wonach aufgrund des Fehlens von Erosionsspuren in der Oase und des Vorkommens von gering verfestigten tertiären marinen Ablagerungen anzunehmen ist, dass der Lambert-Gletscher im LGM nicht in die Amery-Oase mündete, sondern wie heutzutage an ihr vorbei geflossen ist.

Hinweise, dass zumindest ein Teil des im Norden der Oase lokalisierten Loewe-Massivs von einem Auslassgletscher im LGM überfahren war, geben die klastischen Sedimentabfolgen im Terrasovoje-See (Lz1005; AE 3, AE4). Die Herkunftsanalysen zeigen, dass das glazial transportierte Sedimentmaterial nicht ausschließlich aus dem lokalen Umfeld des Sees stammt, sondern von der lateralen Gletscherzunge des (Paläo-)Nemesis-Gletschers in das Terrasovoje-See-Becken transportiert wurde (Kapitel 7.3.3). Diese klastischen Sedimente stellen glaziofluviale bis proximal glaziolakustrine Sedimente dar und dokumentieren den Gletscherrückzug aus dem See-Becken (Kapitel 7.4.3). Da die biogen-lakustrine Sedimentation im Terrasovoje-See bereits um rund 12,4 cal. ka einsetzte, muss der Eisrückzug schon früher erfolgt sein. Die geomorphologischen Daten und Altersbestimmungen (mittels kosmogener Nuklide) der australischen Projektpartner zeigen, dass sich der laterale Gletscherarm des

(Paläo-)Nemesis-Gletschers vor 16-11 ka vom Loewe-Massiv bis zu seiner rund 1,5 km entfernten und circa 100 m tiefer liegenden heutigen Position vollzog (White et al. 2005; White in Vorbereitung, 2006).

Ob sich das Gletschereis aus dem Radok-See zur gleichen Zeit wie aus dem Terrasovoje-See zurückzog, ist nicht gesichert, da nach Krebs & Mabin (1997) die Vorstöße und Rückzüge der alpinotypen Gletscher in den nördlichen Prinz-Charles-Bergen nicht synchron mit den Auslassgletschern erfolgen. Da das glazigene Sedimentmaterial des Radok-Sees offenbar von einem alpinotypen Gletscher, dem (Paläo-)Battye-Gletscher geliefert wurde, während das diamiktische Material im Terrasovoje-See vom (Paläo-)Nemesis-Gletscher transportiert wurde, kann nicht zwingend von einem exakt gleichzeitigem Eisrückzug aus den beiden Seebecken ausgegangen werden.

Im LGM waren nach Hambrey & Kelvey (2000a) offenbar lediglich kleine Areale der Amery-Oase eisbedeckt, da das Vorkommen von quartärem Moränenmaterial sehr spärlich ist. Die Sedimentuntersuchungen aus den Seebecken zeigen ebenfalls, dass womöglich lediglich der Bereich des Loewe-Massivs im Norden der Amery-Oase von einem Auslassgletscher bedeckt war.

Sedimentologische Untersuchungen aus der Prydz-Bucht lassen erkennen, dass während des LGM einzelne marine Depressionen von aufschwimmendem Eis bedeckt waren, während in anderen Bereichen dieses Schelfgebiets die Eismassen dem Meeresboden auflagen (Domack et al. 1998). Die östlich der Prydz-Bucht gelegenen Oasen Larsemann und Vestfold (Abb. 61) weisen ebenfalls lokal unterschiedliche Eisbedeckungen auf. So waren in der Larsemann-Oase Teile der Halbinsel Broknes schon während des LGM eisfrei, während der Eisrückzug von der Halbinsel Stornes im mittleren bis späten Holozän stattfand (Hodgson et al. 2001, Hodgson et al. 2005b). Ähnlich verhält es sich mit der Vestfold-Oase, in der sich der großflächige Eisrückzug im Zeitraum 12-9 ka ereignete (Fabel et al. 1997), wobei aber mindestens die Region um den küstennah gelegenen Ace-See schon etwas länger eisfrei gewesen sein muss, da in diesem die biogen-lakustrine Sedimentation zeitlich früher einsetzte (Roberts & McMinn 1999, Verleyen et al. 2005). Demzufolge gab es während des LGM in der Prydz-Bucht-Region einerseits eisfreie Gebiete, andererseits auch eisbedeckte Bereiche.

Den am besten geeigneten Sedimentkern zur Rekonstruktion der spätpleistozänen und holozänen Klima- und Umweltgeschichte der Amery-Oase stellt Kern Lz1005 aus dem Terrasovoje-See dar, der über den klastischen diamiktischen Sedimenten eine 2,7 m mächtige kontinuierlich organikreiche Sedimentabfolge aufweist, welche den Zeitraum seit 12,4 cal. ka abdeckt. Die anhand dieser Sedimentabfolge abgeleitete Klima- und Umweltgeschichte (Abb. 60) wurde in Abb. 61 in Beziehung zur Klima- und Umweltentwicklung anderer ostantarktischer Oasen und der Eiskerndaten gebracht. Die Begriffe 'wärmer' und 'kälter' in Abb. 60 und Abb. 61 sind relativ zu sehen. Studien an Eisbohrkernen der Antarktis zeigen, dass die Lufttemperatur über dem Eisschild während des LGM 8-10°C kälter war als heute (Petit et al. 1999) und dass demgegenüber die Temperaturschwankungen während der letzten 10 ka mit Werten $\leq \pm 1^\circ\text{C}$ vergleichsweise gering waren (Ciais et al. 1994). Allerdings können selbst Temperaturänderungen von $\leq 1^\circ\text{C}$ deutliche Auswirkungen auf das aquatische Ökosystem haben, wie es in den letzten Jahrzehnten an Seen der subantarktischen Inseln beobachtet wurde (Quayle et al. 2002).

Der großräumige Klimatrend in der kontinentalen Antarktis wird durch die Paläoklimakurven der ostantarktischen Eiskerne und der des Ross-Meer-Sektors angezeigt (Abb. 61). In den Eiskernkurven spiegelt eine Deuteriumschwankung von 10‰ eine Oberflächentemperaturänderung von etwa 1,5°C wider (Masson et al. 2000). Sowohl im Ross-Meer-Sektor als auch in der der Ostantarktis-Kurve sind acht Warmphasen während der letzten 12 ka zu erkennen, die sich geringfügig in ihrer Intensität und ihrem zeitlichen Verlauf voneinander unterscheiden (Abb. 61). Des Weiteren sind sowohl Gemeinsamkeiten als auch Unterschiede zwischen jenen Klimaentwicklungen und denen der eisfreien ostantarktischen Gebiete dokumentiert (Abb. 61). Einer der Gründe hierfür mag sein, dass die Mehrzahl der Eisbohrkerne von küstenfernen Gebieten stammt, während die Oasen in den Küstenregionen liegen. Zudem geht aus Abb. 61 hervor, dass die spätquartären Klima- und Umweltentwicklungen der einzelnen ostantarktischen Oasen regionale Unterschiede aufweisen. Erschwerend im regionalen Vergleich kommen Unwägbarkeiten in den angewandten Altersmodellen der lakustrinen Klimaarchive

hinzu, die einerseits auf kalibrierten Radiokarbonaltern (Kalenderjahre vor heute), andererseits auf unkalibrierten Radiokarbonaltern beruhen und teilweise Reservoireffekte aufweisen. Der in Abb. 61 gezeigte Vergleich der Klimaentwicklung in den verschiedenen ostantarktischen Oasen und Eiskernen beruht auf publizierten Darstellungen (Masson et al. 2000, Ingólfsson et al. 1998, Ingólfsson 2004, Hodgson et al. 2004, Verleyen et al. 2004a, 2004b) unter Berücksichtigung der eigenen Befunde, die unter den genannten Einschränkungen der Alterskontrolle zu bewerten sind. Abgesehen von den sekundären Datierungsproblemen sind die Ursachen der zeitlich-räumlichen Unterschiede der jeweiligen Oasenentwicklung jedoch eher in den spezifischen Standortfaktoren zu suchen. So spielen lokale geographische Rahmenbedingungen, wie die Topographie, die Nähe zum offenen Meer, die vorherrschenden Windrichtung, die Niederschlagsmenge und der Entfernung zu einem Gletscher oder dem Eisschild eine entscheidende Rolle. Auffallend ist weiterhin, dass selbst die spätquartären Klima- und Umweltentwicklungen der Oasen Amery, Larsemann und Vestfold nicht vollständig übereinstimmen, obwohl alle drei in der Prydz-Bucht-Region gelegen sind. Allerdings befindet sich die Amery-Oase in den nördlichen Prinz-Charles-Bergen und ist durch das Amery-Schelfeis vom offenen Ozean getrennt, während die anderen beiden Oasen auf der östlichen Seite der Prydz-Bucht in direkter Nähe zum offenen Meer lokalisiert sind und sich lediglich maximal 180 m über den Meeresspiegel erheben (Abb. 61). Selbst die nur 80 km voneinander entfernt liegenden Oasen Larsemann und Vestfold zeigen unterschiedliche Geschichten und sind auch heutzutage noch durch signifikante Klimaunterschiede gekennzeichnet, die sich auf die Seen und ihre Entwicklung auswirken (Ellis-Evans et al. 1998). Nicht dargestellt ist in Abb. 61, dass in manchen Oasen holozäne Eisvorstöße nachgewiesen wurden, wie zum Beispiel im mittleren und späten Holozän in der Bunge-Oase (Melles et al. 1997) und in der Vestfold- und Windmill-Oase (Ingólfsson 2004).

Das Einsetzen der postglazialen biogen-lakustrinen Sedimentation in der Amery-Oase begann um rund 12,4 cal. ka und erfolgte somit nach dem Ende des 'Antarctic Cold Reversal'. Das 'Antarctic Cold Reversal' bezeichnet eine kalte Phase von 14,5-13,0 ka, die in der gesamten Ostantarktis die postglaziale Erwärmung zwischenzeitlich unterbrochen hat (Watanabe et al. 2003). Mit dem Ende des 'Antarctic Cold Reversal' fing auch in der Prydz-Bucht vor rund 13 cal. ka die marine biogene Produktion an (Domack et al. 1998). In den angrenzenden Oasen Vestfold und Larsemann treten die ersten biogen-lakustrinen Sedimente kurz vor 12,6 cal. ka auf (Verleyen et al. 2005). Offenbar steht der Beginn der biogenen Produktion, sowohl im marinen Bereich der Prydz-Bucht, als auch in den angrenzenden Oasen Amery, Larsemann und Vestfold mit der Erwärmung nach dem Ende des 'Antarctic Cold Reversal' im Zusammenhang.

Die spätpleistozänen (12,4-10,2 cal. ka) biogen-lakustrinen Sedimente im Terrasovoje-See legen aufgrund ihrer niedrigen biogenen Produktionsraten dar, dass die Klimaverhältnisse in der Amery-Oase kühl waren. Dies steht vermutlich im Zusammenhang mit der Nähe von Gletscherresten und/oder einer nahezu permanenten Eis- und Schneebedeckung auf dem Terrasovoje-See, die die Lichtdurchflutung limitierte. Dagegen ist in allen Eiskernen in der Zeitspanne von 11,5-9,0 ka ein deutlich ausgeprägtes frühholozänes Klimaoptimum dokumentiert (Masson et al. 2000). In den ostantarktischen Oasen ist das frühholozäne Klimaoptimum lediglich in der Larsemann-Oase zu erkennen (Abb. 61), in der für die Zeitspanne von 11,5-9,5 cal. ka warme und feuchte Klimaverhältnisse rekonstruiert wurden (Verleyen et al. 2004a).

Die gesamte frühholozäne Zeitspanne (10,2-6,7 cal. ka) in der Terrasovoje-See-Sedimentabfolge wird durch eine höhere biogene Produktion gekennzeichnet, wobei die Anteile des organischen Kohlenstoffs maximale Gehalte (bis 32,6%) zwischen 8,6-8,2 cal. ka und die $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Daten maximale Werte (bis -12,5‰) zwischen 8,6-6,7 cal. ka aufweisen. Derartig hohe C_{org} -Gehalte und $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte werden in den jüngeren biogenen Sedimenten im Terrasovoje-See nicht mehr erreicht, was darauf hindeutet, dass dieser Zeitraum offenbar die wärmste holozäne Zeitspanne in der Amery-Oase repräsentiert. Vermutlich fand in dieser Zeit aufgrund wiederholter eisfreier Sommer und warmer Klimaverhältnisse eine verstärkte Süßwasser- und Nährstoffzufuhr in den See statt. Die Phase um rund 9-7 cal. ka kann demzufolge als das Klimaoptimum in der Amery-Oase gedeutet werden. Das Klimaoptimum fand

offenbar in der Amery-Oase nicht genau zeitgleich mit dem frühholozänen Optimum in den Eiskernen oder der warmen Phase in der Larsemann-Oase statt. Demgegenüber entspricht die warme Klimaentwicklung in der Amery-Oase von 10,2-6,7 cal. ka in etwa den Klimaverhältnissen zu dieser Zeit in der Bunge- und Untersee-Oase, da dort warme Bedingungen von 9,2-7,6 cal. ka (Kulbe et al. 2001) bzw. vor rund 10-7 ^{14}C ka (Schwab 1998) rekonstruiert wurden.

Im mittleren Holozän (6,7-3,6 cal. ka) änderten sich die Klima- und Umweltverhältnisse in der Amery-Oase offenbar hin zu kühleren Bedingungen. Die niedrigen Produktionsraten, die stark zurückgegangene Diatomeenanzahl und die geringe Mächtigkeit der Laminae der laminierten Algen-Fazies sind wahrscheinlich das Resultat einer nahezu permanenten Eisbedeckung. Zu dieser Zeit herrschten in mehreren ostantarktischen Oasen kühlere Klimaverhältnisse (Abb. 61). In der Windmill-Oase wird beispielsweise ein kühles Klima bis vor 4 cal. ka rekonstruiert (Kirkup et al. 2002, Cremer et al. 2003) und in der Bunge-Oase von 7,6-4,5 cal. ka (Melles et al. 1997, Kulbe et al. 2001). Dagegen wird wiederum für die Larsemann-Oase zwischen 7,7-5,2 cal. ka ein warmes Klima abgeleitet, und in der Prydz-Bucht werden zur gleichen Zeit (7,4-5,2 cal. ka) eine hohe biogene Produktivität und offenermarine Verhältnisse angezeigt (Verleyen et al. 2004a). Diese warme Phase in der Prydz-Bucht und der Larsemann-Oase korreliert nach Verleyen et al. (2004a) höchstwahrscheinlich mit dem sekundären holozänen Klimaoptimum, welches in den Eiskernen vom Ross-Meer-Sektor zwischen 7-5 ka und in der Ostantarktis von 6-3 ka nachgewiesen wurde (Masson et al. 2000).

Die spätholozäne Zeitspanne (3,6-0 cal. ka) in der Amery-Oase ist durch mehrere Phasen mit wechselnden Gehalten der biogeochemisch untersuchten Parameter in der Sedimentabfolge des Terrasovoje-Sees gekennzeichnet. Perioden mit einer vergleichsweise hohen Akkumulation von organischem Material und hohen $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werten umfassen die Zeiträume 3,2-2,3 cal. ka und 1,5-1,0 cal. ka, die offenbar durch ein relativ warmes Klima gekennzeichnet waren. Des Weiteren schwanken die Diatomeengehalte und ihre Artenzusammensetzung im späten Holozän deutlich. Diese Fluktuationen resultieren vermutlich aus Milieuänderungen wie den Lichtverhältnissen (Eis- und Schneebedeckung auf dem See) und/oder schwankenden Salinitäten und Nährstoffverhältnissen. Die C/S-Verhältnisse suggerieren mehrmalige Wechsel in der Wasserbilanz durch unterschiedliche Schmelzwasserzufuhr bzw. Evaporationsraten.

Die wärmere Klimaphase von 3,2-2,3 cal. ka in der Amery-Oase deckt sich in etwa mit den Daten aus der Prydz-Bucht, denn dort herrschten in der Zeit von 2,7-2,2 cal. ka offenermarine Wasserbedingungen, eine reduzierte Wintermeereisbedeckung und eine erhöhte biogene Produktivität (Verleyen et al. 2004b). Zudem wurden für die Larsemann-Oase warme Klimaverhältnisse von 3,0-2,0 cal. ka (Verleyen et al. 2004a), für die Bunge-Oase von 4,5-2,5 cal. ka mit einem Klimaoptimum von 3,5-2,5 cal. ka (Kulbe et al. 2001) und für die Windmill-Oase von 4,0-1,0 cal. ka (Cremer et al. 2001) rekonstruiert. Ebenfalls zeigt die Eiskernkurve für den Ross-Meer-Sektor ein warmes Klima um 3 ka an (Abb. 61). Diese verhältnismäßig warme Klimaperiode scheint in vielen terrestrischen Archiven der Antarktis überliefert zu sein und wird als 'Holocene Hypsithermal' bezeichnet (Hodgson et al. 2004).

Um 2 cal. ka ist eine kühlere Klimaperiode in den Sedimenten der Amery-Oase dokumentiert. Die Klimaproxys aus der Larsemann-Oase und Prydz-Bucht weisen auf eine zeitgleiche Abkühlung hin (Verleyen et al. 2004a). Ferner ist auch in der ostantarktischen Eiskernkurve von Masson et al. (2000) eine starke Abkühlung um 2 ka zu erkennen (Abb. 61). Die zweite spätholozäne warme Periode in der Amery-Oase um 1,5-1,0 cal. ka könnte der warmen Klimaphase, welche um 1 ka in den ostantarktischen Eiskernen dokumentiert ist (Abb. 61), entsprechen.

Zusammenfassend zeigt die anhand der Sedimentabfolge aus dem Terrasovoje-See abgeleitete Klima- und Umweltgeschichte der Amery-Oase im (über)regionalen Vergleich sowohl Unterschiede als auch Gemeinsamkeiten zu den Entwicklungen anderer ostantarktischer Oasen. Für alle rekonstruierten wärmeren und kühleren Phasen in der Amery-Oase lassen sich Analogien in den Eiskern-Daten und/oder in den Klima- und Umweltgeschichten anderer ostantarktischer Oasen finden, wenn auch nicht immer zu den ebenfalls in der Prydz-Bucht-Region lokalisierten Oasen Larsemann und Vestfold.

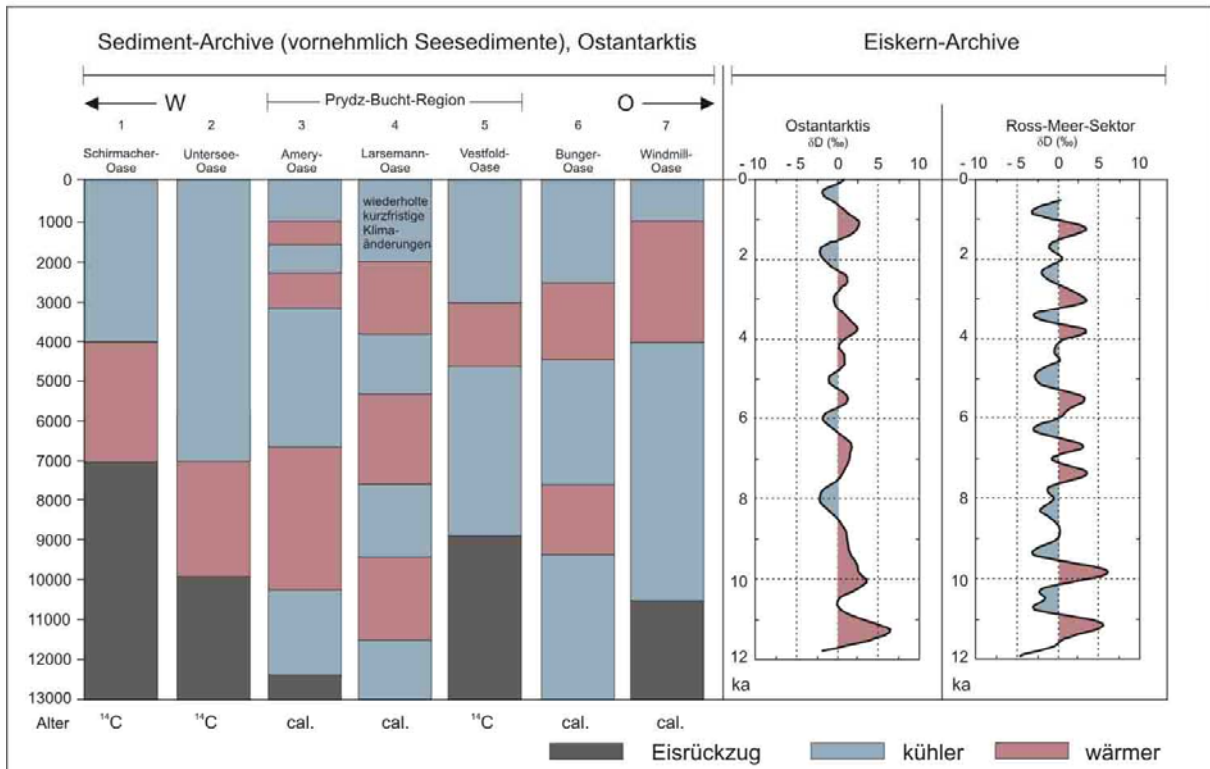
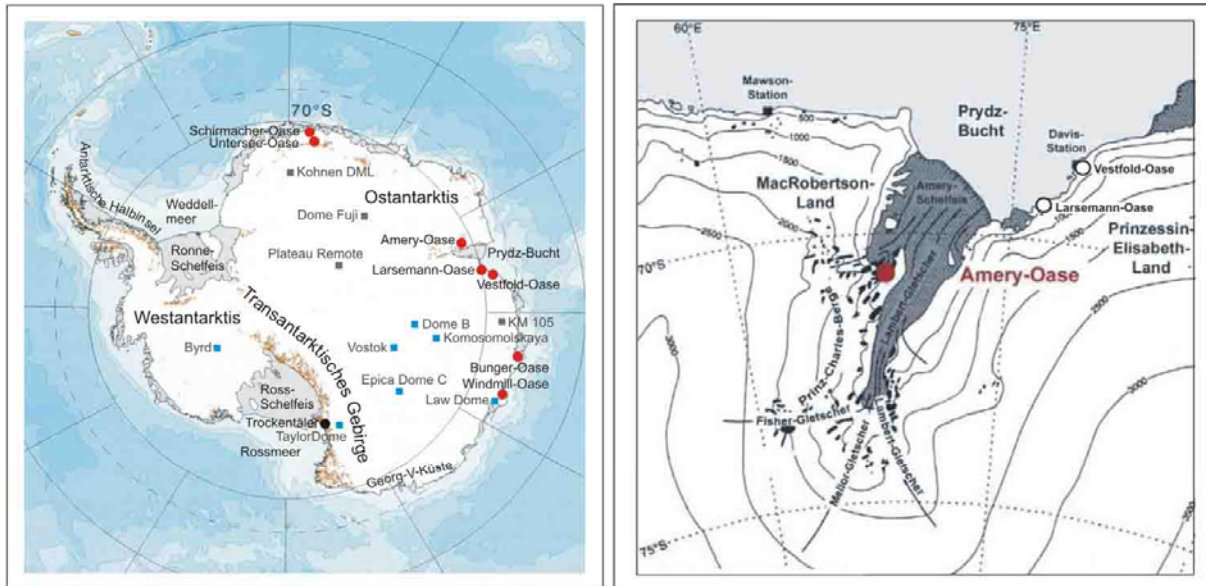


Abb. 61: Zusammenfassung von Paläoklima-Daten aus den ostantarktischen Oasen (vornehmlich basierend auf Seesediment-Untersuchungen) und Vergleich mit den Eiskern-Archiven aus der Ostantarktis und dem Ross-Meer-Sektor. Zur Lage der Oasen und einzelner Eiskernbohrungen siehe Karte oben links und oben rechts. Links unten (Seesediment-Archive, Ostantarktis): Abb. modifiziert nach Ingólfsson et al. (1998), Ingólfsson (2004), Hodgson et al. (2004), Verleyen et al. (2004a, 2004b) und Wagner (2005, unveröffentlicht). Referenzen: 1) Schwab (1998), 2) Schwab (1998), 3) Wagner et al. (2004), 4) Verleyen et al. (2004a), 5) Ingólfsson (2004) 6) Kulbe et al. (2001), 7) Cremer et al. (2003). ^{14}C = Radiokarbonalter, cal. = kalibrierte Radiokarbonalter. Rechts (Eiskern-Archive): Abb. aus Masson et al. (2000). Die ostantarktische Eiskernkurve basiert auf Trendanalysen ('singular spectrum analysis') von 5 Eiskern-Archiven (Vostok, Dome B, EPICA Dome C, Law Dome, Komsomolskaya, die des Ross-Meer-Sektors auf Trendanalysen von 2 Eiskern-Archiven (Byrd, Taylor Dome). In beiden Kurven spiegelt eine Deuteriumänderung (δD) von 10‰ eine Oberflächentemperaturänderung von etwa $1,5^\circ\text{C}$ wider (Masson et al. 2000).

8 Schlussfolgerungen und Ausblick

Die Charakterisierung und Rekonstruktion der spätquartären Ablagerungsmilieus in drei lakustrinen Becken der Amery-Oase (Abb. 62) erlaubt folgende Schlussfolgerungen:

- Die drei untersuchten Glazialseen Beaver, Radok und Terrasovoje unterscheiden sich deutlich in ihrer Größe, Bathymetrie und den hydrologischen Merkmalen, was sich in ausgeprägten räumlich-zeitlichen Variationen des Ablagerungsmilieus widerspiegelt.

In allen drei Seen befinden sich an der Basis der Abfolgen grobkörnige, häufig diamiktisch zusammengesetzte Sedimente, während die darüber liegenden Faziestypen durch tonig-siltige Korngrößen und Feinschichtung/Lamination gekennzeichnet sind.

Die Beaver-See-Sedimentabfolge ist durch grobkörnige Sedimente an der Basis und feinklastische Laminiten am Top gekennzeichnet. Die Genese der grobklastischen Ablagerungen, welche durch Wechselfolgen von Sandsteinschutt der Amery-Gruppe und Feinklastika gekennzeichnet sind, konnte nicht eindeutig geklärt werden. Der Beaver-See hat aufgrund seiner hydraulischen Verbindung zur Prydz-Bucht wahrscheinlich sensibel auf Meeresspiegelschwankungen reagiert. Die Kernposition befindet sich heute in 54 m Wassertiefe. Unter der Annahme geringer isostatischer Hebungsraten in der Amery-Oase (Adamson et al. 1997) muss diese Lokation im LGM trocken gefallen und erst vor rund 11 ka im Zuge des globalen Meeresspiegelanstiegs wieder überflutet worden sein. Demnach könnte es sich bei den grobklastischen Abfolgen um subaerisch abgelagerte spätpleistozäne Sedimente handeln. Diese Hypothese kann jedoch ohne Altersbestimmung der Sedimente nicht bekräftigt werden. Die feinklastischen Laminiten im oberen Teil des Kernprofils stellen lakustrine Stillwassersedimente dar, die auf eine Ablagerung aus der durch Oberflächen- und Zwischenströmungen ('overflows', 'interflows') verteilte Suspensionsfracht hinweisen.

Der Sedimentkern aus dem Nordarm des Radok-Sees besteht an der Basis aus Till, welcher in glazial transportierte, subaquatisch abgelagerte diamiktische Sedimente übergeht. Der (Paläo-)Battye-Gletscher hat in der Vergangenheit bis in den Nordarm des Sees gereicht, sein Rückzug wird anhand des Aqua-Tills repräsentiert. Die turbiditischen Sedimente am Top dieses fast 6 m langen Sedimentkerns spiegeln die postglaziale lakustrine Sedimentation wider, wie sie auch an den anderen Kernpositionen des Sees zu finden ist. Abgesehen von Einzelklasten ('dropstones'), die beim Schmelzen der Eisdecke auf den Seeboden gelangten, ist kein eistransportiertes Material in den Turbiditablagerungen zu finden. Die Trübestrome werden ausgelöst durch sommerliche Schmelzwässer, die von den steilen Berghängen in den vollständig oder randlich aufgetauten See münden und subaquatisch als sedimentbeladene Unterströmung ('underflow') weiter fließen.

Wie im Radok-See konnte auch im Terrasovoje-See der Übergang von glazialen zu postglazialen Sedimenten identifiziert werden. Die glaziofluvialen bis proximal glaziolakustrinen Sedimente im Terrasovoje-See sind beim Rückzug des (Paläo-)Nemesis-Gletschers aus dem Seebecken abgelagert worden. Der Arm dieses Auslassgletschers zog sich vor etwa 16-11 ka vom Loewe-Massiv bis zu seiner heutigen Position zurück (White et al. 2005; White in Vorbereitung, 2006). Ob der Rückzug des (Paläo-)Battye-Gletschers aus dem Radok-See-Becken zeitgleich mit dem Rückzug aus dem Terrasovoje-See-Becken stattfand, ist nicht gesichert.

- Herkunftssignale der detritischen lakustrinen Sedimente geben Hinweise auf die spätquartäre Glazialdynamik in der Amery-Oase.

Provenance-Analysen zeigen, dass der (Paläo-)Nemesis-Gletscher in der Vergangenheit bis auf das Loewe-Massiv hinaufreichte. Diese These deckt sich mit den Untersuchungsergebnissen der australischen Projektpartner, nach denen im LGM ein Teil des Loewe-Massivs von dem lateralen Seitenarm des (Paläo-)Nemesis-Gletschers überfahren war. Die Erkenntnis, dass während des LGM das Massiv stärker als heute eisbedeckt war, widerspricht im geringen Umfang den früheren

Annahmen von Adamson et al. (1997) und Hambrey & McKelvey (2000a), dass die Vereisung der Amery-Oase im LGM nicht größer war als heutzutage. Andererseits zeigen die geomorphologischen Arbeiten der australischen Projektpartner auch, dass nur ein verhältnismäßig kleines Areal im Umfeld des Terrasovoje-Sees auf dem Loewe-Massiv eisbedeckt war.

Die Liefergebietsrekonstruktionen an den glazigenen Sedimenten des Radok-Sees veranschaulichen, dass das Seebecken im Spätquartär von dem lokalen (Paläo-)Battye-Gletscher eingenommen wurde und nicht von einem großen Gletscherstrom, wie dem Lambert-Gletscher überfahren wurde. Dies bekräftigt die These von Adamson & Darragh (1991) und Adamson et al. (1997), nach der der Lambert-Gletscher im LGM (und vermutlich schon seit dem Pliozän) an der Amery-Oase vorbei geflossen ist.

- Die Algenlaminite des Terrasovoje-Sees stellen auf Grund der zeitlich guten Erfassung und des hohen Organik-Anteils ein hervorragendes Archiv zur Rekonstruktion der postglazialen Klima- und Umweltgeschichte im Holozän der Amery-Oase dar.

Die sedimentologischen Eigenschaften, Änderungen der Sedimentationsraten und organogene Zusammensetzung der postglazialen Biogenlaminite des Terrasovoje-Sees deutet auf Variationen der paläolimnologischen Bedingungen hinsichtlich Eisbedeckung, biologischer Produktivität, Wasserstand, Redoxbedingungen und Salinität hin, die mit regionalen holozänen Klimaänderungen in Verbindung gebracht werden können. Weitere Anhaltspunkte ergeben sich aus der Zusammensetzung und den Mächtigkeiten der Laminae, die generell aus Wechsellagerungen von Cyanobakterienmatten mit feinklastischen Lagen bestehen. Lagenzählungen der Laminae belegen Änderungen des Ablagerungsmilieus auf subdekadischen Zeitskalen, wobei zeitweilige jährliche Signale nicht ausgeschlossen werden können. Unter Berücksichtigung aller faziellen Indikatoren lässt sich aus der Sedimentabfolge des Terrasovoje-Sees ein frühholozänes Klimaoptimum zwischen 9 und 7 cal. ka sowie weitere Wärmephasen zwischen 3,2 und 2,3 cal. ka sowie 1,5 und 1,0 cal. ka ableiten. Im Vergleich mit Eiskernarchiven und anderen Seesedimentabfolgen aus ostantarktischen Oasen zeigt sich allerdings, dass das Auftreten postglazialer Warmphasen nicht allernorts einem allgemein gültigen räumlich-zeitlichen Muster folgt.

Die letztgenannte Beobachtung inkonsistenter Paläoklimarekonstruktionen in der Antarktis untermauert im Ausblick die Notwendigkeit weiterer Forschungsanstrengungen. Einerseits hängen die Ursachen der geringen Allgemeingültigkeit paläoklimatischer Aussagen sicher mit dem sich an vielen Standorten durchprägenden Lokalklima auf die sedimentären Signalträger zusammen. Andererseits verfälschen aber auch methodische Unwägbarkeiten die Aussagekraft von Paläoumweltrekonstruktionen. Als bekanntestes Beispiel sind die Probleme von Radiokarbondatierungen in der Antarktis, die von unbekanntem Reservoir-Effekten beeinträchtigt sein können. Hinzu kommt, dass die Vieldeutigkeit von Proxysignalen die Umweltinterpretationen erheblich erschweren kann. Ein einfaches Beispiel derartiger Einschränkungen liegt in der Deutung des organischen Kohlenstoffgehalts in lakustrinen Sedimenten, welcher ein biologisches Produktivitätssignal oder ein Erhaltungssignal implizieren kann.

Weitere Untersuchungen sollten in zwei Richtungen zielen: 1) Verbesserung und Integration innovativer Proxys, 2) Netzbildung von Untersuchungsstandorten mit stärkerer Verknüpfung zwischen land- und meergestützten Arbeiten.

Diese Arbeit hat gezeigt, dass der Einsatz von mikrofaziellen Untersuchungen an holozänen organikreichen Laminiten vielversprechend ist. Ähnliche Untersuchungen werden zur Zeit auch an laminierten Diatomeenschlammern aus benachbarten Schelfbecken des Antarktischen Ozeans erfolgreich durchgeführt (Finocchiaro et al. 2005, Stickley et al. 2005). Derartige Untersuchungen liefern im Falle von jahreszeitlichen Pulsen weitere chronologische Anhaltspunkte und liefern Aussagen zu kurzfristigen Klimatrends, die bisher wenig erfasst sind. Künftige Untersuchungen sollten sich gezielt auf organikreiche Laminite konzentrieren, die in zahlreichen Oasen anzutreffen sind.

Diese Untersuchungen sollten die Anwendung von modernen Methoden der Organo-Geochemie und Mikrobiologie einschließen, wie Biomarker-, DNA-, und Pigmentanalysen, deren Überlieferung und diagenetische Überprägung gut zu kontrollieren sind. Erste Untersuchungen mit DNA- und Pigmentanalysen wurden bereits erfolgreich an ostantarktischen Seesedimenten durchgeführt (Squier et al. 2002, Coolen et al. 2004, Bissett et al. 2005).

Im Falle von mikropaläontologischen Methoden sollte in Zukunft die Gewinnung von quantitativen Daten im Vordergrund stehen. Die Ableitung von entsprechenden Transferfunktionen zur Rekonstruktion von Paläosalinitäten ostantarktischer Seen wird beispielsweise anhand von Diatomeen vorangetrieben (Roberts & McMinn 1998, Verleyen et al. 2003, Roberts et al. 2004).

Wie diese Arbeit gezeigt hat, liefern siliziklastische lakustrine Systeme dagegen nur, wenn überhaupt, zeitlich grob einstuftbare Hinweise zur Glazialdynamik, die genau so gut mit der inzwischen weiter entwickelten Technik der Datierung von Festgesteins- und Moränengeschiebeoberflächen mit kosmogenen Radionukliden erzielt werden können. Die Datierung von lakustrinen Siliziklastika könnte mit Lumineszenzmethoden erreicht werden, wäre aber im Falle von tieferen Seen als fragwürdig zu erachten.

Multidisziplinäre Forschung sollte mit einer Netzwerkbildung von Untersuchungsstandorten und -archiven einhergehen. Die Integration gleichartiger Proxys sollte international abgestimmte Methoden zur Bewertung und Interpretation begleiten. Dazu gehören auch das Monitoring rezenter Klima- und Umweltprozesse sowie der verstärkte Einsatz von Fernerkundungsdaten. So wurde die Interpretation der Terrasovoje-See-Abfolge in vorliegender Arbeit durch die mangelnde Information zum Vorhandensein offener Wasserbedingungen im Sommer erschwert, da einfach entsprechende Beobachtungen fehlten. Das Untersuchungsnetz sollte verdichtet und spezielle Schlüsselregionen besonders intensiv betrachtet werden. Eine dieser Schlüsselregionen stellt in der Tat das Areal der Prydz-Bucht und Amery-Oase dar, in deren Umfeld ein Großteil der ostantarktischen Eismassen drainiert wird. Dort ist für 2007 erneut eine umfangreiche Geländekampagne mit FS Polarstern geplant. Ziel ist eine erneute Beprobung von lakustrinen Sedimenten in der Amery-Oase, auch aus weiteren Seebecken, ähnlich dem des Terrasovoje-Sees. Darüber hinaus sollen lakustrine Abfolgen auf dem Festland vorgelegerten Inseln sowie marine Schelf- und Hangsequenzen vom Kontinentalrand beprobt werden. Dieses Konzept stellt bereits ein vielversprechendes Beispiel des Netzwerkgedankens vor, der letztlich dazu beiträgt, örtliche von überregionalen Klimasignalen in der Ostantarktis besser unterscheiden zu können.

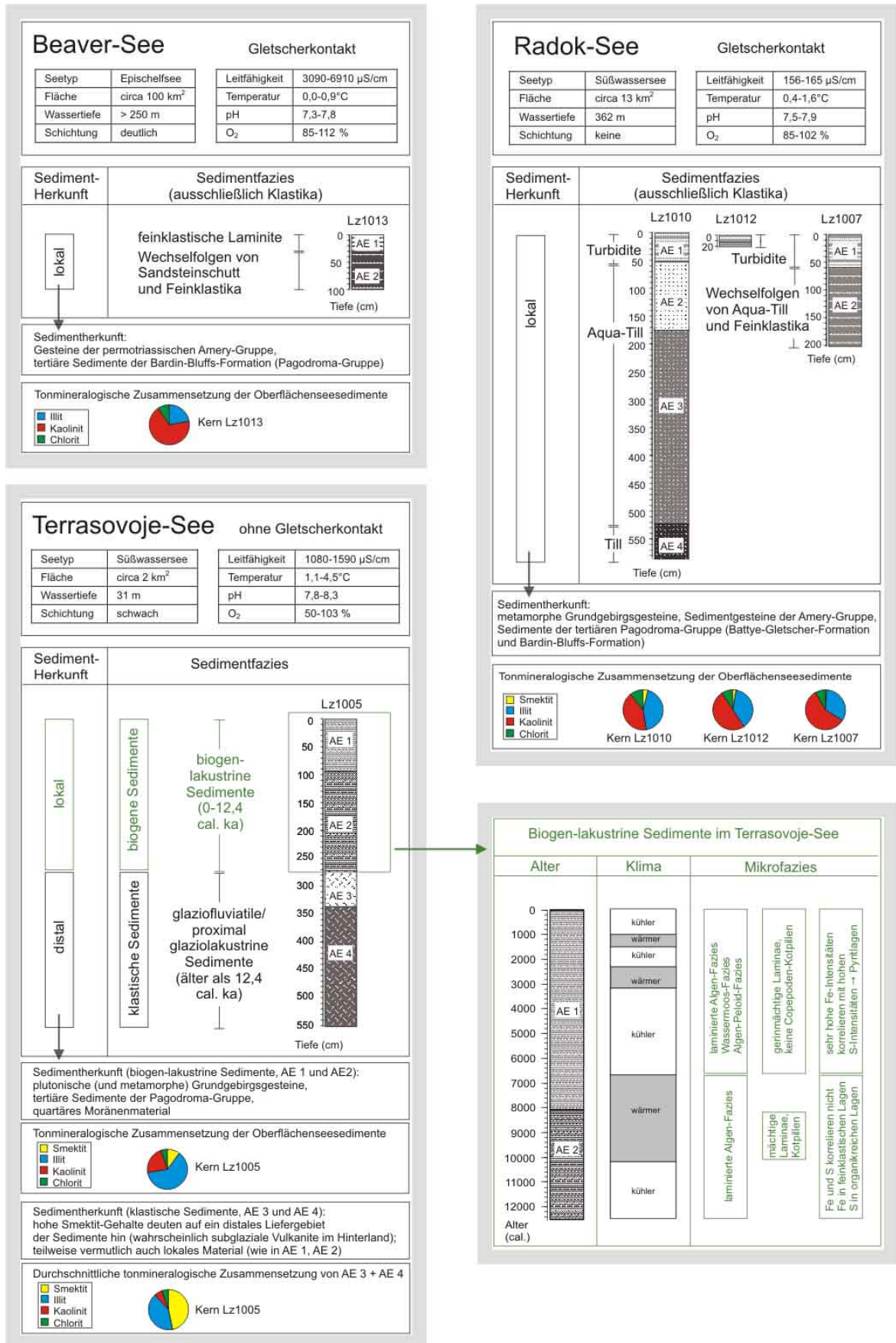


Abb. 62: Zusammenfassung der wichtigsten Charakteristika der Seen und ihren Sedimentabfolgen.

9 Literaturverzeichnis

- Abelmann, A., Gersonde, R., Spiess, V. (1990): Plio-Pleistocene paleoceanography in the Weddel Sea – siliceous microfossil evidence.- In: Bleil, U., Thiede, J. (Hrsg.), Geological History of Polar Oceans: Arctic versus Antarctic, NATO/ASI Series C, 308: 729-759, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht
- Abollino, O., Aceto, M., Buoso, S., Gasparon, M., Green, W.J., Malandrino, M., Mentasti, E. (2004): Distribution of major, minor and trace elements in lake environments of Antarctica.- *Antarctic Science*, 16: 277-291
- Abreu, V.S., Anderson, J.B. (1998): Glacial Eustasy During the Cenozoic: Sequence Stratigraphic Implications.- *AAPG Bulletin*, 82: 1385-1400
- Adamson, D.A., Darragh, A. (1991): Field evidence on Cenozoic history and landforms in the Northern Prince Charles Mountains, East Antarctica.- In: Gillieson, D., Fitzsimons, S. (Hrsg.), Quaternary Research in Australian Antarctica: Future Directions: 5-14, Department of Geography and Oceanography, Australian Defence Force Academy, Canberra
- Adamson, D.A., Mabin, M.C.G., Luly, J.G. (1997): Holocene isostasy and late Cenozoic development of landforms including Beaver and Radok Lake basins in the Amery Oasis, Prince Charles Mountains, Antarctica.- *Antarctic Science*, 9: 299-306
- Andersen, D.W., Wharton, R.A.J. and Squyres, S.W. (1993): Terrigenous clastic sedimentation in Antarctic Dry Valley lakes.- In: Green, W.J., Friedmann, E.I. (Hrsg.), Physical and Biogeochemical Processes in Antarctic Lakes, Antarctic Research Series, Volume 59: 71-81, American Geophysical Union, Washington D.C.
- Anderson, J.B. (1999): *Antarctic Marine Geology*.- 289 S., Cambridge University Press, London
- Anderson, R.Y., Dean, W.E. (1988): Lacustrine varve formation through time.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 62: 215-235
- Anderson, J.B., Bartek, L.R. (1992): Cenozoic glacial history of the Ross Sea revealed by intermediate resolution seismic data combined with drill information.- *Antarctic Research Series*, 56: 231-263
- Anderson, J.B., Andrews, J.T. (1999): Radiocarbon constraints on ice sheet advance and retreat in the Weddell Sea, Antarctica.- *Geology*, 27: 179-182
- Anderson, J.B., Shipp, S.S., Lowe, A.L., Smith Wellner, J., Mosola, A.B. (2002): The Antarctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum and its subsequent retreat history: a review.- *Quaternary Science Reviews*, 21: 49-70
- Ashley, G.M. (1988): Classification of glaciolacustrine sediments.- In: Goldthwait, R.P., Matsch, C.L. (Hrsg.), Genetic Classification of Glacigenic Deposits: 243-260, Balkema, Rotterdam
- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggionie, L., Cabioch, G., Faure, G., Rougerie, F. (1996): Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge.- *Nature*, 382: 241-244
- Bardin, V.I., Piskun, A.A., Schmidberg, N.A. (1990): Hydrological and hydrochemical characteristics of deep water basins in Prince Charles Mountains.- *Antarktika, doklady komissii*, 29: 97-112
- Barker, P.F., Barrett, P.J., Cooper, A.K., Huybrechts, P. (1999): Antarctic glacial history from numerical models and continental margin sediments.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 150: 247-267
- Baroni, C. (2001a): Lineamenti Geografici.- In: Baroni, C. (Hrsg.), Antartide: Terra di scienza e riserva naturale: 9-22, Terra Antartica Publication, Siena
- Baroni, C. (2001b): Il Ghiaccio Marino.- In: Baroni, C. (Hrsg.), Antartide: Terra di scienza e riserva naturale: 30-36, Terra Antartica Publication, Siena
- Bayly, I.A.E., Williams, W.D. (1973): *Inland waters and their ecology*.- 314 S., Longman, Australia
- Bayly, I.A.E., Burton, H.R. (1993): Beaver Lake, Greater Antarctica, and its population of *Boeckella poppei* (MRÁZEK) (Copepoda: Calanoida).- *Verhandlungen. Internationale Vereinigung für Theoretische und Angewandte Limnologie*, 25: 975-978
- Bayly, I.A.E., Gibson, J.A.E., Wagner, B., Swaldling, K.M. (2003): Taxonomy, ecology and zoogeography of two East Antarctic freshwater calanoid copepod species: *Boeckella poppei* and *Gladiferens antarcticus*.- *Antarctic Science*, 15: 439-448

- Benn, D.I., Evans, D.J.A. (1998): *Glaciers and Glaciation*.- 734 S., Arnold, London
- Bennett, A.J.R., Taylor, G.H. (1972): Coals from the Vicinity of the Prince Charles Mountains.- In: Adie, R.J. (Hrsg.), *Antarctic Geology and Geophysics – Symposium on Antarctic Geology and Solid Earth Geophysics*: 573-577, Universitetsforlaget, Oslo
- Bennett, M.R., Glasser, N.F. (1996): *Glacial Geology: Ice Sheets and Landforms*.- 376 S., John Wiley & Sons, Chichester
- Bentley, C.R. (1964): Ice thickness and physical characteristics of the Antarctic Ice Sheet.- *Antarctic Map Folio Series, Folio 2*, Geographic Society, New York
- Bentley, C.R. (1999): Volume of Antarctic ice at the last glacial maximum, and its impact on global sea level change.- *Quaternary Science Reviews*, 18: 1569-1595
- Bentley, M.J., Anderson, J.B. (1998): Glacial and marine geological evidence for the ice sheet configuration in the Weddell Sea - Antarctic Peninsula region during the Last Glacial Maximum.- *Antarctic Science*, 10: 309-325
- Berkman, P.A., Andrews, J.T., Björck, S., Colhoun, E.A., Emslie, S.D., Goodwin, I.D., Hall, B.L., Hart, C.P., Hirakawa, K., Igarashi, A., Ingólfsson, O., López-Martínez, J., Lyons, W.B., Mabin, M.C.G., Quilty, P.G., Taviani, M., Yoshida, Y. (1998): Circum-Antarctic coastal environmental shifts during the Late Quaternary reflected by emerged marine deposits.- *Antarctic Science*, 10: 345-362
- Bindschadler, R. (1998): Future of the West Antarctic Ice Sheet.- *Science*, 282: 428-429
- Bird, M.I., Chivas, A.R., Radnell, C.J., Burton, H.R. (1991): Sedimentological and stable-isotope evolution of lakes in the Vestfold Hills, Antarctica.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 84: 109-130
- Biscaye, P.E. (1965): Mineralogy and Sedimentation of Recent Deep-Sea Clay in the Atlantic Ocean and Adjacent Seas and Oceans.- *Geological Society of America Bulletin*, 76: 803-832
- Bissett, A., Gibson, J.A.E., Jarman, S.N., Swalding, K.M., Cromer, L. (2005): Isolation, amplification, and identification of ancient copepod DNA from lake sediments.- *Limnology and Oceanography: Methods*, 3: 533-542
- Björck, S., Wohlfarth, B. (2001): ^{14}C chronostratigraphic techniques in paleolimnology.- In: Last, W.M., Smol, J.P. (Hrsg.), *Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques, Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Volume 1*: 205-245, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht
- Björck, S., Håkansson, H., Zale, R., Karlén, W., Jönsson, B.L. (1991): A late Holocene lake sediment sequence from Livingston Island, South Shetland Islands, with paleoclimatic implications.- *Antarctic Science*, 3: 61-72
- Björck, S., Olsson, S., Ellis-Evans, C., Håkansson, H., Humlum, O., De Lirio, J.M. (1996): Late Holocene palaeoclimatic records from lake sediments on James Ross Island, Antarctica.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 121: 195-220
- Bloemendal, J., Ehrmann, W., Hambrey, M.J., McKelvey, B.C., Matthews, R., Whitehead, J.M. (2003): Geochemical and rock magnetic records from sediments of the Cenozoic Pagodroma Group, Prince Charles Mountains, East Antarctica: implications for provenance and weathering.- *Antarctic Science*, 15: 365-378
- Blunier, T., Chappellaz, J., Schwander, J., Dallenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T.F., Raynaud, D. (1998): Asynchrony of Antarctic and Arctic climate change during the last glacial period.- *Nature*, 394: 739-743
- Boger, S.D., Carson, C.J., Wilson, C.J.L., Fanning, C.M. (2000): Neoproterozoic deformation in the Radok Lake region of the northern Prince Charles Mountains, east Antarctica; evidence for a single protracted orogenic event.- *Precambrian Research*, 104: 1-24
- Bormann, P., Fritzsche, D. (1995): The Schirmacher Oasis, Queen Maud Land, East Antarctica, and its surroundings.- 448 S., Justus Perthes Verlag, Gotha
- Böttger, T. (2000): Anwendung stabiler Isotope leichter Elemente für paläoklimatologische Untersuchungen limnischer Sedimentfolgen.- *Præhistoria Thuringica*, 4: 101-109
- Böttger, T., Schidlowski, M., Wand, U. (1993): Stable carbon isotope fractionation in lower plants from the Schirmacher and Untersee Oases (Central Dronning Maud Land, East Antarctica).- *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 29: 21-25

- Brauer, A. (2004): Annually laminated lake sediments and their palaeoclimatic relevance.- In: Fischer, H., Kumke, T., Lohmann, G., Flöser, G., Miller, H., von Storch, H., Negendank, J.F.W. (Hrsg.), *The Climate in Historical Times: Towards a Synthesis of Holocene Proxy Data and Climate Models*:109-128, Springer, Berlin
- Bromwich, D.H. (1988): Snowfall in High Southern Latitudes.- *Reviews of Geophysics*, 26: 147-168
- Brown, J., Colling, A., Park, D., Phillips, J., Rothery, D., Wright, J. (1989): *Ocean Circulation*.- 238 S., Pergamon Press, Oxford
- Burton, H.R. (1981): Chemistry, physics and evolution of Antarctic saline lakes. A review.- *Hydrobiologia*, 82: 339-362
- Campbell, I.B., Claridge, G.G.C. (1987): *Antarctica: Soils, weathering processes and environment*.- 368 S., Elsevier, Amsterdam
- Chamley, H. (1989): *Clay Sedimentology*.- 623 S., Springer, Berlin
- Ciais, P., Jouzel, J., Petit, J.R., Lipenkov, V., White, J.W.C. (1994): Holocene temperature variations inferred from six Antarctic ice cores.- *Annals of Glaciology*, 20: 427-436
- Ciais, P., Tans, P.P., Trolier, M., White, J.W.C., Francey, R.J. (1995): A large northern hemisphere terrestrial CO₂ sink indicated by the ¹³C/¹²C ratio of atmospheric CO₂.- *Science*, 269: 1098-1102
- CLIMAP Project Members (1976): The surface of the Ice Age Earth.- *Science*, 191: 1131-1136
- Coakley, J.P. & Syvitski, J.P.M. (1991): SediGraph technique.- In: Syvitski, J.P.M. (Hrsg.), *Principles, methods, and application of particle size analysis*: 129-142, Cambridge University Press, Cambridge
- Cohen, A.S. (2003): *Paleolimnology - The History and Evolution of Lake Systems*.- 500 S., University Press, Oxford
- Colacino, M. (2001): L'Atmosfera e il Clima.- In: Baroni, C. (Hrsg.), *Antartide: Terra di scienza e riserva naturale*: 37-44, Terra Antartica Publication, Siena
- Colhoun, E.C. (1991): Geological evidence for changes in the East Antarctica ice sheet (60°-120°E) during the last glaciation.- *Polar Record*, 27: 345-355
- Coolen, M.J.L., Muyzer, G., Rijpstra, W.I.C., Schouten, S., Volkman, J.K., Sinninghe Damsté, J.S. (2004): Combined DNA and lipid analyses of sediments reveal changes in Holocene haptophyte and diatom populations in an Antarctic lake.- *Earth and Planetary Science Letters*, 223: 225-239
- Craddock, C. (1972): *Geological Map of Antarctica 1:5,000,000*.- American Geographical Society, New York
- Cremer, H., Wagner, B. (2003): The diatom flora in the ultra-oligotrophic Lake El'gygytgyn, Chukotka.- *Polar Biology*, 26: 105-114
- Cremer, H., Wagner, B., Melles, M., Hubberten, H.-W. (2001): The postglacial environmental development of Raffles Sø, East Grennland: inferences from a 10,000 year diatom record.- *Journal of Paleolimnology*, 26: 67-87
- Cremer, H., Gore, D., Melles, M., Roberts, D. (2003): Palaeoclimatic significance of late Quaternary diatom assemblages from southern Windmill Islands, East Antarctica.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 195: 261-280
- Cremer, H., Gore, D., Hultsch, N., Melles, M., Wagner, B. (2004): The diatom flora and limnology of lakes in the Amery Oasis, East Antarctica.- *Polar Biology*, 27: 513-531
- Crohn, P.W. (1959): A contribution to the geology and glaciology of the western part of Australian Antarctic Territory.- *Australian Bureau of Mineral Resources Bulletin*, 52: 103 S.
- Cromer, L., Gibson, J.A.E., Swadling, K.M., Ritz, D.A. (2005): Faunal microfossils: Indicators of Holocene ecological change in a saline Antarctic lake.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 221: 83-97
- Dartnall (2000): A limnological reconnaissance of the Vestfold Hills.- *Anare Reports*, 141: 55 S., Australian Antarctic Division, Kingston
- Davison, W. (1993): Iron and manganese in lakes.- *Earth-Science Reviews*, 34: 119-163
- De Winton, M.D., Beever, J.E. (2004): Deep-water bryophyte records from New Zealand lakes.- *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, 38: 329-340

- Denton, G.H., Hughes, T.J. (2002): Reconstructing the Antarctic ice sheet at the Last Glacial Maximum.- *Quaternary Science Reviews*, 21: 193–202
- Denton, G.H., Prentice, M.L., Burckle, L.H. (1991): Cainozoic history of the Antarctic ice sheet.- In: Tingey, R.J. (Hrsg.), *The Geology of Antarctica*: 365- 433, Clarendon Press, Oxford
- Diekmann, B. (2001): Antarctic glaciations during the late Palaeozoic and the Cainozoic: Records of global 'Icehouse' climates.- In: Weiss, R. (Hrsg.), *Contributions to Geology and Paleontology of Gondwana: Kölner Forum für Geologie und Paläontologie*: 137-158, Geologisches Institut der Universität zu Köln, Köln
- Diekmann, B., Kuhn, G. (1999): Provenance and dispersal of glacial-marine surface sediments in the Weddell Sea and adjoining areas, Antarctica: ice-rafting versus current transport.- *Marine Geology*, 158: 209-231
- Diekmann, B., Kuhn, G., Rachold, V., Abelmann, A., Brathauer, U., Fütterer, D.K., Gersonde, R., Grobe, H. (2000): Terrigenous sediment supply in the Scotia Sea (Southern Ocean): response to Late Quaternary ice dynamics in Patagonia and on the Antarctic Peninsula.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 162: 357-387
- Diekmann, B., Fütterer, D.K., Grobe, H., Hillenbrand, C.D., Kuhn, G., Michels, K., Petschick, R., Pirrung, M. (2003): Terrigenous Sediment Supply in the Polar to Temperate South Atlantic: Land-Ocean Links of Environmental Changes during the Late Quaternary.- In: Wefer, G., Mulitza, S., Ratmeyer, V. (Hrsg.), *The South Atlantic in the Late Quaternary: Reconstruction of Material Budget and Current Systems*: 375-399, Springer, Berlin
- Domack, E., O'Brien, P., Harris, P., Taylor, F., Quilty, P.G., De Santis, L., Raker, B. (1998): Late Quaternary sediment facies in Prydz Bay, East Antarctica and their relationship to glacial advance onto the continental shelf.- *Antarctic Science*, 10: 236-246
- Domack, E., Leventer, A., Dunbar, R., Taylor, F., Brachfeld, S., Sjunneskog, C., ODP Leg Scientific Party (2001): Chronology of the Palmer Deep site, Antarctic Peninsula: a Holocene palaeoenvironmental reference for the circum-Antarctic.- *The Holocene*, 11: 1-9
- Doran, P.T., Wharton, R.A. Jr., Lyons, W.B. (1994): Paleolimnology of the McMurdo Dry Valleys, Antarctica.- *Journal of Paleolimnology*, 10: 85-114
- Doran, P.T., Berger, G.W., Lyons, W.B., Wharton, R.A., Davisson, M.L., Southon, J., Dibb, J.E. (1999): Dating Quaternary lacustrine sediments in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 147: 223-239
- Doran, P.T., Wharton, R.A.J., Lyons, W.B., Des Marais, D.J., Andersen, D.T. (2000): Sedimentology and geochemistry of a perennially ice-covered epishelf lake in Bunge Hills Oasis, East Antarctica.- *Antarctic Science*, 12: 131-140
- Doran, P.T., Priscu, J.C., Lyons, W.B., Powell, R.D., Andersen, D.T., Poreda, R.J. (2004): Paleolimnology of extreme cold terrestrial and extraterrestrial environments.- In: Pienitz, R., Douglas, M.S.V., Smol, J.P. (Hrsg.), *Long-term Environmental Change in Arctic and Antarctic Lakes, Developments in Palaeoenvironmental Research, Volume 8*: 475-507, Springer, Dordrecht
- Drewry, D.J. (1983): *Antarctica: Glaciological and Geophysical Folio*.- Scott Polar Research Institute, Cambridge
- Drewry, D. (1986): *Glacial Geologic Processes*.- 276 S., Arnold, London
- Drewry, D.J., Jordan, S.R., Janowski, E. (1982): Measured properties of the Antarctic ice sheet: surface configuration, ice thickness, volume and bedrock characteristics.- *Annals of Glaciology*, 3: 83-91
- Ehrmann, W.U. (1994): Die känozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis.- *Berichte zur Polarforschung*, 137: 152 S., Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven
- Ehrmann, W. (1998): Implications of late Eocene to early Miocene clay mineral assemblages in McMurdo Sound (Ross Sea, Antarctica) on paleoclimate and ice dynamics.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 139: 213-231
- Ehrmann, W.U., Hambrey, M.J., Baldauf, J.G., Barron, J., Larsen, B., Mackensen, A., Wise, S.W. Jr., Zachos, J.C. (1992a): History of Antarctic glaciation.- In: Duncan, R.A., Rea, D.K., Kidd, R.B., von Rad, U., Weissel, J.K. (Hrsg.), *Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean, Geophysical Monograph*, 70: 423-446

- Ehrmann, W.U., Melles, M., Kuhn, G., Grobe, H. (1992b): Significance of clay mineral assemblages in the Antarctic Ocean.- *Marine Geology*, 107: 249-274
- Ehrmann, W., Bloemendal, J., Hambrey, M.J., McKelvey, B., Whitehead, J. (2003): Variations in the composition of the clay fraction of the Cenozoic Pagodroma Group, East Antarctica: implications for determining provenance.- *Sedimentary Geology*, 161: 131-152
- Ehrmann, W., Setti, M., Marinoni, L. (2005): Clay minerals in Cenozoic sediments off Cape Roberts (McMurdo Sound, Antarctica) reveal palaeoclimatic history.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229: 187-211
- Ellis-Evans, J.C. (1996): Microbial diversity and function in Antarctic freshwater ecosystems.- *Biodiversity and Conservation*, 5: 1395-1431
- Ellis-Evans, J.C., Laybourn-Parry, J., Bayliss, P.R., Perriss, S.J. (1998): Physical, chemical and microbial community characteristics of lakes of the Larsemann Hills, Continental Antarctica.- *Archiv für Hydrobiologie*, 141: 209-230
- EPICA Community Members (2004): Eight glacial cycles from an Antarctic ice core.- *Nature*, 429: 623-628
- Espitalié, J., Laporte, J.L., Madec, M., Marquis, F., Leplat, P., Paulet, P., Boutefeu, A. (1977) : Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution.- *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 32 : 23-42
- Esquevin, J. (1969): Influence de la composition chimique des illites sur le cristallinité.- *Bulletin du Centre de Recherches de Pau-S.N.P.A.*, 3: 147-154
- Fabel, D., Stone, J., Fifiels, L.K., Cresswell, R.G. (1997): Deglaciation of the Vestfold Hills, East Antarctica: Cosmogenic isotope evidence from subglacial erratics.- In: Ricci, C.A. (Hrsg.), *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*: 829-834, Terra Antarctica Publication, Siena
- Fielding, C.R., Webb, J.A. (1996): Facies and cyclicity of the Late Permian Bainmedart Coal Measures in the Northern Prince Charles Mountains, MacRobertson Land, Antarctica.- *Sedimentology*, 43: 295-322
- Finocchiaro, F., Langone, L., Colizza, E., Fontolan, G., Giglio, F., Tuzzi, E. (2005): Record of the early Holocene warming in a laminated sediment core from Cape Hallet Bay (Northern Victoria Land, Antarctica).- *Global and Planetary Change*, 45: 193-206
- Fox, A.J., Cooper, A.P.R. (1994): Measured properties of the Antarctic ice sheet derived from the SCAR Antarctic digital database.- *Polar Record*, 30: 204
- Fritzsche, D., Bormann, P. (1995): The Schirmacher Oasis as a part of Queen Maud Land.- In: Bormann, P., Fritzsche, D. (Hrsg.), *The Schirmacher Oasis, Queen Maud Land, East Antarctica, and its surroundings*: 21-38, Justus Perthes Verlag, Gotha
- Fry, B., Brand, W., M, F.J., Tholke, K., Garriitt, R. (1992): Automated analysis system for coupled $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ measurements.- *Analytical Chemistry*, 64: 288-291
- Füchtbauer, H. (1988): *Sedimente und Sedimentgesteine*.- 1141 S., Schweizerbart, Stuttgart
- Fütterer, D.K. (1986): *Geologie der Antarktis: Ein Überblick*.- *Naturwissenschaften*, 73: 586-592
- Gal'schenko, V.F., Bol'shiyanov, D.Y., Chernykh, N.A., Andersen, D. (1995): Bacterial processes of photosynthesis and dark carbon dioxide assimilation in the lakes of Bunger Hills Oasis in Eastern Antarctica.- *Microbiology*, 64: 706-716
- Gasparon, M., Lanyon, R., Burgess, J.S., Sigurdsson, I.A. (2002): The freshwater lakes of the Larsemann Hills, East Antarctica: chemical characteristics of the water column.- *ANARE Report*, 147: 26 S.
- Gersonde, R., Zielinski, U. (2000): The reconstruction of late Quaternary Antarctic sea-ice distribution – the use of diatoms as a proxy for sea-ice.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 162: 263-286
- Gibson, J.A.E. (1999): The meromictic lakes and stratified marine basins of the Vestfold Hills, East Antarctica.- *Antarctic Science*, 11: 175-192
- Gibson, J.A.E., Andersen, D.T. (2002): Physical structure of epishelf lakes of the southern Bunger Hills, East Antarctica.- *Antarctic Science*, 14: 253-261
- Gillieson, D.S. (1991): An environmental history of two freshwater lakes in the Larsemann Hills, Antarctica.- *Hydrobiologia*, 214: 327-331

- Gillieson, D., Burgess, J., Spate, A., Cochrane, A. (1990): An atlas of the lakes of the Larsemann Hills, Princes Elizabeth Land, Antarctica.- ANARE Research Notes, 74: 1-173
- Gloersen, P., Campbell, W.J., Cavalieri, D.J., Comiso, J.C., Parkinson, C.L., Zwally, H. J. (1992): Arctic and Antarctic Sea Ice, 1978-1987: Satellite Passive-Microwave Observations and Analysis, NASA SP-511.- - 290 S., NASA, Washington D.C.
- Gore, D.B. (1997): Blanketing snow and ice; constraints on radiocarbon dating deglaciation in East Antarctic oases.- *Antarctic Science*, 9: 336-346
- Gore, D.B., Rhodes, E.J., Augustinus, P.C., Leishman, M.R., Colhoun, E.A., Rees-Jones, J. (2001): Bunger Hills, East Antarctica: Ice free at the Last Glacial Maximum.- *Geology*, 29: 1103-1106
- Granina, L., Müller, B., Wehrl, B. (2004): Origin and dynamics of Fe and Mn sedimentary layers in Lake Baikal.- *Chemical Geology*, 205: 55-72
- Grobe, H., Mackensen, A. (1992): Late Quaternary climatic cycles as recorded in sediments from the Antarctic continental margin.- In: Kennett, J.P., Warnke, D.A. (Hrsg.), *The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change. Part One, Antarctic Research Series*, 56: 349-376
- Håkanson, L., Jansson, M. (1983): *Lake Sedimentology*.- 316 S., Springer, Berlin
- Hambrey, M.J. (1991): Structure and dynamics of the Lambert Glacier - Amery Ice Shelf System: implications for the origin of Prydz Bay sediments.- In: Barron, J., and Larsen, B. (Hrsg.), *Proceedings ODP, Scientific Results*, 119: 61-75, Ocean Drilling Program, College Station, TX
- Hambrey, M. (1994): *Glacial Environments*.- 296 S., UCL Press, London
- Hambrey, M.J., McKelvey, B. (2000a): Neogene fjordal sedimentation on the western margin of the Lambert Graben, East Antarctica.- *Sedimentology*, 47: 577-607
- Hambrey, M.J., McKelvey, B. (2000b): Major Neogene fluctuations of the East Antarctic ice sheet: Stratigraphic evidence from the Lambert Glacier region.- *Geology*, 28: 887-890
- Hambrey, M., Wise, S., Barrett, P., Davey, F., Ehrmann, W., Smellie, J., Villa, G., Woolfe, K. (1998): Studies from the Cape Roberts Project, Ross Sea, Antarctica, *Scientific Report of CRP-1*.- *Terra Antarctica*, 5: 707 S.
- Hawes, I., Moorhead, D., Sutherland, D., Schmeling, J., Schwarz, A.-M. (2001): Benthic primary production in two perennially ice-covered Antarctic lakes: patterns of biomass accumulation with a model of community metabolism.- *Antarctic Science*, 13: 18-27
- Heath, C.W. (1988): Annual primary productivity of an Antarctic continental lake: Phytoplankton and benthic algal mat production strategies.- *Hydrobiologia*, 165: 77-87
- Heim (1990): *Tone und Tonminerale*.- 157 S., Enke, Stuttgart
- Heinrichs, H., Herrmann, A.G. (1990): *Praktikum der Analytischen Geochemie*.- 669 S., Springer, Berlin
- Hendy, C.H. (2000): The role of polar lake ice as a filter for glacial lacustrine sediments. *Geografiska Annaler*, 82 A: 271-274
- Hendy, C.H., Hall, B.L. (2006): The radiocarbon reservoir effect in proglacial lakes: Examples from Antarctica.- *Earth and Planetary Science Letters*, 241: 413-421
- Hendy, C.H., Sadler, A.J., Denton, G.H., Hall, B.L. (2000): Proglacial lake-ice conveyors: A new mechanism for deposition of drift in polar environments.- *Geografiska Annaler*, 82 A: 249-270
- Hermichen, W.-D., Kowski, P., Wand, U. (1985): Lake Untersee, a first isotope study of the largest freshwater lake in the interior of East Antarctica.- *Nature*, 315: 131-133
- Heywood, R.B. (1977): Antarctic Freshwater Ecosystems: Review and Synthesis.- In: Llano, G.A. (Hrsg.), *Adaptions within Antarctic Ecosystems: Proceedings of the Third SCAR Symposium on Antarctic Biology 1974*: 801-828, Gulf Publishing Co., Houston
- Heywood, R.B. (1984): Antarctic inland waters.- In: Laws, R.M. (Hrsg.), *Antarctic Ecology*: 279-344, Academic Press, London
- Heywood, R.B. (1987): Limnological studies in the Antarctic Peninsula.- In: El-Sayed, S.Z. (Hrsg.), *Antarctic Aquatic Biology, Biomass*, 7: 157-173, SCAR, Cambridge

- Higham, M., Craven, M., Ruddell, A., Allison, I. (1997): Snow-accumulation distribution in the interior of the Lambert Glacier basin, Antarctica.- *Annals of Glaciology*, 25: 412-417
- Hodgson, D.A., Noon, P.E., Vyverman, W., Bryant, C.L., Gore, D.B., Appleby, P., Gilmour, M., Verleyen, E., Sabbe, K., Jones, V.J., Ellis-Evans, J.C., Wood, P.B. (2001): Were the Larsemann Hills ice-free through the Last Glacial Maximum?- *Antarctic Science*, 13: 440-454
- Hodgson, D.A., Doran, P.T., Roberts, D., McMinn, A. (2004): Paleolimnological studies from the Antarctic and Subantarctic islands. In: Pienitz, R., Douglas, M.S.V., Smol, J.P. (Hrsg.), *Long-term Environmental Change in Arctic and Antarctic Lakes, Developments in Palaeoenvironmental Research, Volume 8: 419-474*, Springer, Dordrecht
- Hodgson, D.A., Vyverman, W., Verleyen, E., Leavitt, P.R., Sabbe, K., Squier, A.H., Keely, B.J. (2005a): Late Pleistocene record of elevated UV radiation in an Antarctic lake.- *Earth and Planetary Science Letters*, 236: 765-772
- Hodgson, D.A., Verleyen, E., Sabbe, K., Squier, A.H., Keely, B.J., Leng, M.J., Saunders, K.M., Vyverman, W. (2005b): Late Quaternary climate-driven environmental change in the Larsemann Hills, East Antarctica, multi-proxy evidence from a lake sediment core.- *Quaternary Research*, 64: 83-99
- Hodgson, D.A., Verleyen, E., Squier, A.H., Sabbe, K., Keely, B.J., Saunders, K.M., Vyverman, W. (2006): Interglacial environments of coastal east Antarctica: comparison of MIS 1 (Holocene) and MIS 5e (Last Interglacial) lake-sediment records.- *Quaternary Science Reviews*, 25: 179-197
- Howard-Williams, C., Schwarz, A.-M., Hawes, I. (1998): Optical properties of the McMurdo Dry Valley Lakes, Antarctica.- In: Prisco, J.C. (Hrsg.), *Ecosystem Dynamics in a Polar Desert: The McMurdo Dry Valleys, Antarctica, Antarctic Research Series, 72: 189-205*, American Geophysical Union, Washington DC
- Hütter, L.A. (1990): *Laborbücher, Wasser und Wasseruntersuchungen*.- 511 S., Otto Salle Verlag, Frankfurt am Main
- Huybrechts, P. (1992): The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study.- *Berichte zur Polarforschung*, 99: 241S., Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven
- Ikehara, M., Kawamura, K., Ohkouchi, N., Kimoto, K., Murayama, M., Nakamura, T., Oba, T., Taira, A. (1997): Alkenone sea surface temperature in the Southern Ocean for the last two deglaciations.- *Geophysical Research Letters*, 24: 679-682
- Imura, S., Bando, T., Saito, S., Seto, K. and Kanda, H. (1999): Benthic moss pillars in Antarctic lakes.- *Polar Biology*, 22: 137-140
- Imura, S., Bando, T., Seto, K., Ohtani, S., Kudoh, S., Kanda, H. (2003): Distribution of aquatic mosses in the Sôya Coast region, East Antarctica.- *Polar Bioscience*, 16: 1-10
- Ingole, B.S., Parulekar, A.H. (1990): Limnology of Priyadarshani Lake, Schirmacher Oasis, Antarctica.- *Polar Record*, 26: 13-17
- Ingólfsson, Ó. (2004): Quaternary glacial and climate history of Antarctica.- In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Hrsg.), *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Part III: 3-43*, Elsevier, Amsterdam
- Ingólfsson, Ó., Hjort, C. (1999): The Antarctic contribution to Holocene global sea level rise.- *Polar Research*, 18: 323-330
- Ingólfsson, Ó., Hjort, C., Berkman, P.A., Björck, S., Colhoun, E., Goodwin, I.D., Hall, B., Hirakawa, K., Melles, M., Möller, P., Prentice, M.L. (1998): Antarctic glacial history since the Last Glacial Maximum: an overview of the record on land.- *Antarctic Science*, 10: 326-344
- Ivins, E.R., James, T.S. (2005): Antarctic glacial isostatic adjustment: a new assessment.- *Antarctic Science*, 17: 541-553
- Jansen, J.H.F., Van der Gaast, S.J., Koster, B., Vaars, A.J. (1998): CORTEX, a shipboard XRF-scanner for element analyses in split sediment cores.- *Marine Geology*, 151: 143-153
- Johnsen, S.J., Dansgaard, W., Clausen, H.B., Langway, C.C. Jr. (1972): Oxygen isotope profiles through the Antarctic and Greenland Ice Sheets.- *Nature*, 235: 429-434
- Jones, V.J., Hodgson, D.A., Chepstow-Lusty, A. (2000): Palaeolimnological evidence for marked Holocene environmental changes on Signy Island, Antarctica.- *The Holocene*, 10: 43-60

- Jouzel, J., Lorius, C., Petit, J.R., Genthon, C., Barkov, N.I., Kotlyakov, V.M., Petrov, V.M. (1987): Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years).- *Nature*, 329: 403-408
- Kamenev, E., Andronikov, A.V., Mikhalsky, E.V., Krasnikov, N.N., Stüwe, K. (1993): Soviet geological maps of the Prince Charles Mountains, East Antarctic Shield.- *Australian Journal of Earth Sciences*, 40: 501-517
- Kaspar, M., Simmons, B.C.J., Parker, B.C., Seaburg, K.G. and Wharton, R.A.J. (1982): Bryum Hedw. Collected from Lake Vanda, Antarctica.- *The Bryologist*: 424-430.
- Kaup, E., Burgess, J.S. (2002): Surface and subsurface flows of nutrients in natural and human impacted lake catchments on Broknes, Larsemann Hills, Antarctica.- *Antarctic Science*, 14: 343-352
- Kennett, J.P. (1977): Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography.- *Journal of Geophysical Research*, 82: 3843-3859
- Kelts, K. (1988): Environments of deposition of lacustrine petroleum source rocks: an introduction.- In: Fleet, A.J., Kelts, K., Talbot, M.R. (Hrsg.), *Lacustrine Petroleum Source Rocks*, Geological Society Special Publication, 40: 3-26
- Kirkup, H., Melles, M., Gore, D. (2002): Late Quaternary Environment of southern Windmill Islands, East Antarctica.- *Antarctic Science*, 14: 385-394
- Klokov, V., Kaup, E., Zierath, R., Haendel, D. (1990): Lakes of the Bunger Hills (East Antarctica): chemical and ecological properties.- *Polish Polar Research*, 11: 147-159
- Krebs, K.A., Mabin, M.C.G. (1997): Distribution, activity and characteristics of the alpine-type glaciers of northern Prince Charles Mountains, East Antarctica.- *Antarctic Science*, 9: 307-312
- Kudoh, S., Kashino, Y., Imura, S. (2003): Ecological studies of aquatic moss pillars in Antarctic lakes. 3. Light response and chilling and heat sensitivity of photosynthesis.- *Polar Bioscience*, 16: 33-42
- Kulbe, T. (1997): Die spätquartäre Klima- und Umweltgeschichte der Bunger-Oase, Ostantarktis.- *Berichte zur Polarforschung*, 254: 130 S., Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven
- Kulbe, T., Melles, M., Verkulich, S.R., Pushina, Z.V. (2001): East Antarctic Climate and Environmental Variability over the Last 9400 Years Inferred from Marine Sediments of the Bunger Oasis.- *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 33: 223-230
- Lamoureux, S.F. (2000): Five centuries of interannual sediment yield and rainfall-induced erosion in the Canadian High Arctic recorded in lacustrine varves.- *Water Resources Research*, 36: 309-318
- Lamoureux, S.F., Gilbert, R. (2004): Physical and chemical properties and proxies of high latitude lake sediments.- In: Pienitz, R., Douglas, M.S.V., Smol, J.P. (Hrsg.), *Long-term Environmental Change in Arctic and Antarctic Lakes*, *Developments in Paleoenvironmental Research*, Volume 8: 53-87, Springer, Dordrecht
- Lauer (1993): *Klimatologie*.- 267 S., Westermann, Braunschweig
- Laybourn-Parry, J., Quayle, W.C., Henshaw, T., Ruddell, A., Marchant, H.J. (2001): Life on the edge: the plankton and chemistry of Beaver Lake, an ultra-oligotrophic epishelf lake, Antarctica.- *Freshwater Biology*, 46: 1205-1217
- Lewis, T., Gilbert, R., Lamoureux, S.F. (2002): Spatial and temporal changes in sedimentary processes at high-arctic proglacial Bear Lake, Devon Island, Nunavut, Canada.- *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 34: 119-129
- Licht, K.J., Jennings, A.E., Andrews, J.T., Williams, K.M. (1996): Chronology of the late Wisconsin ice retreat from the western Ross Sea, Antarctica.- *Geology*, 24: 223-226
- Light, J.J., Heywood, R.B. (1973): Deep-water Mosses in Antarctic Lakes.- *Nature*, 242: 535-536.
- Lorius, C., Jouzel, J., Ritz, C., Merlivat, L., Barkov, N.I., Korotkevich, Y.S., Kotlyakov, V.M. (1985): A 150,000-year climatic record from Antarctic ice.- *Nature*, 316: 591-596
- Lyons, W.B., Tyler, S.W., Wharton, R.A., McKnight, D.M., Vaughn, B.H. (1998): A Late Holocene desiccation of Lake Hoare and Lake Fryxell, McMurdo Dry Valleys, Antarctica.- *Antarctic Science*, 10: 247-256

- Masson, V., Vimeux, F., Jouzel, J., Morgan, V., Delmotte, M., Ciais, P., Hammer, C., Johnson, S., Lipenkov, V.Y., Mosley-Thompson, E., Petit, J.-R., Steig, E.J., Stievenard, M., Vaikmae, R. (2000): Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice-core isotopic records.- *Quaternary Research*, 54: 348-358
- Mäusbacher, R., Müller, J., Schmidt, R. (1989): Evolution of postglacial sedimentation in Antarctic Lakes.- *Zeitschrift für Geomorphologie*, 33: 219-234
- Mayewski, P.A., Twickler, M.S., Whotlow, S.I., Meeker, L.D., Yang, Q., Thomas, J., Kreutz, K., Grootes, P.M., Morse, D.L., Steig, E.J., Waddington, E.D., Saltzman, E.S., Whung, P.-Y., Taylor, K.C. (1996): Climate change during the last deglaciation in Antarctica.- *Science*, 272: 1636-1638
- McKelvey, B.C., Stephenson, N.C.N. (1990): A geological reconnaissance of the Radok Lake area, Amery Oasis, Prince Charles Mountains.- *Antarctic Science*, 2: 53-66
- McKelvey, B.C., Hambrey, M.J., Harwood, D.M., Mabin, M.C.G., Webb, P.-N., Whitehead, J.M. (2001): The Pagodroma Group - a Cenozoic record of the East Antarctic ice sheet in the northern Prince Charles Mountains.- *Antarctic Science*, 14: 455-468
- McKenzie, J. (1985): Carbon isotopes and productivity in the lacustrine and marine environment.- In: Stumm, W. (Hrsg.), *Chemical Processes in Lakes*: 99-118, Wiley, New York
- McLoughlin, S., Drinnan, A.N. (1997): Fluvial sedimentology and revised stratigraphy of the Triassic Flagstone Bench Formation, northern Prince Charles Mountains, East Antarctica.- *Geological Magazine*, 134: 781-806
- McMinn, A., Bleakley, N., Steinburner, K., Roberts, D., Trenerry, L. (2000): Effect of permanent sea ice cover and different nutrient regimes on the phytoplankton succession of fjords of the Vestfold Hills Oasis, eastern Antarctica.- *Journal of Planktonic Research*, 22: 287-303
- Melles, M. (1991): Paläoglazologie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis.- *Berichte zur Polarforschung*, 81: 190 S., Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven
- Melles, M., Kuhn, G. (1993): Sub-bottom profiling and sedimentological studies in the southern Weddell Sea, Antarctica: evidence for large-scale erosional/depositional processes.- *Deep-Sea Research*, 40: 739-760
- Melles, M., Kulbe, T., Overduin, P.P., Verkulich, S. (1994a): The expedition Bunger Oasis 1993/94 of the AWI Research Unit Potsdam.- In: Melles, M. (Hrsg.), *The expeditions Norilsk/Taymyr 1993 and Bunger Oasis 1993/94 of the AWI Research Unit Potsdam*, *Berichte zur Polarforschung*, 148: 29- 80, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven
- Melles, M., Verkulich, S.R., Hermichen, W.D. (1994b): Radiocarbon dating of lacustrine and marine sediments from the Bunger Hills, East Antarctica.- *Antarctic Science*, 6: 375-378
- Melles, M., Kulbe, T., Verkulich, S.R., Pushina, Z.V., Hubberten, H.-W. (1997): Late Pleistocene and Holocene environmental history of Bunger Hills, East Antarctica, as revealed by fresh-water and epishelf lake sediments.- In: Ricci, C.A. (Hrsg.), *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*: 809-820, Terra Antarctica Publications, Siena
- Merkt (1971): Zuverlässige Auszählungen von Jahresschichten in Seesedimenten mit Hilfe von Groß-Dünnschliffen.- *Archiv Hydrobiologie*, 69: 145-154
- Meyers, P.A., Lallier-Vergès, E. (1999): Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates.- *Journal of Paleolimnology*, 21: 345-372
- Meyers, P.A., Teranes, J.L. (2001): Sediment Organic Matter.- In: Last, W.M., Smol, J.P. (Hrsg.), *Physical and Geochemical Methods, Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*, Volume 2: 239-269, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht
- Mikhalsky, E.V., Sheraton, J.W., Laiba, A.A., Tingey, R.J., Thost, D.E., Kamenev, E.N., Fedorov, L.V. (2001): Geology of the Prince Charles Mountains, Antarctica.- *AGSO - Geoscience Australia Bulletin*, 247: 210 S., AGSO - Geoscience Australia, Canberra
- Miller, J.M.G. (1996): *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*.- 688 S., Blackwell Science, Oxford

- Mond, A. (1972): Permian Sediments of the Beaver Lake Area, Prince Charles Mountains.- In: Adie, R.J. (Hrsg.), Antarctic Geology and Geophysics: 585-589, Symposium on Antarctic Geology and Solid Earth Geophysics, Oslo
- Moore, D.M., Reynolds Jr., R.C. (1997): X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals.- 378 S., Oxford University Press, Oxford
- Morawski, W. (1988): Watermorainic sediments: Origin and classification.- In: Goldthwait, R.P., Matsch, C.L. (Hrsg.), Genetic Classification of Glacigenic Deposits: 143-144, Balkema, Rotterdam
- Müller, A. (2001): Late- and postglacial sea-level change and paleoenvironments in the Oder Estuary, Southern Baltic Sea.- Quaternary Research, 55: 86-96
- Müller, G. (1964): Methoden der Sediment-Untersuchung.- 303 S., Schweizerbart, Stuttgart
- Nadeau, M.-J., Grootes, P.M., Schleicher, M., Hasselberg, P., Rieck, A., Bitterling, M. (1998): Sample throughput and data quality at the Leibniz-Labor AMS facility.- Radiocarbon, 40: 239-245
- Nedell, S.S., Andersen, D.W., Squyres, S.W. and Love, F.G. (1987): Sedimentation in ice-covered Lake Hoare, Antarctica.- Sedimentology, 34: 1093-1106.
- Nesbitt, H.W., Fedo, C.M., Young, G.M. (1997): Quartz and Feldspar Stability, Steady and Non-steady-State Weathering, and Petrogenesis of Siliciclastic Sands and Muds.- Journal of Geology, 105: 173-191
- Ojala, A.E.K., Tiljander, M. (2003): Testing the fidelity of sediment chronology: comparison of varve and paleomagnetic results from Holocene lake sediments from central Finland.- Quaternary Science Reviews, 22: 1787-1803
- Parker, B.C., Simmons, G.M. Jr., Love, F.G., Wharton, R.A. Jr., Seaburg, K.G. (1981): Modern Stromatolites in Antarctic Dry Valley Lakes.- BioScience, 31: 656-661
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chapellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M. (1999): Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica.- Nature, 399: 429-436
- Petschick, R. (1999): MacDiff.4.0.7, <http://servermac.geologie.uni-frankfurt.de/Rainer.html>
- Petschick, R. (2002): Röntgendiffraktometrie in der Sedimentologie.- Skript zur Sediment-Tagung 2002: 99-118, Frankfurt am Main - Darmstadt
- Petschick, R., Kuhn, G., Gingele, F. (1996): Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport, and relation to oceanography.- Marine Geology, 130: 203-229
- Pettijohn, F.J. (1975): Sedimentary Rocks (3. Auflage).- 628 S., Harper & Row, New York
- Pickard, J. (1986): Antarctic oasis, Terrestrial environments and history of the Vestfold Hills.- 367 S., Academic Press, Sydney
- Piskun, A.A., Klokov, V.D. (1986): Hydrological works on epishelf Lake Beaver.- Antarktika, 25: 126-132 (in Russisch)
- Priddle, J. (1980a): The production ecology of benthic plants in some Antarctic lakes. I. In Situ production studies.- Journal of Ecology, 68: 141-153.
- Priddle, J. (1980b): The production ecology of benthic plants in some Antarctic lakes. II. Laboratory physiology studies.- Journal of Ecology, 68: 155-166.
- Priddle, J. (1985): Terrestrial habitats – Inland waters.- In: Bonner, W.N., Walton, D.W.H. (Hrsg.), Key environments – Antarctica: 118-132, Pergamon Press, Oxford
- Priddle, J., Dartnall, H.J.G. (1978): The biology of an Antarctic aquatic moss community.- Freshwater Biology, 8: 469-480
- Priddle, J., Heywood, R.B. (1980): Evolution of Antarctic lake ecosystems.- Biological Journal of the Linnean Society, 14: 51-66
- Pudsey, C.J., Barker, P.J., Larter, R.D. (1994): Ice sheet retreat from the Antarctic Peninsula shelf.- Continental Shelf Research, 14: 1647-1675

- Quayle, W.C., Peck, L.S., Peat, H., Ellis-Evans, J.C., Harrigan, P.R. (2002): Extreme Responses to Climate Change in Antarctic Lakes.- *Science*, 295: 645
- Rachold, V. (1999): Major trace and rare earth element geochemistry of suspended particulate material of east Siberian rivers draining to the Arctic Ocean.- In: Kassens, H. (Hrsg.), *Land-Ocean System in the Siberian Arctic Dynamics and History*: 199-222, Springer-Verlag, Berlin
- Rein (1996): *Die Warvenchronologie des Holzmaares - Vergleichende Untersuchungen an drei Sedimentprofilen.-* Doktorarbeit, 128 S., Universität Potsdam, Potsdam
- Ricci, C.A., Baroni, C., Brancolini, G., Palmeri, R., Salvini, F., Talarico, F. (2001): *La Storia Geologica.-* In: Baroni, C. (Hrsg.), *Antartide: Terra di scienza e riserva naturale*: 88-113, Terra Antartica Publication, Siena
- Richter, W., Bormann, P. (1995): *Hydrology.-* In: Bormann, P., Fritzsche, D. (Hrsg.), *The Schirmacher Oasis, Queen Maud Land, East Antarctica, and its surroundings*: 259-319, Justus Perthes Verlag, Gotha
- Roberts, D., McMinn, A. (1996): Relationships between surface sediment diatom assemblages and water chemistry gradients in saline lakes of the Vestfold Hills, Antarctica.- *Antarctic Science*, 8: 331-341
- Roberts, D., McMinn, A. (1998): A weighted-averaging regression and calibration model for inferring lakewater salinity from fossil diatom assemblages in saline lakes of the Vestfold Hills: a new tool for interpreting Holocene lake histories in Antarctica.- *Journal of Paleolimnology*, 19: 99-113
- Roberts, D., McMinn, A. (1999): A diatom-based palaeosalinity history of Ace Lake, Vestfold Hills, Antarctica.- *The Holocene*, 401-408
- Roberts, D., McMinn, A., Johnston, N., Gore, D.B., Melles, M., Cremer, H. (2001): An analysis of the limnology and sedimentary diatom flora of fourteen lakes and ponds from the Windmill Islands, East Antarctica.- *Antarctic Science*, 13: 410-419
- Roberts, D., McMinn, A., Cremer, H., Gore, D.B., Melles, M. (2004): The Holocene evolution and palaeosalinity history of Beall Lake, Windmill Islands (East Antarctica) using an expanded diatom-based weighted averaging model.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 208: 121-140
- Sabbe, K., Verleyen, E., Hodgson, D.A., Vanhoutte, K., Vyverman, W. (2003): Benthic diatom flora of freshwater and saline lakes in the Larsemann Hills and Rauer Islands, East Antarctica.- *Antarctic Science*, 15: 227-248
- Sabbe, K., Hodgson, D.A., Verleyen, E., Taton, A., Wilmotte, A., Vanhoutte, K., Vyverman, W. (2004): Salinity, depth and the structure and composition of microbial mats in continental Antarctic lakes.- *Freshwater Biology*, 49: 296-319
- Schleicher, M., Grootes, P.M., Nadeau, M.-J., Schoon, A. (1998): ^{14}C backgrounds and their components at the Leibniz AMS facility.- In Long, A., Jull, A. J. T. (Hrsg.), *Proceedings of the 16th International ^{14}C Conference, Radiocarbon*, 40: 85-93
- Schmidt, S., Moskal, W., De Mora, S.J., Howard-Williams, C., Vincent, W.F. (1991): Limnological properties of Antarctic ponds during winter freezing.- *Antarctic Science*, 3: 379-388
- Schwab, M.J. (1998): *Rekonstruktion der spätquartären Klima- und Umweltgeschichte der Schirmacher Oase und des Wohlthat Massivs (Ostantarktika).-* Berichte zur Polarforschung, 293: 128 S., Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven
- Schönwiese, C.-D. (2000): *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler.-* 298 S., Borntraeger, Stuttgart
- Schwerdtfeger, W. (1984): *Weather and Climate of the Antarctic.-* Developments in atmospheric science, 15: 261 S., Elsevier, Amsterdam
- Scrimgeour, I., Hand, M. (1997): A metamorphic perspective on the Pan African overprint in the Amery area of Mac. Robertson Land, East Antarctica.- *Antarctic Science*, 9: 313-335
- Seppelt, R.D., Broady, P.A. (1988): Antarctic terrestrial ecosystems: the Vestfold Hills in context.- *Hydrobiologia*, 165: 177-184
- Shepard, F.P. (1954): Nomenclature based on sand-silt-clay ratios.- *Journal of Sedimentary Petrology*, 24: 151-158

- Shipp, S.J., Anderson, J.B. (1994): High-resolution seismic survey of the Ross Sea continental shelf: implications for ice-sheet retreat behaviour.- *Antarctic Journal of the United States*, 29: 137-138
- Shumskiy, P.A. (1957): Glaciological and geomorphological reconnaissance in the Antarctic in 1956.- *Journal of Glaciology*, 3: 56-61
- Siegert, M.J. (2001): *Ice Sheets and Late Quaternary Environmental Change*.- 231 S., John Wiley & Sons, Chichester
- Siegert, M.J., Carter, S., Tabacco, I., Popov, S., Blankenship, D.D. (2005): A revised inventory of Antarctic subglacial lakes.- *Antarctic Science*, 17: 453-460
- Simmons, G.M. Jr., Wharton, R.A. Jr., McKay, C.P., Nedell, S., Clow, G. (1986): Sand/ice interactions and sediment deposition in perennially ice-covered Antarctic lakes.- *Antarctic Journal of the United States*, 21: 217-220
- Simmons, G.M. Jr., Vestal, J.R., Wharton, R.A. Jr. (1993): Environmental regulators of microbial activity in continental Antarctic lakes.- In: Green, W.J., Friedmann, E.I. (Hrsg.), *Physical and Biogeochemical Processes in Antarctic Lakes*, Volume 59: Antarctic Research Series: 165-195, American Geophysical Union, Washington DC
- Smith, J.A., Hodgson, D.A., Bentley, M.J., Verleyen, E., Leng, M.J., Roberts, S.J. (2006): Limnology of two Antarctic epishelf lakes and their potential to record periods of ice shelf loss.- *Journal of Paleolimnology*, 35: 373-394
- Spezie, G. (2001): L'Ozeano Meridionale.- In: Baroni, C. (Hrsg.), *Antartide: Terra di scienza e riviera naturale*: 23-29, Terra Antartica Publication, Siena
- Squier, A.H., Hodgson, D.A., Keely, B.J. (2002): Sedimentary pigments as markers for environmental change in an Antarctic lake.- *Organic Geochemistry*, 33: 1655-1665
- Squyres, S.W., Andersen, D.W., Nedell, S.S., Wharton, R.A.J. (1991): Lake Hoare, Antarctica: sedimentation through a thick perennial ice cover.- *Sedimentology*, 38: 363-379
- Steig, E.J., Brook, E.J., White, J.M.C., Sucher, C.M., Bender, M.L., Lehman, S.J., Morse, D.L., Waddington, E.D., Clow, G.D. (1998): Synchronous climate changes in Antarctica and the North Atlantic.- *Science*, 282: 92-95
- Stephenson, N. C. N., Cook, N. D. J. (1997): Metamorphic evolution of calc-silicate granulites near Battye Glacier, northern Prince Charles Mountains, east Antarctica.- *Journal of Metamorphic Geology*, 15: 361-378
- Stickley, C.E., Pike, J., Leventer, A., Dunbar, R., Domack, E.W., Brachfeld, S., Manley, P., McClennan, C. (2005): Deglacial ocean and climate seasonality in laminated diatom sediments, Mac.Robertson Shelf, Antarctica.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 227: 290-310
- Stuiver, M. (1975): Climate versus changes in ^{13}C content of the organic component of lake sediments during the Late Quaternary.- *Quaternary Research*, 5: 251-262
- Stuiver, M., Polach, H.A. (1977): Reporting of ^{14}C data.- *Radiocarbon*, 19: 355-363
- Stuiver, M., Reimer, P.J. (1993): Extended ^{14}C data base and revised calib. 3.0 ^{14}C age calibration.- *Radiocarbon*, 35: 215-230
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J., Spurk, M. (1998): INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal. BP.- *Radiocarbon*, 40: 1041-1085
- Swan, A.R.H., Sandilands, M. (1995): *Introduction to Geological Data Analysis*.- 446 S., Blackwell Science, Oxford
- Takamatsu, N., Kato, N., Matsumoto, G.I., Torii, T. (1988): The origin of salts in water bodies of the McMurdo Dry Valleys.- *Antarctic Science*, 10: 439-448
- Taylor, S.R., McLennan, S.M. (1985): *The continental crust: its composition and evolution*.- 312 S., Blackwell Scientific Publications, Oxford
- Tingey, R.J. (1982): The Geologic Evolution of the Prince Charles Mountains - An Antarctic Archean Cratonic Block.- In: Craddock, C. (Hrsg.), *Antarctic Geoscience*: 455-464, University of Wisconsin Press, Madison
- Tingey, R.J. (1991): *The Geology of Antarctica*.- 680 S., Clarendon Press, Oxford

- Tissot, B.P., Welte, D.H. (1984): Petroleum formation and occurrence. A new approach to oil and gas exploration.- 883 S., Springer, Berlin
- Tucker, M. (1996): Methoden der Sedimentologie.- 366 S., Enke, Stuttgart
- Vaughan, D.G., Marshall, G.J., Connolley, W.M., Parkinson, C., Mulvaney, R., Hodgson, D.A., Pudsey, C.J., Turner, J. (2003): Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula.- *Climate Change*, 60: 243-274
- Verkulich, S.R., Melles, M. (1992): Composition and paleoenvironmental implications of sediments in a fresh-water lake and in marine basins of Bunger Hills, East Antarctica.- *Polarforschung*, 60: 169-180
- Verkulich, S.R., Melles, M., Hubberten, H.-W., Pushina, Z.V. (2002): Holocene environmental changes and development of Figurnoye Lake in the southern Bunger Hills, East Antarctica.- *Journal of Paleolimnology*, 28: 253-267
- Verleyen, E., Hodgson, D.A., Vyvermann, W., Roberts, D., McMinn, A., Vanhoutte, K., Sabbe, K. (2003): Modelling diatom responses to climate induced fluctuations in the moisture balance in continental Antarctic lakes.- *Journal of Paleolimnology*, 30: 195-215
- Verleyen, E., Hodgson, D.A., Sabbe, K., Vyverman, W. (2004a): Late Quaternary deglaciation and climate history of the Larsemann Hills (East Antarctica).- *Journal of Quaternary Science*, 19: 361-375
- Verleyen, E., Hodgson, D.A., Sabbe, K., Vanhoutte, K., Vyvermann, W. (2004b): Coastal oceanographic conditions in the Prydz Bay region (East Antarctica) during the Holocene recorded in a isolation basin.- *The Holocene*, 14: 246-257
- Verleyen, E., Hodgson, D.A., Milne, G.A., Sabbe, K., Vyverman, W. (2005): Relative sea-level history from the Lambert Glacier region, East Antarctica, and its relation to deglaciation and Holocene glacier readvance.- *Quaternary Research*, 63: 45-52
- Vincent, W.F. (1987): Antarctic limnology.- In: Viner, A.B. (Hrsg.), *Inland waters of New Zealand*, Department of Scientific and Industrial Research (DSIR) Bulletin, 241: 379-412, Wellington
- Vincent, W.F. (1988): *Microbial ecosystems of Antarctica*.- 304 S., Cambridge Press, Cambridge
- Vincent, W.F., James, M.R. (1996): Biodiversity in extreme aquatic environments: lakes, ponds and streams of the Ross Sea sector, Antarctica.- *Biodiversity and Conservation*, 5: 1451-1471
- Vogt, C. (1997): Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineralvergesellschaftungen in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans und ihre Nützlichkeit als Klimaindikatoren während der Glazial/Interglazial-Wechsel.- *Berichte zur Polarforschung*, 251: 309 S., Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven
- Wagner, B. (2003): The Expeditions Amery Oasis, East Antarctica, in 2001/02 and Taylor Valley, Southern Victoria Land, in 2002.- *Berichte zur Polar- und Meeresforschung*, 460: 69 S., Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven
- Wagner, B., Cremer, H., Hultsch, N., Gore, D.B., Melles, M. (2004): Late Pleistocene and Holocene history of Lake Terrasovoje, Amery Oasis, East Antarctica, and its climatic and environmental implications.- *Journal of Paleolimnology*, 32: 321-339
- Wand, U., Hermichen, W.-D., Höfling, R., Mühle, K., Klokov, V.D., Ufimcev, A.V. (1987): Stable isotope and hydrogeochemical studies of Beaver Lake and Lake Radok, MacRobertson Land, East Antarctica.- In: Wand, U., Strauch, G. (Hrsg.), *Proceedings 4th Working Meeting, Isotopes in Nature*: 647-659, Leipzig
- Wand, U., Fritzsche, D., Wetzels, H.-U., Hahne, K., Belajev, K., Mikhalski, J., Krüger, W., Tschochner, B., Melles, M., Schwarz, G., Hermichen, W.-D. (1994): Die Sommerkampagne Schirmacheroase 1991/92, Georg-Forster-Station (GEOMAUD II).- In: Miller, M. (Hrsg.), *Die Expedition ANTARKTIS-X mit FS „Polarstern“ 1992*, *Berichte zur Polarforschung* 152: 219-282, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven
- Watanabe, O., Jouzel, J., Johnsen, S., Parrenin, F., Shoji, H., Yoshida, N. (2003): Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles.- *Nature*, 422: 509-512
- Webb, J.A., Fielding, C.R. (1993): Permo-Triassic sedimentation within the Lambert Graben, northern Prince Charles Mountains, East Antarctica.- In: Findlay, R.H., Unrug, R., Banks, M.R., Veevers, J.J. (Hrsg.), *Gondwana Eight*: 357-369, Balkema, Rotterdam

- Wentworth, C.K. (1922): A scale of grade and class terms for classifying sediments.- *Journal of Geology*, 30: 377-392
- Wetzel, R.G. (2001): *Limnology: Lake and River Ecosystems*.- 1006 S., Academic Press, San Diego
- Wharton, R.A., Parker, B.C., Simmons, G.M.J. (1983): Distribution, species composition and morphology of algal mats in Antarctic dry valley lakes.- *Phycologia*, 22: 355-365
- Wharton, R.A., Simmons, G.M., McKay, C.P. (1989): Perennially ice-covered Lake Hoare, Antarctica: physical environment, biology and sedimentation.- *Hydrobiologia*, 172: 305-320
- Wharton, J., Robert, A., Mc Kay, C.P., Clow, G.D., Andersen, D.T. (1993): Perennial Ice Covers and their Influence on Antarctic Lake Ecosystems.- In: Green, W.J., Friedmann, E.I. (Hrsg.), *Physical and Biogeochemical Processes in Antarctic Lakes*, Antarctic Research Series, Volume 59: 53-70, American Geophysical Union, Washington D.C.
- White, D. (in Vorbereitung, 2006): *Glacial history of MacRobertson Land, East Antarctica*, Doktorarbeit, Macquarie University, Australien
- White, D., Fink, D., Gore, D., Ferguson, R. (2005): The Last Glacial Maximum extent and timing of ice retreat in the Lambert Glacier-Amery Ice Shelf region, East Antarctica.- Abstract, AGU Fall Meeting, San Francisco
- Whitehead, J.M., Harwood, D.M., McMinn, A. (2003): Ice-distal Upper Miocene marine strata from inland Antarctica.- *Sedimentology*, 50: 531-552
- Wolff, E.W. (2005): Understanding the past - climate history from Antarctica.- *Antarctic Science*, 17: 487-495
- Wright, S.W., Burton, H.R. (1981): The biology of Antarctic saline lakes.- *Hydrobiologia*, 82: 319-338
- Zolitschka (1989): Jahreszeitlich geschichtete Seesedimente aus dem Holzmaar und dem Meerfelder Maar.- *Zeitschrift der Geologischen Gesellschaft*, 140: 25-33
- Zolitschka, B., Mingram, J., Van der Gaast, S., Jansen, J.H., Naumann, R. (2001): Sediment logging techniques.- In: Last, W.M., Smol, J.P. (Hrsg.), *Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques, Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*, Volume 1: 137-153, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht
- Zwartz, D., Bird, M., Stone, J., Lambeck, K. (1998): Holocene sea-level change and ice sheet history in the Vestfold Hills, East Antarctica.- *Earth and Planetary Science Letters*, 155: 131-145

10 Anhang

Abbildungsverzeichnis

Abb. A1: Geologische Übersichtskarte der Antarktis.....	120
Abb. A2: Profilschnitt durch das antarktische Inlandeis.....	120
Abb. A3: Antarktiskarte mit Fließrichtungen der antarktischen Eismassen.....	120
Abb. A4: Mittleren Winter- und Sommer-Meereisverbreitung.....	121
Abb. A5: Die Ozeanzirkulation im Südpolarmeer.....	121
Abb. A6: Mittlere Temperaturverteilung.....	121
Abb. A7: Oberflächenwindrichtungen in der Antarktis.....	122
Abb. A8: Mittlere jährliche Niederschlagsmengen.....	122
Abb. A9: Korngrößendreiecke und Korngrößenhistogramme Kern Lz1013.....	126
Abb. A10: Korngrößendreiecke und Korngrößenhistogramme Kern Lz1007.....	129
Abb. A11: Korngrößendreiecke und Korngrößenhistogramme Kern Lz1010.....	132
Abb. A12: Korngrößendreiecke und Korngrößenhistogramme Lz10120.....	135
Abb. A13: Korngrößendreiecke und Korngrößenhistogramme Kern Lz1005.....	138
Abb. A14: Haupt- und Spurenelemente Kern Lz1013.....	145
Abb. A15: Haupt- und Spurenelemente Kern Lz1013, Aluminium-normiert.....	145
Abb. A16: Haupt- und Spurenelemente Kern Lz1007.....	146
Abb. A17: Haupt- und Spurenelemente Kern Lz1007, Aluminium-normiert.....	146
Abb. A18: Haupt- und Spurenelemente Kern Lz1010.....	147
Abb. A19: Haupt- und Spurenelemente Kern Lz1010, Aluminium-normiert.....	147
Abb. A20: Haupt- und Spurenelemente Kern Lz1012.....	148
Abb. A21: Haupt- und Spurenelemente Kern Lz1012, Aluminium-normiert.....	148
Abb. A22: Haupt- und Spurenelemente Kern Lz1005.....	149
Abb. A23: Haupt- und Spurenelemente Kern Lz1005, Aluminium-normiert.....	149
Abb. A24: Geochemische Zusammensetzung der Cluster.....	152
Abb. A25: Diatomeenverteilung in den biogenen Sedimenten aufgetragen gegen die Tiefe.....	158
Abb. A26: Diatomeenverteilung in den biogenen Sedimenten aufgetragen gegen das Alter.....	158

Tabellenverzeichnis

Tab. A1: Hydrologische Messungen Beaver-See.	123
Tab. A2: Hydrologische Messungen Nordostarm Radok-See.	123
Tab. A3: Hydrologische Messungen Radok-See bei einer Wassertiefe von 357 m.	124
Tab. A4: Hydrologische Messungen Terrasovoje-See.	124
Tab. A5: Korngrößenzusammensetzung Sedimentkern Lz1013, Beaver-See.	125
Tab. A6: Korngrößenzusammensetzung Sedimentkern Lz1007, Radok-See.	127
Tab. A7: Korngrößenzusammensetzung Sedimentkern Lz1010, Radok-See.	130
Tab. A8: Korngrößenzusammensetzung Sedimentkern Lz1012, Radok-See.	133
Tab. A9: Korngrößenzusammensetzung Sedimentkern Lz1005, Terrasovoje-See.	136
Tab. A10: Gesamtmineralogie, Sedimentkern Lz1013, Beaver-See.	139
Tab. A11: Gesamtmineralogie, Sedimentkern Lz1007, Radok-See.	139
Tab. A12: Gesamtmineralogie, Sedimentkern Lz1010, Radok-See.	140
Tab. A13: Gesamtmineralogie, Sedimentkern Lz1012, Radok-See.	140
Tab. A14: Gesamtmineralogie, Sedimentkern Lz1005, Terrasovoje-See.	141
Tab. A15: Tonmineralogie, Sedimentkern Lz1013, Beaver-See.	142
Tab. A16: Tonmineralogie, Sedimentkern Lz1007, Radok-See.	142
Tab. A17: Tonmineralogie, Sedimentkern Lz1010, Radok-See.	143
Tab. A18: Tonmineralogie, Sedimentkern Lz1012, Radok-See.	143
Tab. A19: Tonmineralogie, Sedimentkern Lz1005, Terrasovoje-See.	144
Tab. A20: Haupt- und Spurenelementverteilung Sedimentkern Lz1013.	145
Tab. A21: Haupt- und Spurenelementverteilung Sedimentkern Lz1007.	146
Tab. A22: Haupt- und Spurenelementverteilung Sedimentkern Lz1010.	147
Tab. A23: Haupt- und Spurenelementverteilung Sedimentkern Lz1012.	148
Tab. A24: Haupt- und Spurenelementverteilung Sedimentkern Lz1005.	149
Tab. A25: Haupt- und Spurenelementverteilung Sedimentkern Lz1013 in ppm.	150
Tab. A26: Haupt- und Spurenelementverteilung Sedimentkern Lz1007 in ppm.	150
Tab. A27: Haupt- und Spurenelementverteilung Sedimentkern Lz1010 in ppm.	150
Tab. A28: Haupt- und Spurenelementverteilung Sedimentkern Lz1012 in ppm.	151
Tab. A29: Haupt- und Spurenelementverteilung Sedimentkern Lz1005 in ppm.	151
Tab. A30: Mittlere Korngrößen Cluster P-2a, P-2b, P-3 und P-4.	151
Tab. A31: Haupt- und Spurenelementverteilung Sedimentkern Lz1013, Aluminium-normiert.	153
Tab. A32: Haupt- und Spurenelementverteilung Sedimentkern Lz1007, Aluminium-normiert.	153
Tab. A33: Haupt- und Spurenelementverteilung Sedimentkern Lz1010, Aluminium-normiert.	153
Tab. A34: Haupt- und Spurenelementverteilung Sedimentkern Lz1012, Aluminium-normiert.	154
Tab. A35: Haupt- und Spurenelementverteilung Sedimentkern Lz1005, Aluminium-normiert.	154
Tab. A36: Haupt- und Spurenelementzusammensetzung Oberen Kontinentalen Kruste.	154
Tab. A37: Anreicherungsfaktoren bezogen auf Obere Kontinentale Kruste.	154
Tab. A38: Biogeochemische, isotopengeochemische Parameter, Kern Lz1005.	155
Tab. A39: Durchschnittliche geochemische und isotopengeochemische Zusammensetzung.	156
Tab. A40: Analysedaten der Rock-Eval-Pyrolyse und C _{org} -Bestimmungen, Kern Lz1005.	156
Tab. A41: Diatomeenverteilung in den biogenen Sedimenten, Kern Lz1005.	157

Antarktis

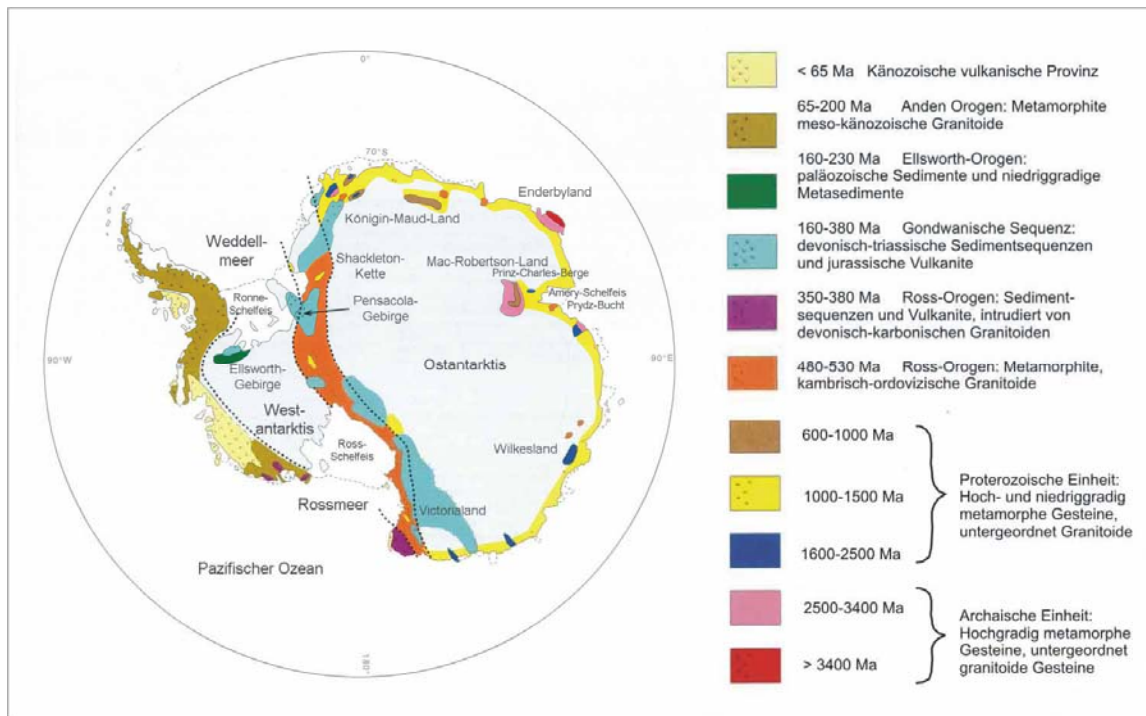


Abb. A1: Geologische Übersichtskarte der Antarktis (Abb. aus Ricci et al. 2001, übersetzt ins Deutsche).

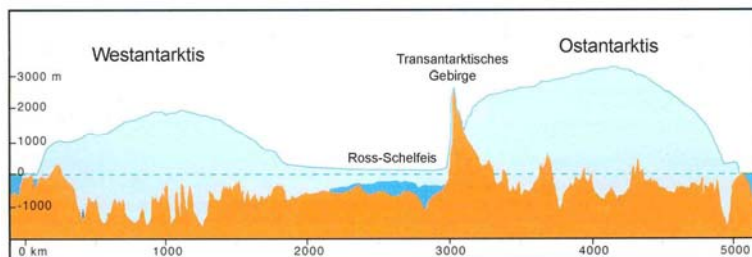


Abb. A2: Profilschnitt durch das antarktische Inlandeis (nach Drewry 1983, Abb. aus Baroni 2001a). Der Profilschnitt verläuft in der Westantarktis zwischen dem Rossmeer und dem Weddellmeer, in der Ostantarktis vom Rossmeer in Richtung Küste auf 90° östlicher Länge.

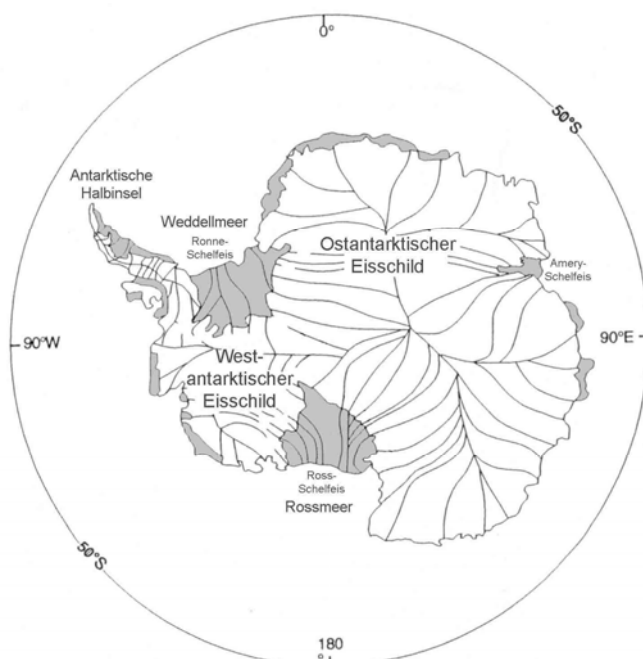


Abb. A3: Antarktiskarte mit eingezeichneten Fließrichtungen der antarktischen Eismassen (modifiziert nach Bentley 1964, Abbildung leicht verändert aus Anderson & Andrews 1999). Die grauen Flächen stellen Schelfeisgebiete dar.

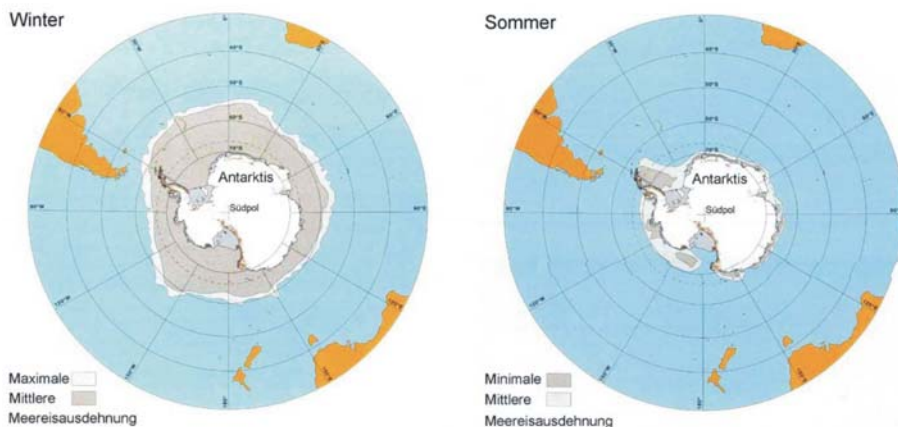


Abb. A4: Karten des Südpolargebietes mit der mittleren Winter- und Sommer-Meereisverbreitung modifiziert nach Gloersen et al. 1992, Abb. aus Baroni 2001b). Am Ende des Winters nimmt das Meereis eine Fläche von 20 Millionen km² ein, im Sommer besitzt es eine Ausdehnung von 4 Millionen km².

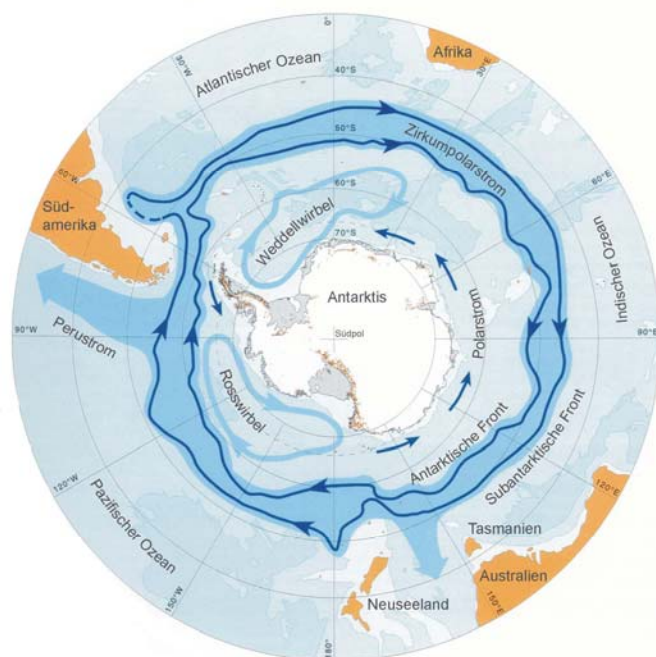


Abb. A5: Die Ozeanzirkulation im Südpolarmeer (modifiziert nach Brown et al. 1989, Abbildung aus Spezie 2001, übersetzt ins Deutsche).

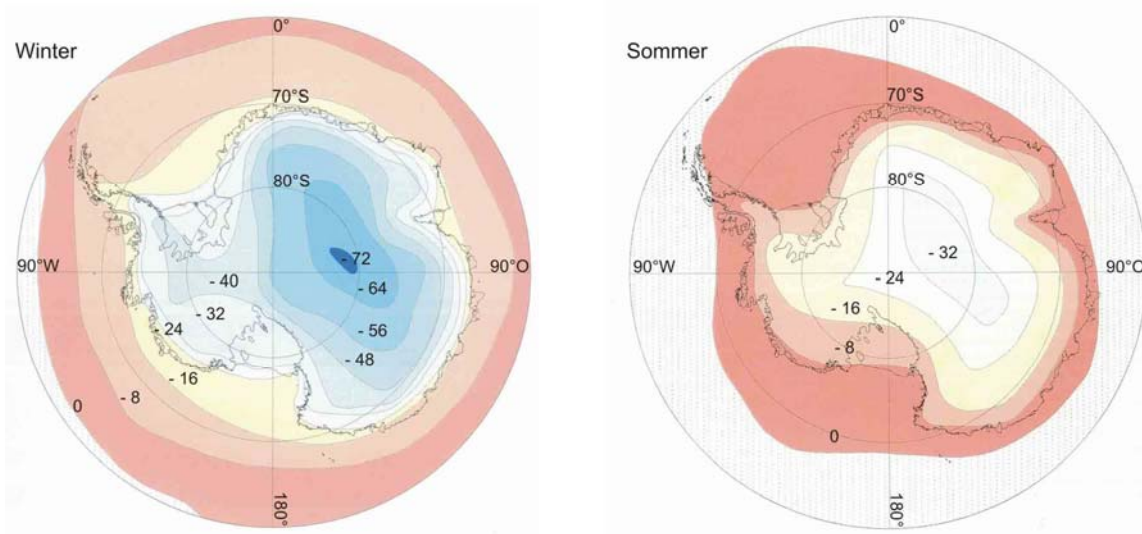


Abb. A6: Mittlere Temperaturverteilung im südhemisphärischen Winter (Juli) und im südhemisphärischen Sommer (Januar). Abbildung aus Colacino (2001).

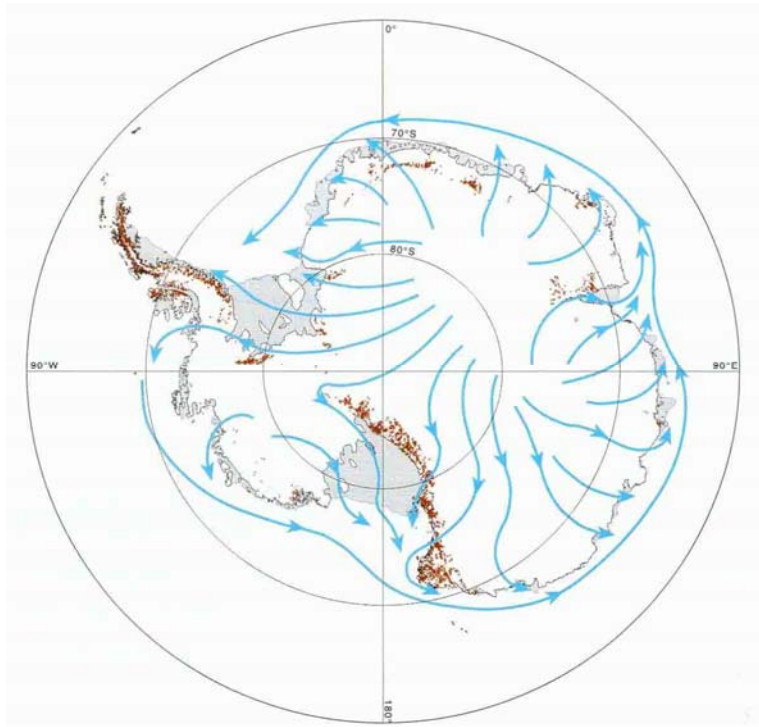


Abb. A7: Schematische Darstellung der Oberflächenwindrichtungen in der Antarktis (modifiziert nach Schwerdtfeger 1984, Abbildung aus Colacino 2001).

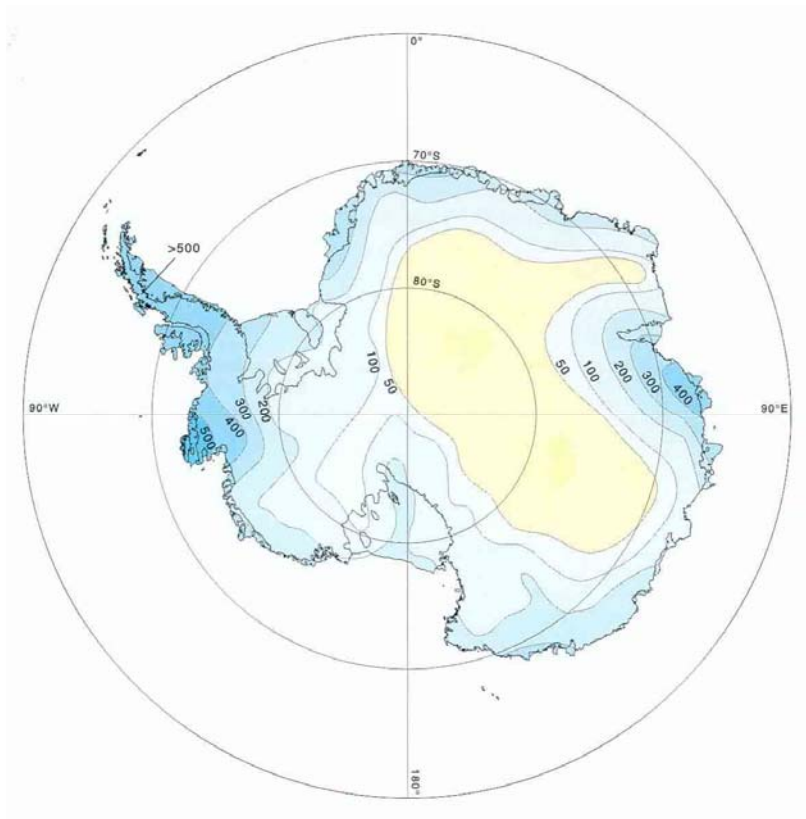


Abb. A8: Mittlere jährliche Niederschlagsmengen (mm) in der Antarktis. Abbildung aus Colacino (2001).

Hydrologische Untersuchungen

Tab. A1: Hydrologische Messungen an Wasserproben aus dem Beaver-See bei einer Wassertiefe von 54 m.

Probe Beaver	Wassertiefe (m)	Leitfähigkeit (µS/cm)	pH	Temp. (°C)	O ₂ (mg/l)	O ₂ (%)	Fluorid mg/l	Chlorid mg/l	Nitrit mg/l	Sulfat mg/l	Bromid mg/l	Nitrat mg/l	Phosphat mg/l
B1	5	3430	7,3	0,4	14,0	100	< 0,1	618,5	< 0,1	69,9	1,9	< 0,1	< 0,1
B2	7	3090	7,4	0,2	15,0	109	< 0,1	540,0	< 0,1	64,5	1,7	< 0,1	< 0,1
B3	10	3600	7,5	0,4	15,3	112	< 0,1	640,0	< 0,1	77,7	1,9	< 0,1	< 0,1
B4	15	3650	7,6	0,9	15,5	112	< 0,1	659,5	< 0,1	91,0	2,1	< 0,1	< 0,1
B5	20	3740	7,8	0,9	14,1	108	< 0,1	671,0	< 0,1	83,4	2,0	< 0,1	< 0,1
B6	30	6200	7,8	0,6	13,4	100	< 0,1	1116,0	< 0,1	129,9	3,5	< 0,1	< 0,1
B7	40	6750	7,7	0,2	12,8	90	< 0,1	1263,0	< 0,1	142,9	3,6	< 0,1	< 0,1
B8	50	6840	7,7	0,1	11,7	85	< 0,1	1275,0	< 0,1	148,6	3,6	< 0,1	< 0,1
B9	53	6910	7,6	0,0	11,9	87	< 0,1	1267,5	< 0,1	154,2	3,5	< 0,1	< 0,1

Probe Beaver	Wassertiefe (m)	Al µg/l	Ba µg/l	Ca mg/l	Fe µg/l	K mg/l	Mg mg/l	Mn µg/l	Na mg/l	P mg/l	Si mg/l	Sr µg/l
B1	5	< 20	< 20	12,4	< 20	15,0	39,7	< 20	345,7	< 0,1	0,1	255,5
B2	7	< 20	< 20	10,8	< 20	13,4	35,3	< 20	309,0	< 0,1	0,1	231,2
B3	10	< 20	< 20	12,7	< 20	15,1	42,1	< 20	354,2	< 0,1	0,1	262,6
B4	15	< 20	< 20	13,7	< 20	17,6	49,7	< 20	371,5	< 0,1	0,1	302,9
B5	20	< 20	< 20	13,7	< 20	15,9	44,4	< 20	381,7	< 0,1	0,1	297,9
B6	30	< 20	< 20	21,6	< 20	27,6	75,2	< 20	625,6	< 0,1	0,2	462,4
B7	40	< 20	< 20	23,5	< 20	28,7	81	< 20	668,6	< 0,1	0,2	507,1
B8	50	< 20	< 20	23,2	< 20	29,8	82,7	< 20	690,8	< 0,1	0,2	514,2
B9	53	< 20	< 20	23,9	< 20	30,1	83,6	< 20	691,8	< 0,1	0,2	531,4

Tab. A2: Hydrologische Messungen an Wasserproben aus dem Nordostarm des Radok-Sees bei einer Wassertiefe von 74 m.

Probe Radok	Wassertiefe (m)	Leitfähigkeit (µS/cm)	pH	Temp. (°C)	O ₂ (mg/l)	O ₂ (%)	Fluorid mg/l	Chlorid mg/l	Nitrit mg/l	Sulfat mg/l	Bromid mg/l	Nitrat mg/l	Phosphat mg/l
R-1	4	15	5,4	0,7	12,6	91	< 0,1	1,1	< 0,1	0,7	< 0,1	0,1	< 0,1
R-2	7	157,3	7,5	1,0	13,3	97	< 0,1	8,0	< 0,1	4,6	< 0,1	0,8	< 0,1
R-3	10	159,2	7,8	1,1	12,7	91	< 0,1	8,0	< 0,1	4,7	< 0,1	0,8	< 0,1
R-4	15	158	7,9	1,1	12,9	94	< 0,1	8,1	< 0,1	4,7	< 0,1	0,8	< 0,1
R-5	20	160,4	7,9	1,1	12,6	91	< 0,1	8,1	< 0,1	4,5	< 0,1	0,7	< 0,1
R-6	25	159,7	7,8	1,1	12,3	90	< 0,1	7,9	< 0,1	4,6	< 0,1	0,8	< 0,1
R-7	30	156,5	7,8	1,1	12,0	87	< 0,1	8,0	< 0,1	4,5	< 0,1	0,7	< 0,1
R-8	35	157,6	7,8	1,1	12,0	87	< 0,1	7,7	< 0,1	4,3	< 0,1	0,7	< 0,1
R-9	40	156	7,7	1,4	12,0	86	< 0,1	8,0	< 0,1	4,4	< 0,1	0,7	< 0,1
R-10	45	157	7,7	1,4	11,9	87	< 0,1	8,0	< 0,1	4,5	< 0,1	0,7	< 0,1
R-11	50	157,7	7,6	1,4	11,9	88	< 0,1	8,0	< 0,1	4,6	< 0,1	0,7	< 0,1
R-12	55	157,9	7,6	1,5	11,8	87	< 0,1	8,0	< 0,1	4,7	< 0,1	0,7	< 0,1
R-13	60	158,2	7,7	1,4	11,8	85	< 0,1	7,9	< 0,1	4,5	< 0,1	0,7	< 0,1
R-14	65	157	7,6	1,5	11,4	86	< 0,1	8,0	< 0,1	4,5	< 0,1	0,7	< 0,1
R-15	70	156,5	7,6	1,5	11,4	86	< 0,1	8,1	< 0,1	4,5	< 0,1	0,8	< 0,1
R-16	73	158	7,5	1,6	11,5	87	< 0,1	8,0	< 0,1	4,7	< 0,1	0,8	< 0,1

Probe Radok	Wassertiefe (m)	Al µg/l	Ba µg/l	Ca mg/l	Fe µg/l	K mg/l	Mg mg/l	Mn µg/l	Na mg/l	P mg/l	Si mg/l	Sr µg/l
R-1	4	< 20	< 20	0,1	< 20	0,1	0,1	< 20	0,9	< 0,1	< 0,1	< 20
R-2	7	< 20	< 20	4,4	< 20	0,9	2,5	< 20	11,9	< 0,1	0,5	35,3
R-3	10	< 20	< 20	3,5	< 20	0,9	2,5	< 20	12,2	< 0,1	1,2	30,6
R-4	15	< 20	< 20	3,8	< 20	0,9	2,5	< 20	12,2	< 0,1	1,5	33,1
R-5	20	< 20	< 20	4,0	< 20	0,9	2,5	< 20	12,0	< 0,1	1,3	32,9
R-6	25	< 20	< 20	3,3	< 20	0,9	2,5	< 20	12,0	< 0,1	1,4	29,8
R-7	30	< 20	< 20	3,7	< 20	0,9	2,5	< 20	11,9	< 0,1	1,2	31,6
R-8	35	< 20	< 20	4,4	< 20	0,8	2,5	< 20	11,8	< 0,1	0,9	35,0
R-9	40	< 20	< 20	3,2	< 20	0,9	2,5	< 20	12,1	< 0,1	1,2	29,0
R-10	45	< 20	< 20	3,1	< 20	0,9	2,5	< 20	12,1	< 0,1	1,4	28,3
R-11	50	< 20	< 20	3,7	< 20	0,9	2,5	< 20	12,1	< 0,1	1,3	32,7
R-12	55	< 20	< 20	4,1	< 20	0,9	2,5	< 20	12,2	< 0,1	1,5	34,7
R-13	60	< 20	< 20	3,8	< 20	0,9	2,5	< 20	12,1	< 0,1	1,5	32,7
R-14	65	< 20	< 20	3,9	< 20	0,9	2,6	< 20	12,2	< 0,1	1,5	33,1
R-15	70	< 20	< 20	4,2	< 20	0,9	2,6	< 20	12,2	< 0,1	1,4	34,9
R-16	73	< 20	< 20	3,4	< 20	0,9	2,6	< 20	12,5	< 0,1	0,4	29,4

Tab. A3: Hydrologische Messungen an Wasserproben aus dem Radok-See bei einer Wassertiefe von 357 m.

Probe Radok	Wassertiefe (m)	Leitfähigkeit (µS/cm)	pH	Temp. (°C)	O ₂ (mg/l)	O ₂ (%)	Fluorid mg/l	Chlorid mg/l	Nitrit mg/l	Sulfat mg/l	Bromid mg/l	Nitrat mg/l	Phosphat mg/l
RD-1	5	161,5	7,8	0,4	13,5	96	< 0,1	8,1	< 0,1	4,5	< 0,1	0,7	< 0,1
RD-2	10	164,3	7,8	0,4	13,7	99	< 0,1	8,1	< 0,1	4,7	< 0,1	0,7	< 0,1
RD-3	30	162,8	7,8	0,4	13,9	101	< 0,1	5,1	< 0,1	2,7	< 0,1	0,4	< 0,1
RD-4	60	164,5	7,7	0,4	13,9	101	< 0,1	6,8	< 0,1	3,8	< 0,1	0,6	< 0,1
RD-5	100	164,7	7,7	0,4	13,3	95	< 0,1	8,2	< 0,1	4,7	< 0,1	0,8	< 0,1
RD-6	150	162,8	7,8	0,5	13,6	98	< 0,1	6,3	< 0,1	3,5	< 0,1	0,6	< 0,1
RD-7	200	162	7,8	0,6	13,9	100	< 0,1	8,2	< 0,1	4,7	< 0,1	0,8	< 0,1
RD-8	250	161	7,8	0,8	14,1	102	< 0,1	8,3	< 0,1	4,5	< 0,1	0,8	< 0,1
RD-9	300	161	7,8	0,8	13,9	101	< 0,1	8,0	< 0,1	4,7	< 0,1	0,8	< 0,1
RD-10	330	161,3	7,8	0,8	13,7	100	< 0,1	7,9	< 0,1	4,6	< 0,1	0,8	< 0,1
RD-11	350	162,5	7,7	0,9	13,5	98	< 0,1	7,7	< 0,1	4,4	< 0,1	0,8	< 0,1
RD-12	357	164	8,3	0,4	14,2	102	< 0,1	10,8	< 0,1	4,6	< 0,1	0,8	< 0,1

Probe Radok	Wassertiefe (m)	Al µg/l	Ba µg/l	Ca mg/l	Fe µg/l	K mg/l	Mg mg/l	Mn µg/l	Na mg/l	P mg/l	Si mg/l	Sr µg/l
RD-1	5	< 20	< 20	4,6	< 20	0,8	2,5	< 20	11,9	< 0,1	1,4	34,5
RD-2	10	< 20	< 20	4,6	< 20	0,9	2,5	< 20	12,1	< 0,1	1,5	34,3
RD-3	30	< 20	< 20	3,9	< 20	0,5	1,6	< 20	7,4	< 0,1	1,4	28,4
RD-4	60	< 20	< 20	4,1	< 20	0,7	2,1	< 20	10,0	< 0,1	1,4	30,3
RD-5	100	< 20	< 20	4,7	< 20	0,8	2,5	< 20	12,1	< 0,1	1,5	34,6
RD-6	150	< 20	< 20	4,2	< 20	0,6	2,0	< 20	9,1	< 0,1	1,4	31,2
RD-7	200	< 20	< 20	4,6	< 20	0,9	2,5	< 20	12,0	< 0,1	1,5	34,7
RD-8	250	< 20	< 20	4,6	< 20	0,9	2,5	< 20	12,0	< 0,1	1,5	34,9
RD-9	300	< 20	< 20	4,6	< 20	0,8	2,5	< 20	12,1	< 0,1	1,5	34,7
RD-10	330	< 20	< 20	4,7	< 20	0,9	2,5	< 20	12,1	< 0,1	1,5	35
RD-11	350	< 20	< 20	4,6	< 20	0,9	2,6	< 20	12,7	< 0,1	1,5	34,9
RD-12	357	< 20	< 20	4,7	< 20	3,4	2,5	< 20	12,3	< 0,1	1,5	35,2

Tab. A4: Hydrologische Messungen an Wasserproben aus dem Zentrum des Terrasovoje-Sees bei einer Wassertiefe von 31 m.

Probe Terrasovoje	Wassertiefe (m)	Leitfähigkeit (µS/cm)	pH	Temp. (°C)	O ₂ (mg/l)	O ₂ (%)	Fluorid mg/l	Chlorid mg/l	Nitrit mg/l	Sulfat mg/l	Bromid mg/l	Nitrat mg/l	Phosphat mg/l
T1	4	1080	8,2	1,1	10,4	78	0,3	161,6	< 0,1	3,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
T2	7	1300	8,3	2,2	12,2	89	0,3	181,8	< 0,1	4,0	< 0,1	< 0,1	< 0,1
T3	10	1480	8,3	4,2	13,0	103	0,3	240,7	< 0,1	5,8	< 0,1	< 0,1	< 0,1
T4	13	1450	8,2	4,3	12,7	102	0,4	244,5	< 0,1	5,7	< 0,1	< 0,1	< 0,1
T5	16	1460	8,2	4,4	12,5	100	0,3	200,7	< 0,1	5,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1
T6	19	1470	8,1	4,5	11,9	96	0,3	249,3	< 0,1	6,7	< 0,1	< 0,1	< 0,1
T7	22	1480	8,1	4,4	12,0	94	0,3	242,6	< 0,1	6,9	< 0,1	< 0,1	< 0,1
T8	25	1408	8,1	4,4	11,4	93	0,3	249,7	< 0,1	6,6	< 0,1	< 0,1	< 0,1
T9	28	1480	8,0	4,4	10,9	86	0,3	243,1	< 0,1	6,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1
T10	30	1500	7,8	4,4	9,7	76	0,3	244,3	< 0,1	6,5	< 0,1	< 0,1	< 0,1
T11	31	1590	7,8	4,5	6,2	50	-	-	-	-	-	-	-

Probe Terrasovoje	Wassertiefe (m)	Al µg/l	Ba µg/l	Ca mg/l	Fe µg/l	K mg/l	Mg mg/l	Mn µg/l	Na mg/l	P mg/l	Si mg/l	Sr µg/l
T1	4	< 20	< 20	13,0	< 20	3,8	18,5	< 20	97,3	< 0,1	6,8	95,4
T2	7	< 20	< 20	14,8	< 20	4,0	21,4	< 20	109	< 0,1	7,9	108
T3	10	< 20	< 20	18,5	< 20	4,8	30,1	< 20	139	< 0,1	11,3	139
T4	13	< 20	< 20	18,0	< 20	5,0	31,3	< 20	140	< 0,1	10,5	137
T5	16	< 20	< 20	16,4	< 20	5,3	31,5	< 20	119	< 0,1	11,1	129
T6	19	< 20	< 20	19,9	< 20	5,0	32,0	< 20	144	< 0,1	12,5	148
T7	22	< 20	< 20	17,5	< 20	5,0	30,9	< 20	142	< 0,1	11,7	132
T8	25	< 20	< 20	20,8	< 20	5,0	31,6	< 20	141	< 0,1	12,0	151
T9	28	< 20	< 20	16,9	< 20	4,9	30,6	< 20	139	< 0,1	11,3	130
T10	30	< 20	< 20	15,6	< 20	4,9	30,3	129	138	< 0,1	13,3	133
T11	31	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Korngrößenanalyse

Tab. A5: Korngrößenzusammensetzung und statistische Korngrößenparameter, Sedimentkern Lz1013, Beaver-See.

Kern	Tiefe (cm)	Kies (%)	Sand (%)	Silt (%)	Ton (%)	Mittel (Phi)	Sortierung	Schiefe	Kurtosis	Mittel (μm)
Lz1013-1	1	0	3	34	63	10,0	2,6	-0,1	0,8	1,0
Lz1013-1	6	0	4	55	42	8,9	2,7	0,3	0,8	2,1
Lz1013-1	11	0	5	48	47	9,2	2,9	0,1	0,9	1,7
Lz1013-1	16	0	5	49	46	9,0	3,0	0,1	0,9	1,9
Lz1013-1	21	0	7	47	47	8,1	1,7	0,5	1,6	3,9
Lz1013-1	26	0	11	35	54	8,0	1,6	0,7	1,7	3,8
Lz1013-1	30	1	56	16	27	4,7	3,8	0,3	1,5	37,2
Lz1013-2	33	0	68	17	15	3,8	3,3	0,8	2,1	68,5
Lz1013-2	35	1	64	19	17	4,0	3,5	0,6	2,0	59,7
Lz1013-2	39	0	91	6	2	1,9	1,5	0,4	2,2	267,5
Lz1013-2	45	2	68	17	13	3,8	3,8	0,6	1,0	73,0
Lz1013-2	49	0	93	5	2	1,4	1,5	0,3	2,0	382,2
Lz1013-2	55	0	93	5	2	1,7	1,5	0,3	1,8	307,4
Lz1013-2	59	0	90	7	3	1,8	1,7	0,4	2,0	283,8
Lz1013-2	65	0	92	6	2	1,6	1,6	0,3	1,9	331,3
Lz1013-2	69	0	95	4	1	1,3	1,4	0,1	1,3	403,3
Lz1013-2	79	0	93	6	2	1,4	1,6	0,3	2,0	370,7
Lz1013-2	85	6	22	60	12	5,5	3,8	-0,2	1,4	21,9
Lz1013-2	87	9	37	40	13	4,7	4,0	0,0	1,2	38,8
Lz1013-2	89	37	40	18	5	1,4	4,1	0,2	0,9	388,8
Lz1013-2	93	88	6	5	2	-3,0	2,4	0,1	2,6	8074,2
Lz1013-2	99	53	21	20	7	0,1	5,1	0,5	0,8	962,9

Fortsetzung Tab. A5: Korngrößenzusammensetzung und statistische Korngrößenparameter, Sedimentkern Lz1013, Beaver-See.

Kern	Tiefe (cm)											Kies													
		Ton < 2 μm > 9 Phi	Silt 2-4 μm 8-9 Phi		4-8 μm 7-8 Phi		8-16 μm 6-7 Phi		16-32 μm 5-6 Phi		32-63 μm 4-5 Phi	Sand 63-125 μm 3-4 Phi		125-250 μm 2-3 Phi		250-500 μm 1-2 Phi		500-1000 μm 0-1 Phi		1-2 mm -1-0 Phi	> 2 mm < -1 Phi				
Lz1013-1	1	63	11	13	6	3	0																0		
Lz1013-1	6	42	12	18	16	9	0																	0	
Lz1013-1	11	47	14	15	11	6	1																	0	
Lz1013-1	16	46	13	14	11	9	1																	0	
Lz1013-1	21	47	12	12	14	10	-1																	0	
Lz1013-1	26	54	15	11	4	3	1																	0	
Lz1013-1	30	27	4	4	3	2	2	7	17	19	11	2	1												
Lz1013-2	33	15	5	5	4	3	1	9	19	26	13	2	0												
Lz1013-2	35	17	5	4	4	4	1	9	20	20	10	5	1												
Lz1013-2	39	2	1	2	1	1	1	6	21	53	10	2	0												
Lz1013-2	45	13	4	5	4	3	1	9	16	25	13	5	2												
Lz1013-2	49	2	1	1	1	1	0	3	12	42	32	5	0												
Lz1013-2	55	2						7	17	45	22	3	0												
Lz1013-2	59	3						7	15	44	22	1	0												
Lz1013-2	65	2						7	11	43	25	6	0												
Lz1013-2	69	1						7	11	35	25	16	0												
Lz1013-2	79	2						5	11	40	29	7	0												
Lz1013-2	85	12	10	14	17	15	4	8	3	10	1	1	6												
Lz1013-2	87	13	5	7	11	15	3	15	9	5	4	4	9												
Lz1013-2	89	5	2	3	5	7	2	10	8	8	6	8	37												
Lz1013-2	93	2						1	1	1	1	2	88												
Lz1013-2	99	7	2	3	5	7	2	6	4	3	3	4	53												

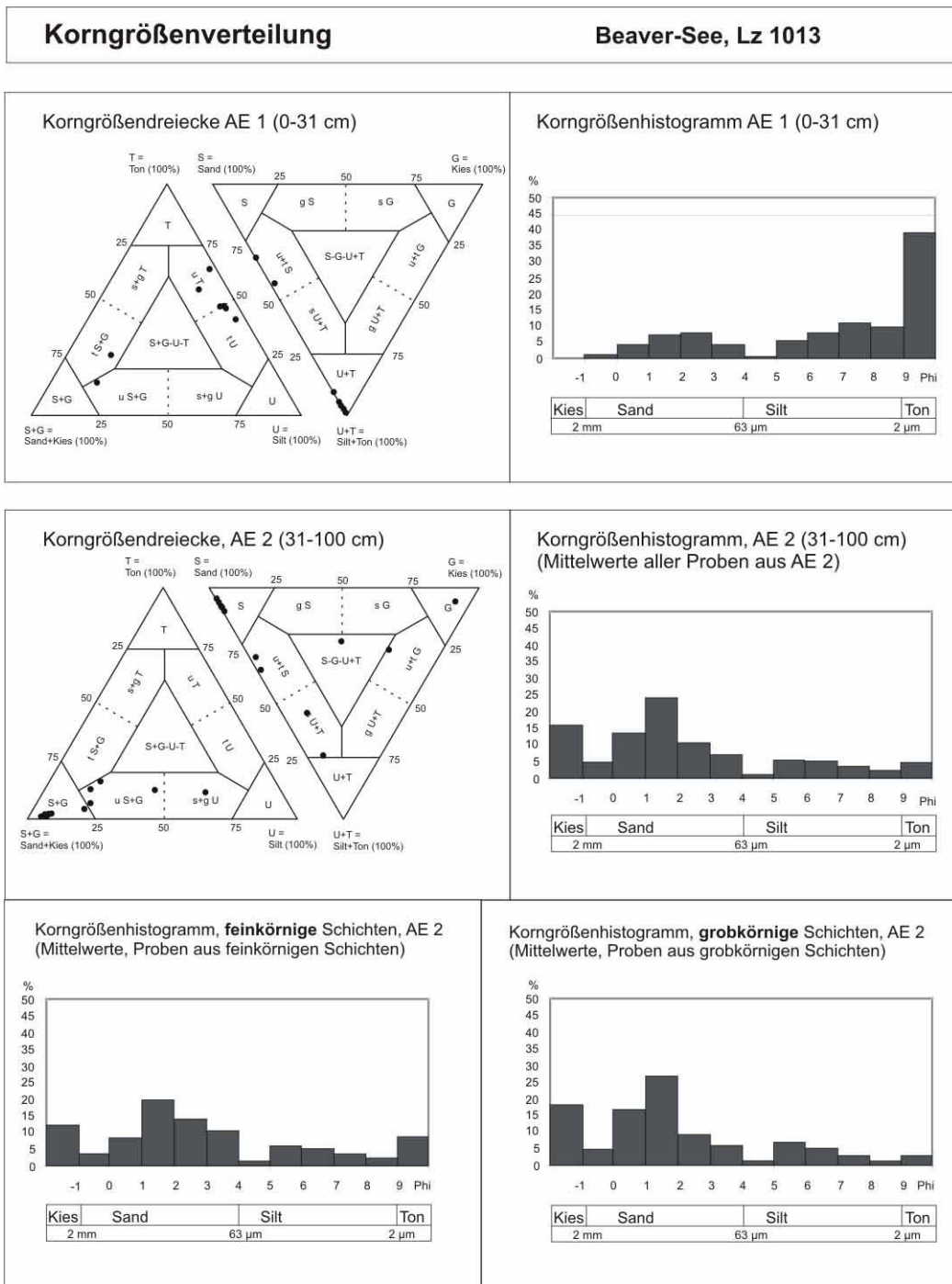


Abb. A9: Korngrößendreiecke und Korngrößenhistogramme von Kern Lz1013, Beaver-See. Linke Seite: Dreiecksdiagramme mit Sand+Kies/Silt/Ton-Verteilung und Kies/Sand/Silt+Ton-Verteilung. Diagramme und Nomenklatur angelehnt an Shepard (1954). Rechte Seite: Korngrößenhistogramme der einzelnen Ablagerungseinheiten. Es wurden die Mittelwerte aller Proben der jeweiligen Ablagerungseinheit verwendet.

Tab. A6: Korngrößenzusammensetzung und statistische Korngrößenparameter, Sedimentkern Lz1007, Radok-See.

Kern	Tiefe (cm)	Kies (%)	Sand (%)	Silt (%)	Ton (%)	Mittel (Phi)	Sortierung	Schiefe	Kurtosis	Mittel (μm)
Lz1007-1	1	0	26	52	22					
Lz1007-1	6	0	17	61	22	6,7	3,6	0,2	1,4	9,7
Lz1007-1	10	0	13	61	26	7,3	3,5	0,2	1,2	6,5
Lz1007-1	11	0	15	60	24	7,1	3,5	0,2	1,3	7,2
Lz1007-1	16	0	42	46	12	5,2	2,6	0,5	1,3	26,8
Lz1007-1	17	0	45	37	18	5,8	3,2	0,5	1,0	18,1
Lz1007-1	21	0	13	52	35	8,1	3,5	0,1	1,1	3,6
Lz1007-1	26	0	21	65	14	5,9	2,6	0,3	1,4	16,8
Lz1007-2	32	0	5	53	42	8,06	2,6	0,5	1,4	3,8
Lz1007-2	42	0	30	41	28	6,9	3,6	0,3	0,8	8,6
Lz1007-2	52	0	2	36	62	10,0	2,5	0,0	0,8	1,0
Lz1007-2	62	0	12	52	36	8,1	3,4	0,1	0,9	3,6
Lz1007-2	64	0	14	53	33	8,0	3,4	0,1	1,0	4,0
Lz1007-2	66	0	52	32	16	4,8	3,6	0,4	0,9	36,4
Lz1007-2	72	0	21	56	23	6,8	3,6	0,1	1,3	9,1
Lz1007-2	82	1	80	12	7	2,8	2,7	0,4	2,0	144,5
Lz1007-2	92	15	58	15	11	2,8	4,4	0,2	1,7	142,2
Lz1007-2	102	14	71	10	6	1,4	3,1	0,1	2,4	368,2
Lz1007-2	122	0	65	26	10	3,5	3,2	0,3	1,2	86,5
Lz1007-2	126	11	52	21	16	3,7	4,5	0,4	1,1	75,4
Lz1007-2	130	12	55	16	16	3,5	4,6	0,4	1,0	87,4
Lz1007-2	136	28	54	15	3	1,2	3,9	0,0	1,1	428,2
Lz1007-2	142	43	46	6	6	-0,5	4,0	0,1	1,3	1384,7
Lz1007-2	146	33	44	10	13	2,0	5,1	0,4	1,3	251,7
Lz1007-2	160	8	20	71	1	4,8	3,4	-0,4	1,0	35,4
Lz1007-2	170	4	89	3	4	1,2	1,9	0,3	2,4	437,1
Lz1007-2	180	6	74	18	3	2,5	2,7	0,3	1,3	175,4
Lz1007-2	190	42	54	3	1	-0,7	2,9	-0,2	0,8	1587,1
Lz1007-2	202	42	55	3	0	-0,6	2,5	-0,1	1,1	1465,0

Fortsetzung Tab. A6: Korngrößenzusammensetzung und statistische Korngrößenparameter, Sedimentkern Lz1007, Radok-See.

Kern	Tiefe (cm)	Ton					Silt					Sand					Kies
		< 2 µm > 9 Phi	2-4 µm 8-9 Phi	4-8 µm 7-8 Phi	8-16 µm 6-7 Phi	16-32 µm 5-6 Phi	32-63 µm 4-5 Phi	63-125 µm 3-4 Phi	125-250 µm 2-3 Phi	250-500 µm 1-2 Phi	500-1000 µm 0-1 Phi	1-2 mm -1-0 Phi	> 2 mm < -1 Phi				
Lz1007-1	1														0		
Lz1007-1	6	22	5	10	16	21	9								0		
Lz1007-1	10	26	6	9	15	20	9								0		
Lz1007-1	11	24	6	12	16	17	9								0		
Lz1007-1	16	12	3	5	8	16	13	35	5	1	1	0			0		
Lz1007-1	17	18	4	7	9	12	7	29	13	1	1	1			0		
Lz1007-1	21	35	9	13	15	14	2								0		
Lz1007-1	26	14	3	8	13	25	15	17	2	0	1	1			0		
Lz1007-2	32	42	17	16	10	7	3								0		
Lz1007-2	42	28	9	7	6	10	9	19	8	2	1	0			0		
Lz1007-2	52	62	13	13	7	3	0								0		
Lz1007-2	62	36	12	13	11	11	5	6	3	2	1	0			0		
Lz1007-2	64	33	11	14	15	10	3	7	3	2	2	0			0		
Lz1007-2	66	16	5	7	7	8	5	14	15	15	6	1			0		
Lz1007-2	72	23	7	13	15	16	6	7	4	5	4	1			0		
Lz1007-2	82	7						13	27	23	14	3			1		
Lz1007-2	92	11	2	3	3	4	3	11	16	14	10	6			15		
Lz1007-2	102	6						1	24	17	23	7			14		
Lz1007-2	122	10	2	3	5	9	7	17	14	14	15	5			0		
Lz1007-2	126	16	3	4	4	6	5	9	10	14	12	7			11		
Lz1007-2	130	16	3	4	3	4	3	5	13	16	12	9			12		
Lz1007-2	136	3						17	8	11	10	7			28		
Lz1007-2	142	6						3	9	13	12	8			43		
Lz1007-2	146	13	3	3	2	2	1	5	9	10	14	7			33		
Lz1007-2	160	1						2	4	6	5	3			8		
Lz1007-2	170	4						3	10	33	34	10			4		
Lz1007-2	180	3	6	2	3	3	4	15	15	18	21	5			6		
Lz1007-2	190	1						4	10	16	14	11			42		
Lz1007-2	202	0						2	7	14	16	15			42		

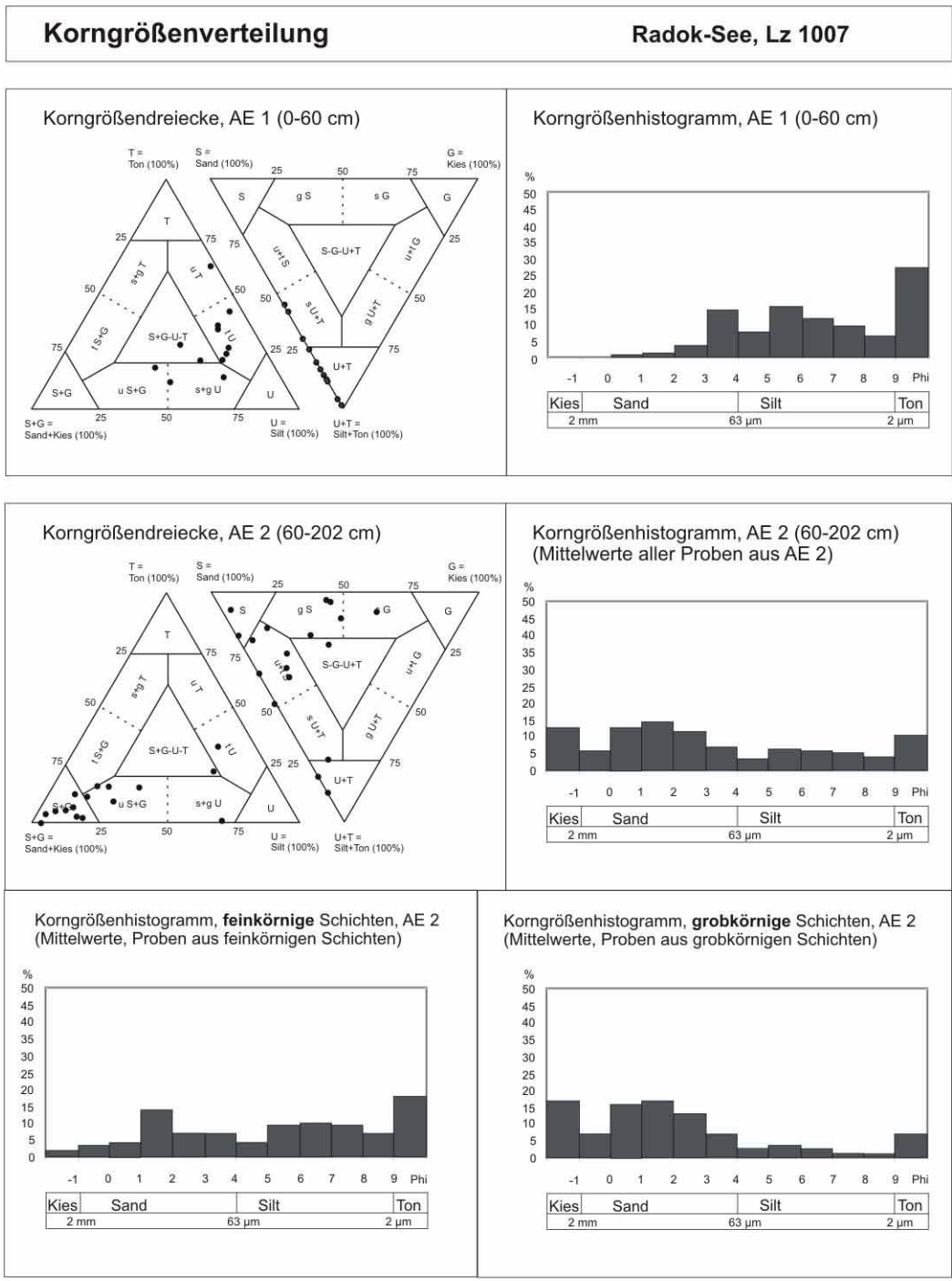


Abb. A10: Korngrößendreiecke und Korngrößenhistogramme von Kern Lz1007, Radok-See. Linke Seite: Dreiecksdiagramme mit Sand+Kies/Silt/Ton-Verteilung und Kies/Sand/Silt+Ton-Verteilung. Diagramme und Nomenklatur angelehnt an Shepard (1954). Rechte Seite: Korngrößenhistogramme der einzelnen Ablagerungseinheiten. Es wurden die Mittelwerte aller Proben der jeweiligen Ablagerungseinheit verwendet.

Tab. A7: Korngrößenzusammensetzung und statistische Korngrößenparameter, Sedimentkern Lz1010, Radok-See.

Kern	Tiefe (cm)	Kies (%)	Sand (%)	Silt (%)	Ton (%)	Mittel (Phi)	Sortierung	Schiefte	Kurtosis	Mittel (μm)
Lz1010-1	11	0	4	46	50	9,1	3,1	0,0	0,8	1,9
Lz1010-1	16	0	0	29	71					
Lz1010-1	17	0	28	28	44	7,9	3,9	-0,1	0,6	4,3
Lz1010-1	18	0	28	39	34	7,2	3,7	0,2	0,7	6,6
Lz1010-2	26	0	6	47	47	8,9	3,2	0,0	0,9	2,1
Lz1010-2	34	0	6	36	58	9,6	3,1	-0,1	0,9	1,3
Lz1010-2	46	0	3	26	71	10,4	2,5	-0,1	0,9	0,8
Lz1010-2	52	0	30	40	30	6,9	3,7	0,2	0,7	8,1
Lz1010-2	62	0	13	37	49	8,7	3,4	-0,1	0,8	2,3
Lz1010-2	70	2	26	32	39	7,5	4,2	-0,1	0,7	5,4
Lz1010-2	82	3	24	37	37	7,4	3,8	0,1	0,7	5,8
Lz1010-2	96	0	25	39	36	7,3	3,7	0,2	0,7	6,3
Lz1010-2	120	0	27	40	34	7,3	3,8	0,1	0,7	6,2
Lz1010-2	148	1	35	31	33	7,0	3,8	0,2	0,7	7,7
Lz1010-2	162	0	41	30	28	6,5	3,7	0,4	0,7	11,4
Lz1010-2	168	1	27	43	29	6,8	3,7	0,3	0,8	8,9
Lz1010-2	172	3	33	31	33	6,4	4,5	0,1	0,8	11,6
Lz1010-2	180	3	36	26	35	6,4	4,7	0,0	0,7	11,8
Lz1010-2	182	2	21	41	35	7,3	4,1	0,1	0,9	6,5
Lz1010-2	192	7	36	22	34	6,0	5,1	0,0	0,7	15,8
Lz1010-2	234	7	35	22	36	6,2	5,1	0,0	0,7	13,8
Lz1010-3	268	10	43	22	25	4,7	5,0	0,3	0,7	39,3
Lz1010-3	314	2	40	23	35	6,1	4,8	0,0	0,7	14,1
Lz1010-3	352	4	37	23	36	6,3	4,9	0,0	0,7	12,7
Lz1010-3	392	7	34	24	35	6,2	5,1	-0,1	0,7	13,9
Lz1010-3	452	4	35	26	35	6,4	4,8	-0,1	0,7	11,6
Lz1010-4	468	6	35	26	33	6,1	4,9	0,0	0,7	14,2
Lz1010-4	524	3	34	26	38	6,7	4,8	-0,1	0,7	9,9
Lz1010-4	548	12	29	24	35	6,3	4,8	0,0	0,7	12,8
Lz1010-4	588	3	37	25	35	6,0	5,6	-0,1	0,8	15,9

Fortsetzung Tab. A7: Korngrößenzusammensetzung und statistische Korngrößenparameter, Sedimentkern Lz1010, Radok-See.

Kern	Tiefe (cm)	Ton						Silt						Sand						Kies							
		< 2 µm	2-4 µm	4-8 µm	8-16 µm	16-32 µm	32-63 µm	63-125 µm	125-250 µm	250-500 µm	500-1000 µm	1-2 mm	> 2 mm	> 9 Phi	8-9 Phi	7-8 Phi	6-7 Phi	5-6 Phi	4-5 Phi		3-4 Phi	2-3 Phi	1-2 Phi	0-1 Phi	-1-0 Phi	< -1 Phi	
		Lz1010-1	11	50	10	10	12	9	4																		
Lz1010-1	16																										0
Lz1010-1	17	44	7	5	6	6	4	16	10	2	0	0	0	0													0
Lz1010-1	18	34	6	8	9	9	5	16	10	1	0	0	0	0													0
Lz1010-2	26	47	11	11	11	11	3																				0
Lz1010-2	34	58	9	10	13	4	1																				0
Lz1010-2	46	71	11	8	4	3	1																				0
Lz1010-2	52	30	7	8	8	10	6	16	11	2	0	0	0	0													0
Lz1010-2	62	49	10	10	8	6	3	8	4	0	0	0	0	0													0
Lz1010-2	70	39	8	7	6	7	4	12	8	2	2	2	2	2													2
Lz1010-2	82	37	7	8	8	8	6	15	7	1	0	0	0	0													3
Lz1010-2	96	36	5	7	9	11	7	17	7	1	0	0	0	0													0
Lz1010-2	120	34	8	9	9	8	6	15	8	3	0	0	0	0													0
Lz1010-2	148	33	5	7	10	4	5	19	13	2	1	1	1	1													1
Lz1010-2	162	28	6	7	6	6	6	23	16	2	0	0	0	0													0
Lz1010-2	168	29	6	6	8	14	9	17	5	2	2	2	1	1													1
Lz1010-2	172	33	5	6	6	9	5	11	8	6	5	3	3	3													3
Lz1010-2	180	35	5	6	5	6	4	8	9	8	7	4	3	3													3
Lz1010-2	182	35	5	8	12	10	6	9	4	3	3	2	2	2													2
Lz1010-2	192	34	5	5	5	5	2	6	8	8	8	6	7	7													7
Lz1010-2	234	36	5	4	6	4	2	6	7	9	8	6	7	7													7
Lz1010-3	268	25						5	7	8	13	9	10	10													10
Lz1010-3	314	35	5	6	5	5	2	6	8	10	10	7	2	2													2
Lz1010-3	352	36	6	5	6	5	2	7	8	8	8	5	4	4													4
Lz1010-3	392	35	5	6	5	5	2	6	8	8	8	5	7	7													7
Lz1010-3	452	35	6	7	6	5	2	6	8	9	8	5	4	4													4
Lz1010-4	468	33	6	6	6	5	3	7	8	8	8	5	6	6													6
Lz1010-4	524	38	6	6	6	6	2	6	7	7	7	5	3	3													3
Lz1010-4	548	35	6	6	5	5	3	6	7	7	5	4	12	12													12
Lz1010-4	588	35	5	6	6	6	2	7	9	8	7	6	3	3													3

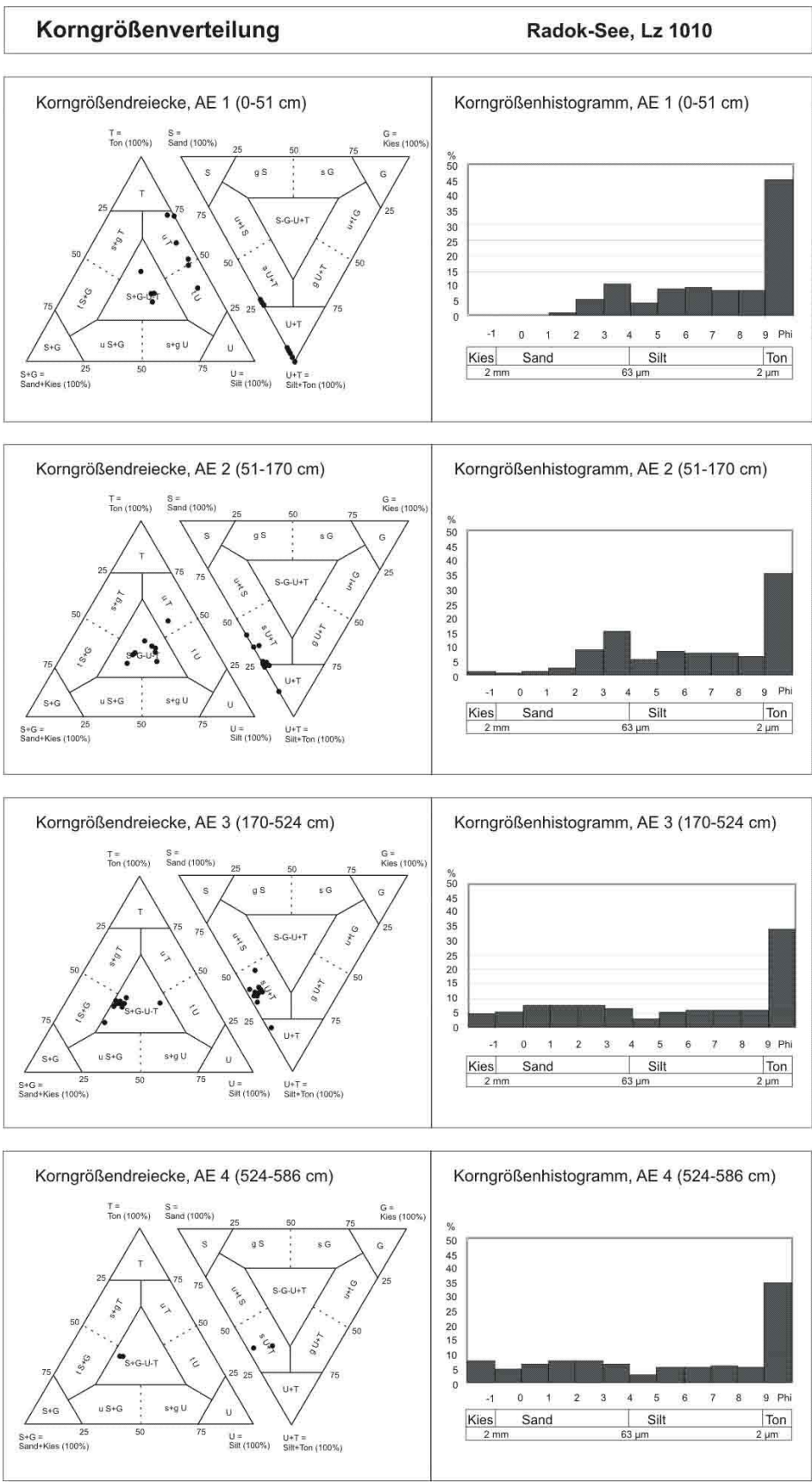


Abb. A11: Korngrößendreiecke und Korngrößenhistogramme von Kern Lz1010, Radok-See. Linke Seite: Dreiecksdiagramme mit Sand+Kies/Silt/Ton-Verteilung und Kies/Sand/Silt+Ton-Verteilung. Diagramme und Nomenklatur angelehnt an Shepard (1954). Rechte Seite: Korngrößenhistogramme der einzelnen Ablagerungseinheiten. Es wurden die Mittelwerte aller Proben der jeweiligen Ablagerungseinheit verwendet.

Tab. A8: Korngrößenzusammensetzung und statistische Korngrößenparameter, Sedimentkern Lz1012, Radok-See.

Kern	Tiefe (cm)	Kies (%)	Sand (%)	Silt (%)	Ton (%)	Mittel (Phi)	Sortierung	Schiefe	Kurtosis	Mittel (μm)
Lz1012-1	1	0	20	32	47	8,0	4,4	-0,2	0,9	4,0
Lz1012-1	2	0	33	35	32	6,5	4,6	0,0	0,8	10,8
Lz1012-1	3	0	36	33	30	6,4	4,6	-0,1	0,7	11,8
Lz1012-1	4	0	19	45	36	7,6	4,1	-0,1	1,1	5,2
Lz1012-1	5	0	19	51	31	7,3	4,0	0,0	1,1	6,6
Lz1012-1	6	0	31	39	31	7,0	3,7	0,2	0,7	7,8
Lz1012-1	7	0	30	43	27	6,5	4,3	0,0	0,9	11,4
Lz1012-1	8	0	43	32	25	6,3	3,7	0,4	0,8	12,9
Lz1012-1	9	0	13	47	40	8,3	3,7	-0,1	1,1	3,2
Lz1012-1	10	0	20	41	39	7,6	4,2	-0,1	1,0	5,2
Lz1012-1	11	0	33	34	32	6,5	4,6	0,0	0,7	10,9
Lz1012-1	12	0	36	34	30	6,9	3,7	0,2	0,7	8,6
Lz1012-1	13	0	44	33	23	6,2	3,5	0,4	0,8	13,6
Lz1012-1	14	0	33	44	22	6,1	4,2	-0,1	0,9	14,2
Lz1012-1	15	0	29	49	22	6,1	4,1	0,0	1,0	14,2
Lz1012-1	16	0	72	23	6	3,9	2,0	0,5	1,7	68,0
Lz1012-1	17	0	86	11	3	3,0	1,3	0,3	1,8	121,9
Lz1012-1	18	0	91	7	2	2,8	1,1	0,3	1,6	139,9
Lz1012-1	19	0	94	5	0	2,6	1,0	0,1	1,2	159,9
Lz1012-1	20	0	93	5	2	2,4	1,2	0,3	1,5	192,3
Lz1012-1	21	0	39	30	31	6,7	4,0	0,2	0,7	9,6
Lz1012-1	22	0	38	34	28	6,6	3,9	0,2	0,7	10,1
Lz1012-1	23	0	51	31	18	5,3	3,4	0,6	0,9	25,3
Lz1012-1	24	0	56	29	14	4,1	4,0	0,3	1,0	56,7
Lz1012-1	25	0	30	35	35	6,8	4,5	-0,1	0,8	8,7
Lz1012-1	26	0	28	38	33	6,8	4,5	-0,1	0,8	8,7

Fortsetzung Tab. A8: Korngrößenzusammensetzung und statistische Korngrößenparameter, Sedimentkern Lz1012, Radok-See.

Kern	Tiefe (cm)	Silt						Sand					Kies	
		< 2 µm > 9 Phi	2-4 µm 8-9 Phi	4-8 µm 7-8 Phi	8-16 µm 6-7 Phi	16-32 µm 5-6 Phi	32-63 µm 4-5 Phi	63-125 µm 3-4 Phi	125-250 µm 2-3 Phi	250-500 µm 1-2 Phi	500-1000 µm 0-1 Phi	1-2 mm -1-0 Phi	> 2 mm < -1 Phi	
Lz1012-1	1	47	8	8	6	7	3							0
Lz1012-1	2	32	7	8	9	9	2							0
Lz1012-1	3	30	6	11	9	6	2							0
Lz1012-1	4	36	12	12	11	9	1							0
Lz1012-1	5	31	9	13	13	13	3							0
Lz1012-1	6	31	7	9	8	10	6	18	9	3	2	0	0	
Lz1012-1	7	27	8	11	11	9	3							0
Lz1012-1	8	25	6	7	7	8	4	21	19	3	0	0	0	
Lz1012-1	9	40	12	13	10	8	4							0
Lz1012-1	10	39	11	10	9	8	3							0
Lz1012-1	11	32	7	8	8	9	3							0
Lz1012-1	12	30	7	7	8	9	3	21	13	1	1	0	0	
Lz1012-1	13	23	6	7	8	8	4	26	16	1	0	0	0	
Lz1012-1	14	22	10	14	9	6	6							0
Lz1012-1	15	22	6	11	13	14	4							0
Lz1012-1	16	6	2	3	4	7	6	38	29	4	0	0	0	
Lz1012-1	17	3	1	1	2	4	2	36	41	8	1	0	0	
Lz1012-1	18	2	1	1	1	2	1	29	48	13	1	0	0	
Lz1012-1	19	0						25	48	21	0	0	0	
Lz1012-1	20	2	1	1	1	2	1	16	40	33	4	0	0	
Lz1012-1	21	31	6	7	7	7	3	18	14	6	1	0	0	
Lz1012-1	22	28	7	7	8	7	4	17	13	6	2	0	0	
Lz1012-1	23	18	5	6	7	8	5	25	21	4	1	0	0	
Lz1012-1	24	14	4	4	6	9	6							0
Lz1012-1	25	35	7	9	8	7	3							0
Lz1012-1	26	33	9	9	9	8	3							0

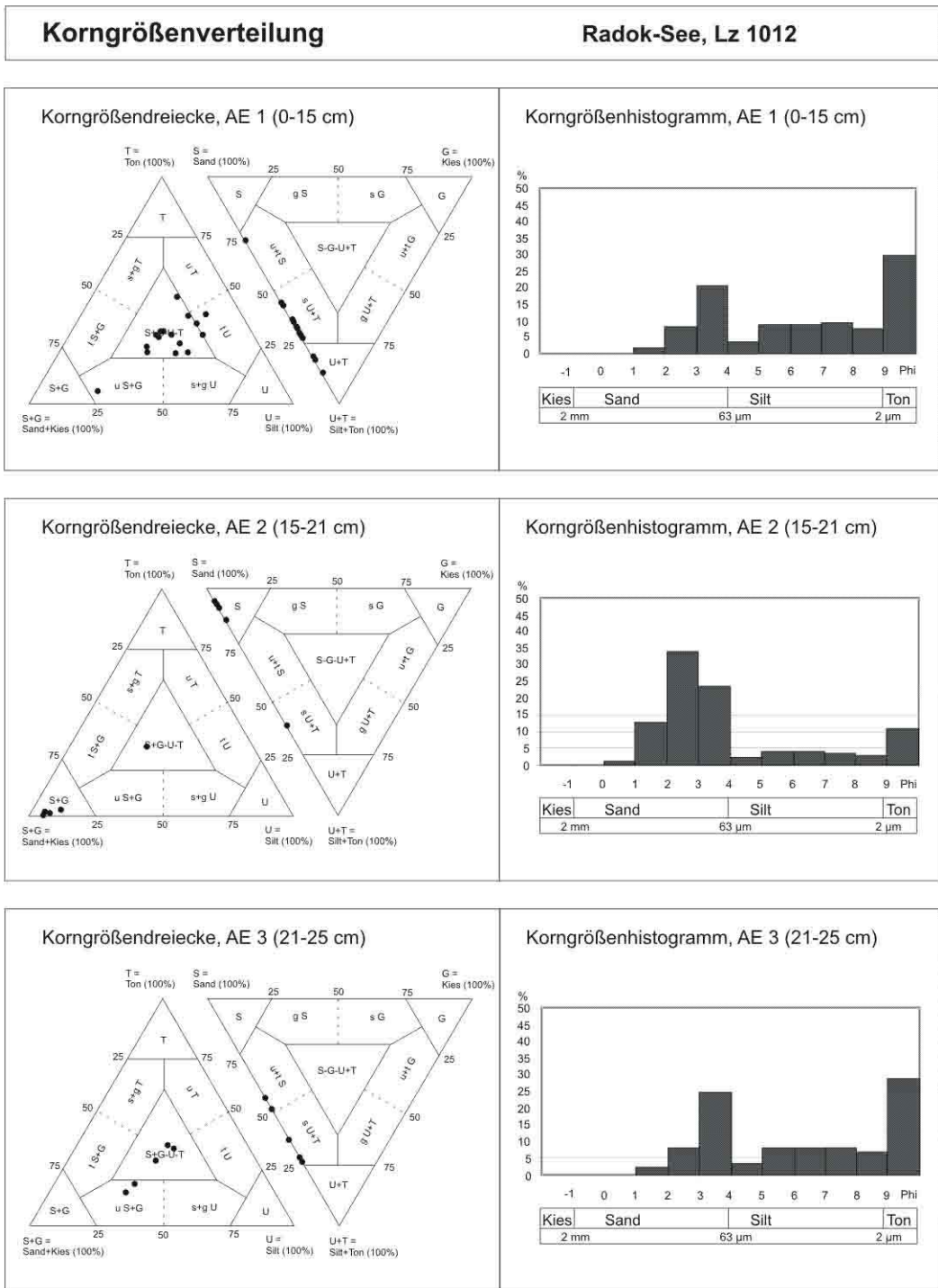


Abb. A12: Korngrößendreiecke und Korngrößenhistogramme von Lz1012, Radok-See.
 Linke Seite: Dreiecksdiagramme mit Sand+Kies/Silt/Ton-Verteilung und Kies/Sand/Silt+Ton-Verteilung.
 Diagramme und Nomenklatur angelehnt an Shepard (1954).
 Rechte Seite: Korngrößenhistogramme der einzelnen Ablagerungseinheiten. Es wurden die Mittelwerte aller Proben der jeweiligen Ablagerungseinheit verwendet.

Tab. A9: Korngrößenzusammensetzung und statistische Korngrößenparameter, Sedimentkern Lz1005, Terrasovoje-See.

Kern	Tiefe (cm)	Kies (%)	Sand (%)	Silt (%)	Ton (%)	Mittel (Phi)	Sortierung	Schiefe	Kurtosis	Mittel (μm)
Lz1005-1				24	76					
Lz1005-1				14	86					
Lz1005-1				26	74					
Lz1005-1				27	73					
Lz1005-1				33	67					
Lz1005-2				3	97					
Lz1005-2				41	59					
Lz1005-2				15	85					
Lz1005-2				20	80					
Lz1005-2				23	77					
Lz1005-3	282	7	45	31	17	4,8	4,2	0,3	1,1	35,1
Lz1005-3	292	3	44	39	14	5,0	3,4	0,3	1,2	31,2
Lz1005-3	303	3	50	34	12	4,3	3,6	0,3	1,2	50,5
Lz1005-3	312	20	39	35	6	3,0	4,8	-0,1	0,9	121,8
Lz1005-3	322	3	51	33	13	4,8	3,0	0,5	1,1	36,0
Lz1005-3	332	1	48	40	11	4,8	2,6	0,5	1,4	35,9
Lz1005-3	342	0	48	42	10	4,8	2,5	0,5	1,4	36,8
Lz1005-3	352	0	52	39	9	4,6	2,3	0,6	1,5	42,2
Lz1005-3	362	0	50	36	14	5,0	2,9	0,6	1,1	32,3
Lz1005-3	372	0	53	33	14	5,0	3,0	0,6	1,0	30,6
Lz1005-3	382	2	51	44	3	4,7	2,3	0,4	0,9	39,5
Lz1005-3	392	0	56	34	10	4,4	2,5	0,5	1,5	47,8
Lz1005-3	403	8	57	27	8	3,3	3,5	0,2	1,1	101,5
Lz1005-3	413	17	46	25	12	3,2	4,4	0,1	1,1	107,6
Lz1005-3	423	10	38	37	15	4,4	4,2	0,1	1,2	47,3
Lz1005-3	433	18	50	27	5	2,8	4,0	0,0	1,1	138,9
Lz1005-3	443	13	50	26	11	3,4	4,2	0,2	1,1	92,4
Lz1005-3	453	10	55	24	12	3,6	4,1	0,3	1,1	83,0
Lz1005-3	463	10	54	21	15	3,8	4,3	0,3	1,1	71,5
Lz1005-3	473	10	54	25	10	3,5	3,9	0,2	1,3	89,1
Lz1005-3	483	13	44	28	15	3,8	4,5	0,2	1,0	70,2
Lz1005-3	493	16	54	18	12	3,1	4,3	0,3	1,2	120,4
Lz1005-4	502	18	50	17	15	3,3	4,8	0,3	1,1	99,4
Lz1005-4	512	21	54	15	10	2,4	4,2	0,2	1,4	195,5
Lz1005-4	522	15	57	16	13	3,0	4,2	0,3	1,3	123,1
Lz1005-4	532	15	67	7	10	2,4	3,7	0,1	2,6	195,3
Lz1005-4	542	12	80	4	4	1,8	2,2	-0,2	2,6	296,4
Lz1005-4	552	30	53	9	8	1,4	3,7	0,0	1,2	382,5

Fortsetzung Tab. A9: Korngrößenzusammensetzung und statistische Korngrößenparameter, Sedimentkern Lz1005, Terrasovoje-See.

Kern	Tiefe (cm)	Silt						Sand					Kies	
		< 2 µm > 9 Phi	2-4 µm 8-9 Phi	4-8 µm 7-8 Phi	8-16 µm 6-7 Phi	16-32 µm 5-6 Phi	32-63 µm 4-5 Phi	63-125 µm 3-4 Phi	125-250 µm 2-3 Phi	250-500 µm 1-2 Phi	500-1000 µm 0-1 Phi	1-2 mm -1-0 Phi	> 2 mm < -1 Phi	
Lz1005-1														
Lz1005-1														
Lz1005-1														
Lz1005-1														
Lz1005-2														
Lz1005-2														
Lz1005-2														
Lz1005-2														
Lz1005-2														
Lz1005-3	282	17	6	8	6	7	5	17	14	7	4	3	7	
Lz1005-3	292	14	4	8	9	11	8	20	13	6	4	1	3	
Lz1005-3	303	12	3	6	7	11	7	18	12	9	6	5	3	
Lz1005-3	312	6	10	9	5	6	5	14	11	7	4	4	20	
Lz1005-3	322	13	3	9	4	9	9	30	16	3	1	1	3	
Lz1005-3	332	11	2	6	6	11	14	31	14	2	1	0	1	
Lz1005-3	342	10	3	4	9	15	11	31	13	2	1	0	0	
Lz1005-3	352	9	2	3	7	15	12	36	15	1	0	0	0	
Lz1005-3	362	14	2	8	5	9	11	31	16	2	1	0	0	
Lz1005-3	372	14	3	9	5	8	8	30	18	4	1	0	0	
Lz1005-3	382	3	12	3	8	11	10	31	16	3	1	1	2	
Lz1005-3	392	10	2	3	7	11	11	33	18	4	1	1	0	
Lz1005-3	403	8	2	3	6	9	7	16	12	6	19	4	8	
Lz1005-3	413	12	3	3	6	8	5	16	11	7	6	5	17	
Lz1005-3	423	15	3	5	10	10	8	16	9	6	4	4	10	
Lz1005-3	433	5						16	14	8	7	5	18	
Lz1005-3	443	11	4	5	6	6	5	13	15	9	7	5	13	
Lz1005-3	453	12	5	5	5	6	3	13	14	13	9	7	10	
Lz1005-3	463	15	3	4	4	6	3	13	14	11	9	6	10	
Lz1005-3	473	10	3	4	5	7	6	17	15	10	6	5	10	
Lz1005-3	483	15	4	5	7	9	3	12	11	9	7	6	13	
Lz1005-3	493	12	3	4	4	4	3	13	15	12	9	6	16	
Lz1005-4	502	15	3	3	4	5	3	12	14	13	6	6	18	
Lz1005-4	512	10	2	2	3	4	3	10	18	13	7	6	21	
Lz1005-4	522	13	2	3	3	5	4	12	16	13	8	7	15	
Lz1005-4	532	10	2	2	2	1	1	15	35	10	4	4	15	
Lz1005-4	542	4						6	45	21	5	4	12	
Lz1005-4	552	8	3	2	2	1	1	10	22	12	5	5	30	

Korngrößenverteilung

Terrasovoje-See, Lz 1005

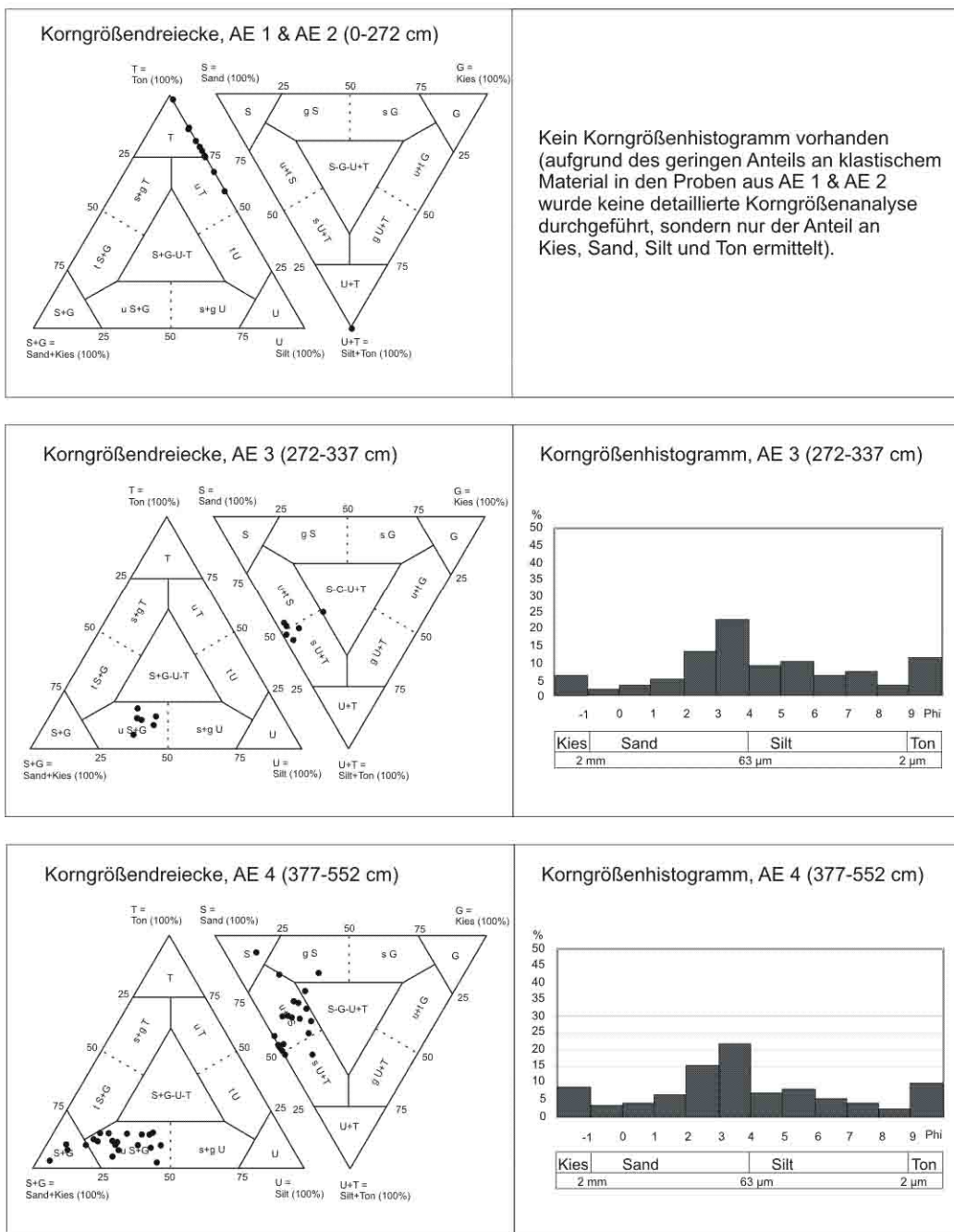


Abb. A13: Korngrößendreiecke und Korngrößenhistogramme von Kern Lz1005, Terrasovoje-See. Linke Seite: Dreiecksdiagramme mit Sand+Kies/Silt/Ton-Verteilung und Kies/Sand/Silt+Ton-Verteilung. Diagramme und Nomenklatur angelehnt an Shepard (1954). Rechte Seite: Korngrößenhistogramme der einzelnen Ablagerungseinheiten. Es wurden die Mittelwerte aller Proben der jeweiligen Ablagerungseinheit verwendet.

Gesamtmineralogie

Tab. A10: Gesamtmineralogie, Sedimentkern Lz1013, Beaver-See.

Kern	Tiefe (cm)	Qz (%)	Plag (%)	KF (%)	Fsp (%)	Amph (%)	Px (%)	10 Å (%)	7 Å (%)	Qz/Fsp	Plag/KF
Lz1013-1	1	52	6	11	17	1	11	6	14	3,1	0,5
Lz1013-1	16	46	6	12	17	1	7	13	15	2,7	0,5
Lz1013-1	26	60	6	9	15	0	9	6	10	4,2	0,7
Lz1013-2	33	73	2	15	17	0	3	3	4	4,2	0,1
Lz1013-2	39	80	0	16	16	0	1	1	1	4,9	0,0
Lz1013-2	45	74	2	13	15	0	3	4	4	4,9	0,2
Lz1013-2	59	80	0	13	13	0	2	2	3	6,1	0,0
Lz1013-2	79	88	1	7	8	0	2	1	2	10,7	0,1
Lz1013-2	87	60	1	7	9	0	8	16	8	6,8	0,2
Lz1013-2	89	65	1	8	8	0	5	13	8	7,7	0,1
Lz1013-2	99	67	1	6	8	0	6	13	6	8,9	0,2

Tab. A11: Gesamtmineralogie, Sedimentkern Lz1007, Radok-See.

Kern	Tiefe (cm)	Qz (%)	Plag (%)	KF (%)	Fsp (%)	Amph (%)	Px (%)	10 Å (%)	7 Å (%)	Qz/Fsp	Plag/KF
Lz1007-1	1	71	4	9	13	0	8	3	4	5,4	0,4
Lz1007-1	6	66	5	10	15	0	7	6	5	4,3	0,5
Lz1007-1	11	66	5	9	14	0	10	4	5	4,6	0,5
Lz1007-1	16	68	5	11	16	0	7	5	4	4,3	0,4
Lz1007-1	17	73	4	10	14	1	6	3	3	5,1	0,4
Lz1007-1	26	65	6	11	17	1	7	5	5	3,8	0,5
Lz1007-2	32	58	11	10	21	1	11	3	6	2,8	1,1
Lz1007-2	66	71	5	14	19	1	5	2	3	3,7	0,3
Lz1007-2	72	66	8	10	18	1	6	4	5	3,6	0,8
Lz1007-2	92	75	4	13	18	0	4	1	2	4,2	0,3
Lz1007-2	122	75	3	12	15	1	5	2	2	4,9	0,3
Lz1007-2	130	75	5	11	16	0	5	2	2	4,7	0,4
Lz1007-2	142	80	5	9	14	0	4	1	1	5,6	0,6
Lz1007-2	146	62	5	22	27	0	3	3	4	2,2	0,2
Lz1007-2	160	81	3	8	11	1	4	1	2	7,4	0,3
Lz1007-2	180	59	4	30	34	0	3	3	2	1,8	0,1
Lz1007-2	190	61	8	25	33	1	3	2	1	1,8	0,3
Lz1007-2	202	84	1	7	8	3	3	1	2	10,5	0,2

Tab. A12: Gesamtmineralogie, Sedimentkern Lz1010, Radok-See.

Kern	Tiefe (cm)	Qz (%)	Plag (%)	KF (%)	Fsp (%)	Amph (%)	Px (%)	10 Å (%)	7 Å (%)	Qz/Fsp	Plag/KF
Lz1010-1	1	66	11	10	21	1	10	1	1	3,2	1,1
Lz1010-1	6	71	9	9	18	1	8	1	1	3,9	1,1
Lz1010-1	16	57	13	9	22	2	11	3	5	2,6	1,4
Lz1010-1	17	59	13	14	27	2	8	2	3	2,2	0,9
Lz1010-1	18	61	13	12	24	2	10	1	2	2,5	1,1
Lz1010-2	26	53	13	13	26	2	11	3	4	2,0	1,0
Lz1010-2	34	57	13	9	21	2	10	3	6	2,7	1,5
Lz1010-2	46	54	12	11	23	2	8	4	8	2,4	1,0
Lz1010-2	62	60	15	11	26	1	10	1	2	2,3	1,4
Lz1010-2	70	62	14	11	24	3	9	1	1	2,6	1,3
Lz1010-2	82	52	19	15	34	3	7	2	2	1,5	1,3
Lz1010-2	120	48	21	17	38	2	7	2	2	1,3	1,3
Lz1010-2	148	55	17	14	30	2	11	1	1	1,8	1,2
Lz1010-2	162	54	20	14	34	2	9	1	1	1,6	1,4
Lz1010-2	168	47	26	16	42	1	7	1	2	1,1	1,7
Lz1010-2	172	64	12	14	26	2	6	1	2	2,5	0,8
Lz1010-2	180	67	10	14	24	1	5	1	2	2,8	0,7
Lz1010-2	182	56	16	13	29	6	6	1	2	2,0	1,2
Lz1010-2	192	70	9	14	22	0	4	1	2	3,1	0,6
Lz1010-3	268	65	8	20	27	1	4	1	2	2,4	0,4
Lz1010-3	314	66	6	18	25	1	4	1	3	2,7	0,3
Lz1010-3	352	58	10	21	31	1	4	2	4	1,8	0,5
Lz1010-3	392	64	7	18	25	1	3	2	4	2,5	0,4
Lz1010-3	452	64	6	18	24	1	4	2	4	2,7	0,3
Lz1010-3	466	61	9	20	29	1	4	2	4	2,1	0,5
Lz1010-4	524	69	8	13	21	0	4	2	3	3,2	0,6
Lz1010-4	548	60	8	18	26	1	6	2	4	2,3	0,5
Lz1010-4	588	57	7	23	30	3	5	2	4	1,9	0,3

Tab. A13: Gesamtmineralogie, Sedimentkern Lz1012, Radok-See.

Kern	Tiefe (cm)	Qz (%)	Plag (%)	KF (%)	Fsp (%)	Amph (%)	Px (%)	10 Å (%)	7 Å (%)	Plag/KF
Lz1012-1	1	54	11	11	22	1	9	5	8	0,99
Lz1012-1	2	45	18	20	37	0	5	5	7	0,89
Lz1012-1	6	58	10	13	23	1	5	5	8	0,74
Lz1012-1	10	44	13	20	33	1	5	6	11	0,66
Lz1012-1	11	49	16	16	32	0	5	5	9	1,04
Lz1012-1	12	45	12	24	36	1	4	6	9	0,50
Lz1012-1	15	40	18	21	39	0	6	6	9	0,84
Lz1012-1	18	37	18	38	56	0	2	2	3	0,48
Lz1012-1	20	38	18	40	58	0	1	1	2	0,45
Lz1012-1	26	49	13	17	31	2	8	4	6	0,79

Tab. A14: Gesamtmineralogie, Sedimentkern Lz1005, Terrasovoje-See.

Kern	Tiefe (cm)	Qz (%)	Plag (%)	KF (%)	Fsp (%)	Amph (%)	Px (%)	10 Å (%)	7 Å (%)	Qz/Fsp	Plag/KF
Lz1005-1	1	35	23	12	35	2	20	5	3	1,0	1,9
Lz1005-1	2	44	18	11	29	2	18	5	2	1,5	1,6
Lz1005-1	3	37	20	11	32	2	21	6	3	1,2	1,8
Lz1005-1	4	38	21	13	34	1	19	5	3	1,1	1,6
Lz1005-1	7	32	24	12	36	2	22	4	4	0,9	1,9
Lz1005-1	11	48	21	11	32	1	14	4	2	1,5	2,0
Lz1005-1	17	40	22	11	33	2	17	6	3	1,2	2,0
Lz1005-1	26	32	23	13	35	7	17	5	4	0,9	1,8
Lz1005-1	29	31	23	12	35	2	23	6	4	0,9	1,8
Lz1005-1	32	34	22	12	33	2	22	5	4	1,0	1,9
Lz1005-2	36	47	15	14	29	0	16	6	2	1,6	1,1
Lz1005-2	40	32	21	12	33	2	22	6	4	1,0	1,8
Lz1005-2	45	35	20	12	33	2	21	6	4	1,1	1,7
Lz1005-2	50	30	24	11	35	2	23	7	3	0,9	2,1
Lz1005-2	58	33	21	13	33	2	20	7	4	1,0	1,7
Lz1005-2	69	35	19	14	33	2	21	6	4	1,1	1,4
Lz1005-2	87	34	21	12	33	2	19	7	4	1,0	1,7
Lz1005-2	112	37	19	11	30	2	21	6	4	1,2	1,7
Lz1005-2	207	30	21	12	33	3	25	6	3	0,9	1,8
Lz1005-2	226	32	19	12	31	7	20	6	3	1,0	1,6
Lz1005-2	236	39	20	11	31	2	19	6	3	1,3	1,9
Lz1005-2	243	38	21	12	33	2	18	5	3	1,2	1,7
Lz1005-3	249	38	19	10	30	2	23	5	3	1,3	1,9
Lz1005-3	254	35	28	12	40	1	18	4	2	0,9	2,3
Lz1005-3	260	34	21	16	37	1	23	4	1	0,9	1,3
Lz1005-3	270	41	26	8	35	1	19	3	1	1,2	3,1
Lz1005-3	272	41	25	11	36	2	17	3	1	1,1	2,2
Lz1005-3	282	45	22	17	39	1	14	1	0	1,2	1,3
Lz1005-3	292	44	23	15	38	2	15	1	0	1,2	1,6
Lz1005-3	303	46	23	15	38	1	15	1	0	1,2	1,6
Lz1005-3	310	51	21	11	32	1	15	1	0	1,6	2,0
Lz1005-3	322	44	26	15	41	2	13	1	0	1,1	1,8
Lz1005-3	332	43	25	15	40	1	16	1	0	1,1	1,6
Lz1005-3	342	45	25	14	40	1	14	0	0	1,1	1,8
Lz1005-3	352	43	27	15	42	2	13	0	0	1,0	1,8
Lz1005-3	362	45	27	15	42	1	12	1	0	1,1	1,7
Lz1005-3	372	39	27	19	46	1	13	1	0	0,8	1,4
Lz1005-3	382	47	23	15	39	1	13	0	0	1,2	1,5
Lz1005-3	392	46	27	13	40	0	12	1	0	1,1	2,0
Lz1005-3	403	43	27	17	44	1	11	1	0	1,0	1,6
Lz1005-3	413	47	23	17	40	1	12	1	0	1,2	1,4
Lz1005-3	423	34	30	24	54	1	9	1	0	0,6	1,3
Lz1005-3	433	48	25	12	37	0	14	1	0	1,3	2,1
Lz1005-3	443	42	28	15	43	1	12	1	0	1,0	1,9
Lz1005-3	453	42	24	19	43	1	12	2	0	1,0	1,3
Lz1005-3	463	45	25	16	41	1	12	1	0	1,1	1,6
Lz1005-3	473	42	26	16	42	2	13	1	0	1,0	1,7
Lz1005-3	483	39	29	17	46	1	12	2	0	0,9	1,7
Lz1005-3	493	40	27	18	45	2	10	4	0	0,9	1,5
Lz1005-4	502	33	31	24	55	2	8	2	0	0,6	1,3
Lz1005-4	512	38	26	24	50	2	7	3	0	0,7	1,1
Lz1005-4	522	39	26	19	45	1	11	3	0	0,9	1,4
Lz1005-4	532	44	25	20	45	1	9	1	0	1,0	1,3
Lz1005-4	540	46	24	15	38	2	12	1	0	1,2	1,6
Lz1005-4	552	43	25	16	42	2	11	2	0	1,0	1,5

Mineralogie der Tonfraktion

Tab. A15: Tonmineralogie, Sedimentkern Lz1013, Beaver-See.

Kern	Tiefe (cm)	Smektit (%)	Illit (%)	Kaolinit (%)	Chlorit (%)	Illit/Sm	Kao/Illit	Illit/Chl	Kao/Sm	Chl/Sm	Kao/Chl	Qz/Fsp	5 Å/10 Å
Lz1013-1	1	0	22	68	10		3,0	2,3			7,1	3,5	0,53
Lz1013-1	6	0	23	68	8		3,0	2,7			8,1	4,0	0,45
Lz1013-1	11	0	22	68	10		3,1	2,2			6,7	3,9	0,60
Lz1013-1	16	0	27	61	12		2,3	2,3			5,2	4,3	0,46
Lz1013-1	21	0	29	60	10		2,1	2,8			5,8	4,6	0,41
Lz1013-1	26	0	26	62	11		2,4	2,3			5,5	3,9	0,53
Lz1013-1	30	0	27	64	9		2,4	3,1			7,3	3,4	0,52
Lz1013-2	33	0	23	70	6		3,0	3,6			10,9	4,6	0,44
Lz1013-2	35	0	21	74	5		3,6	4,1			14,7	5,7	0,59
Lz1013-2	39	0	14	80	7		5,9	2,0			12,0	7,2	0,63
Lz1013-2	45	0	23	70	7		3,1	3,3			10,2	7,4	0,40
Lz1013-2	59	0	16	79	5		5,0	3,1			15,6	8,8	0,52
Lz1013-2	65	0	15	80	5		5,4	3,1			16,5	7,6	0,58
Lz1013-2	69	0	17	78	5		4,6	3,7			17,1	10,1	0,42
Lz1013-2	79	0	12	88	0		7,1					8,6	0,69
Lz1013-2	85	0	32	60	8		1,9	3,7			7,1	8,9	0,60
Lz1013-2	87	0	30	70	0		2,3					7,9	0,67
Lz1013-2	89	0	34	59	8		1,7	4,3			7,5	12,6	0,38
Lz1013-2	93	0	22	70	8		3,2	2,6			8,5	10,8	0,55
Lz1013-2	99	0	34	57	9		1,7	4,0			6,6	11,0	0,50

Tab. A16: Tonmineralogie, Sedimentkern Lz1007, Radok-See.

Kern	Tiefe (cm)	Smektit (%)	Illit (%)	Kaolinit (%)	Chlorit (%)	Illit/Sm	Kao/Illit	Illit/Chl	Kao/Sm	Chl/Sm	Kao/Chl	Qz/Fsp	5 Å/10 Å
Lz1007-1	1	1	33	58	8	24,7	1,8	4,0	43,5	6,1	7,1	4,2	0,40
Lz1007-1	6	3	35	55	7	13,7	1,6	4,8	21,6	2,8	7,6	3,6	0,38
Lz1007-1	10	1	35	56	8	27,0	1,6	4,5	42,7	6,0	7,2	3,9	0,36
Lz1007-1	11	2	40	50	9	25,1	1,2	4,6	31,3	5,5	5,7	4,8	0,58
Lz1007-1	16	2	33	57	7	16,9	1,7	4,5	29,3	3,7	7,8	4,2	0,41
Lz1007-1	17	2	34	57	7	21,6	1,6	4,8	35,6	4,5	7,8	5,1	0,46
Lz1007-1	21	2	38	52	8	15,9	1,4	4,6	22,1	3,5	6,4	4,5	0,42
Lz1007-1	26	2	37	53	8	18,8	1,4	4,5	27,1	4,2	6,4	4,5	0,39
Lz1007-2	32	0	38	51	11		1,4	3,4			4,7	3,3	0,38
Lz1007-2	42	0	38	55	6		1,4	6,1			8,8	3,3	0,54
Lz1007-2	52	1	43	49	7	56,9	1,1	5,8	63,8	9,8	6,5	6,3	0,41
Lz1007-2	62	0	35	54	11		1,5	3,2			4,9	5,1	0,55
Lz1007-2	64	0	38	52	11		1,4	3,6			4,8	5,7	0,52
Lz1007-2	66	0	35	57	8		1,6	4,7			7,6	3,8	0,54
Lz1007-2	72	0	38	54	8		1,4	4,8			7,0	4,8	0,54
Lz1007-2	82	0	32	60	8		1,9	3,8			7,2	4,2	0,55
Lz1007-2	92	0	27	65	7	86,2	2,4	3,9	205,4	21,9	9,4	6,7	0,53
Lz1007-2	102	0	31	60	9	328,4	2,0	3,4	644,1	96,9	6,6	6,2	0,64
Lz1007-2	122	0	32	59	9		1,8	3,8			6,9	6,3	0,61
Lz1007-2	126	0	32	61	6	87,0	1,9	5,1	165,2	16,9	9,8	7,0	0,43
Lz1007-2	130	0	31	62	6	82,4	2,0	4,8	166,1	17,2	9,6	6,7	0,45
Lz1007-2	136	0	29	63	8		2,2	3,5			7,8	4,8	0,59
Lz1007-2	142	0	30	60	10		2,0	3,1			6,3	4,7	0,62
Lz1007-2	146	0	30	63	7		2,1	4,5			9,5	4,4	0,59
Lz1007-2	160	0	30	61	8	65,8	2,0	3,6	132,8	18,3	7,2	6,0	0,45
Lz1007-2	180	1	35	55	9	29,8	1,6	3,9	47,2	7,7	6,2	6,7	0,44
Lz1007-2	190	0	26	65	9	219,8	2,5	2,9	540,9	76,0	7,1	5,4	0,57

Tab. A17: Tonmineralogie, Sedimentkern Lz1010, Radok-See.

Kern	Tiefe (cm)	Smektit (%)	Illit (%)	Kaolinit (%)	Chlorit (%)	Illit/Sm	Kao/Illit	Illit/Chl	Kao/Sm	Chl/Sm	Kao/Chl	Qz/Fsp	5 Å/10 Å
Lz1010-1	1	4	43	42	10	10,2	1,0	4,1	10,1	2,5	4,0	3,7	0,36
Lz1010-1	6	2	49	39	10	26,4	0,8	4,8	20,6	5,5	3,8	3,2	0,43
Lz1010-1	11	0	46	44	10		1,0	4,7			4,5	3,3	0,49
Lz1010-1	16	3	40	46	11	16,1	1,2	3,8	18,5	4,3	4,3	3,5	0,48
Lz1010-1	17	7	41	44	9	6,2	1,1	4,7	6,7	1,3	5,1	4,3	0,35
Lz1010-1	18	3	38	52	7	12,6	1,4	5,0	17,3	2,5	6,9	4,0	0,37
Lz1010-2	26	3	40	49	8	13,3	1,2	5,1	16,1	2,6	6,1	4,7	0,37
Lz1010-2	34	3	40	48	9	13,6	1,2	4,4	16,0	3,1	5,2	5,1	0,39
Lz1010-2	46	5	43	44	8	9,2	1,0	5,1	9,6	1,8	5,3	4,6	0,37
Lz1010-2	52	2	35	53	9	15,1	1,5	3,8	23,0	4,0	5,7	2,8	0,38
Lz1010-2	62	4	38	52	6	9,3	1,4	6,7	12,8	1,4	9,1	2,5	0,31
Lz1010-2	70	3	41	48	8	15,0	1,2	5,2	17,5	2,9	6,0	3,0	0,32
Lz1010-2	82	3	41	47	9	12,8	1,2	4,7	14,8	2,7	5,5	2,6	0,29
Lz1010-2	96	3	42	47	8	13,6	1,1	5,0	15,2	2,7	5,6	2,7	0,32
Lz1010-2	120	3	40	46	11	14,8	1,2	3,7	17,3	4,1	4,3	2,7	0,30
Lz1010-2	148	2	39	49	10	15,9	1,3	3,7	20,0	4,2	4,7	2,7	0,32
Lz1010-2	162	2	37	51	10	18,8	1,4	3,7	25,5	5,2	5,0	2,5	0,35
Lz1010-2	168	1	37	48	14	33,0	1,3	2,6	43,6	12,6	3,5	2,8	0,39
Lz1010-2	172	1	38	47	14	27,2	1,3	2,7	34,1	10,1	3,4	3,8	0,39
Lz1010-2	180	0	35	53	12	78,2	1,5	2,9	119,9	27,4	4,4	3,9	0,42
Lz1010-2	182	1	37	47	15	27,8	1,3	2,4	35,7	11,4	3,1	2,8	0,37
Lz1010-2	192	0	35	51	13	160,8	1,5	2,8	233,3	58,0	4,0	5,2	0,45
Lz1010-2	234	0	37	51	12		1,4	3,1			4,3	4,6	0,39
Lz1010-3	268	0	32	57	11		1,8	2,9			5,2	5,1	0,44
Lz1010-3	314	0	37	50	13		1,4	2,8			3,8	4,6	0,37
Lz1010-3	352	2	38	50	9	20,2	1,3	4,0	26,6	5,0	5,3	5,5	0,37
Lz1010-3	392	2	40	47	12	23,0	1,2	3,4	27,3	6,7	4,1	6,6	0,40
Lz1010-3	452	3	41	49	8	15,1	1,2	5,5	18,0	2,8	6,5	5,5	0,36
Lz1010-3	468	2	36	53	9	20,8	1,5	4,2	30,4	5,0	6,1	5,2	0,41
Lz1010-4	524	2	39	50	9	20,5	1,3	4,2	26,6	4,9	5,4	4,7	0,38
Lz1010-4	548	2	37	51	10	22,9	1,4	3,6	31,3	6,3	5,0	5,1	0,37
Lz1010-4	588	2	38	50	10	17,1	1,3	4,0	22,5	4,3	5,3	4,9	0,34

Tab. A18: Tonmineralogie, Sedimentkern Lz1012, Radok-See.

Kern	Tiefe (cm)	Smektit (%)	Illit (%)	Kaolinit (%)	Chlorit (%)	Illit/Sm	Kao/Illit	Illit/Chl	Kao/Sm	Chl/Sm	Kao/Chl	Qz/Fsp	5 Å/10 Å
Lz1012-1	1	3	38	51	9	14,1	1,3	4,1	18,9	3,4	5,6	4,2	0,38
Lz1012-1	2	4	40	47	9	9,3	1,2	4,4	11,0	2,1	5,3	3,1	0,33
Lz1012-1	3	3	42	41	13	12,1	1,0	3,1	12,1	3,9	3,1	2,7	0,32
Lz1012-1	4	3	36	52	10	13,3	1,4	3,8	19,0	3,5	5,4	3,7	0,38
Lz1012-1	5	3	39	48	10	11,1	1,2	3,8	13,8	3,0	4,6	4,1	0,41
Lz1012-1	6	3	42	45	9	12,4	1,1	4,5	13,2	2,8	4,8	3,4	0,41
Lz1012-1	7	4	39	47	11	10,5	1,2	3,7	12,7	2,9	4,4	3,4	0,35
Lz1012-1	8	3	36	51	10	12,7	1,4	3,8	17,8	3,3	5,3	4,1	0,38
Lz1012-1	9	3	38	50	8	11,3	1,3	4,6	14,9	2,5	6,0	3,8	0,45
Lz1012-1	10	2	36	52	9	17,2	1,4	4,0	24,9	4,3	5,8	4,5	0,50
Lz1012-1	11	4	37	50	10	9,5	1,4	3,8	13,0	2,5	5,2	2,9	0,39
Lz1012-1	12	6	39	45	10	6,8	1,1	3,7	7,8	1,8	4,3	2,8	0,34
Lz1012-1	13	4	34	50	12	8,9	1,5	2,9	13,2	3,1	4,2	3,6	0,40
Lz1012-1	14	3	36	50	10	10,8	1,4	3,7	14,9	2,9	5,1	3,6	0,34
Lz1012-1	15	5	42	42	12	8,0	1,0	3,6	8,0	2,2	3,6	4,3	0,31
Lz1012-1	16	2	35	52	11	14,3	1,5	3,1	21,3	4,6	4,7	6,3	0,44
Lz1012-1	17	4	36	47	14	9,8	1,3	2,6	12,8	3,7	3,4	3,2	0,35
Lz1012-1	20	3	34	48	15	10,2	1,4	2,3	14,2	4,5	3,2	4,6	0,34
Lz1012-1	21	6	39	45	10	6,7	1,2	3,9	7,8	1,7	4,5	2,7	0,31
Lz1012-1	22	3	37	50	10	11,1	1,4	3,6	15,2	3,1	5,0	3,2	0,46
Lz1012-1	23	4	38	48	10	9,4	1,3	3,9	11,7	2,4	4,8	2,7	0,37
Lz1012-1	24	6	36	47	10	6,3	1,3	3,5	8,2	1,8	4,5	3,1	0,27
Lz1012-1	25	5	41	44	9	7,6	1,1	4,8	8,1	1,6	5,2	3,4	0,33
Lz1012-1	26	7	42	43	8	6,4	1,0	4,9	6,7	1,3	5,1	3,2	0,28

Tab. A19: Tonmineralogie, Sedimentkern Lz1005, Terrasovoje-See.

Kern	Tiefe (cm)	Smektit (%)	Illit (%)	Kaolinit (%)	Chlorit (%)	Illit/Sm	Kao/Illit	Illit/Chl	Kao/Sm	Chl/Sm	Kao/Chl	Qz/Fsp	5 Å/10 Å
Lz1005-1	6	10	62	23	5	6,1	0,4	12,4	2,2	0,5	4,5	1,2	0,14
Lz1005-1	7	17	55	24	4	3,2	0,4	13,3	1,4	0,2	5,8	1,1	0,14
Lz1005-1	9	15	58	21	6	4,0	0,4	10,3	1,5	0,4	3,8	1,0	0,14
Lz1005-1	10	16	58	21	5	3,6	0,4	11,6	1,3	0,3	4,3	1,1	0,13
Lz1005-1	15	19	58	18	4	3,1	0,3	13,0	0,9	0,2	4,0	1,2	0,11
Lz1005-1	25	14	61	19	6	4,4	0,3	10,4	1,4	0,4	3,3	1,2	0,12
Lz1005-1	31	13	60	22	6	4,6	0,4	10,7	1,7	0,4	3,9	1,0	0,24
Lz1005-1	32	5	64	25	6	13,0	0,4	10,5	5,2	1,2	4,2	1,0	0,30
Lz1005-2	36	9	65	22	4	6,9	0,3	15,8	2,3	0,4	5,3	1,4	0,35
Lz1005-2	42	13	58	23	6	4,5	0,4	9,5	1,8	0,5	3,8	1,0	0,17
Lz1005-2	46	12	61	21	7	5,2	0,3	8,9	1,8	0,6	3,1	1,1	0,27
Lz1005-2	52	4	69	23	4	18,3	0,3	15,8	6,1	1,2	5,2	1,3	0,14
Lz1005-2	56	10	63	20	7	6,5	0,3	8,5	2,1	0,8	2,7	1,2	0,09
Lz1005-2	62	7	64	22	7	9,8	0,3	9,0	3,4	1,1	3,2	1,1	0,13
Lz1005-2	66	11	63	22	4	5,8	0,4	14,3	2,1	0,4	5,0	1,1	0,16
Lz1005-2	70	6	64	24	6	11,3	0,4	9,9	4,2	1,1	3,7	1,0	0,19
Lz1005-2	78	7	65	23	6	9,6	0,4	10,8	3,4	0,9	3,8	1,2	0,13
Lz1005-2	98	8	62	24	6	8,1	0,4	9,6	3,1	0,8	3,6	1,1	0,13
Lz1005-2	112	3	67	25	5	19,4	0,4	13,5	7,2	1,4	5,0	1,2	0,14
Lz1005-2	168	12	61	23	4	5,1	0,4	15,8	1,9	0,3	5,8	1,1	0,12
Lz1005-2	208	7	62	26	6	9,1	0,4	10,7	3,8	0,9	4,4	1,3	0,15
Lz1005-2	220	7	65	23	6	9,5	0,4	11,1	3,3	0,9	3,9	1,1	0,15
Lz1005-2	226	9	61	23	7	6,8	0,4	8,8	2,6	0,8	3,3	1,2	0,17
Lz1005-2	232	8	62	23	6	7,7	0,4	10,0	2,9	0,8	3,7	1,3	0,17
Lz1005-2	238	14	61	21	5	4,3	0,3	12,5	1,5	0,3	4,3	1,0	0,14
Lz1005-2	243	8	59	29	4	7,6	0,5	13,2	3,7	0,6	6,5	1,4	0,22
Lz1005-3	248	7	62	26	5	8,5	0,4	12,4	3,5	0,7	5,2	1,3	0,16
Lz1005-3	252	8	63	23	6	7,6	0,4	10,0	2,8	0,8	3,6	1,3	0,13
Lz1005-3	258	11	61	23	5	5,8	0,4	11,6	2,2	0,5	4,5	1,2	0,13
Lz1005-3	272	7	64	24	6	9,1	0,4	11,1	3,4	0,8	4,1	1,2	0,16
Lz1005-3	282	47	44	6	3	0,9	0,1	13,6	0,1	0,1	2,0	0,8	0,08
Lz1005-3	292	40	45	9	6	1,1	0,2	7,4	0,2	0,2	1,5	1,0	0,10
Lz1005-3	303	45	43	6	7	1,0	0,1	6,3	0,1	0,2	0,8	1,1	0,08
Lz1005-3	312	46	41	8	5	0,9	0,2	7,4	0,2	0,1	1,4	1,0	0,12
Lz1005-3	322	37	47	8	8	1,3	0,2	5,9	0,2	0,2	1,0	0,9	0,17
Lz1005-3	332	53	34	7	7	0,6	0,2	5,2	0,1	0,1	1,1	1,0	0,14
Lz1005-3	342	53	35	6	6	0,7	0,2	6,3	0,1	0,1	1,1	1,0	0,15
Lz1005-3	352	53	36	5	7	0,7	0,1	5,3	0,1	0,1	0,7	1,0	0,10
Lz1005-3	362	54	33	6	6	0,6	0,2	5,3	0,1	0,1	0,9	1,1	0,10
Lz1005-3	372	49	39	5	7	0,8	0,1	5,3	0,1	0,1	0,7	0,8	0,20
Lz1005-3	382	56	32	6	6	0,6	0,2	4,9	0,1	0,1	0,9	1,0	0,17
Lz1005-3	392	54	33	6	7	0,6	0,2	4,8	0,1	0,1	0,8	1,0	0,19
Lz1005-3	403	50	36	6	7	0,7	0,2	5,0	0,1	0,1	0,9	1,0	0,12
Lz1005-3	413	53	34	6	7	0,6	0,2	5,0	0,1	0,1	1,0	0,9	0,10
Lz1005-3	423	56	37	5	3	0,7	0,1	14,6	0,1	0,0	2,1	1,4	0,15
Lz1005-3	433	50	38	7	5	0,8	0,2	7,4	0,1	0,1	1,3	1,0	0,15
Lz1005-3	443	37	50	10	3	1,4	0,2	14,6	0,3	0,1	2,9	0,9	0,16
Lz1005-3	453	26	61	8	5	2,3	0,1	11,7	0,3	0,2	1,5	0,8	0,17
Lz1005-3	463	32	56	7	5	1,7	0,1	10,4	0,2	0,2	1,4	0,9	0,11
Lz1005-3	473	39	47	8	6	1,2	0,2	7,6	0,2	0,2	1,3	1,0	0,13
Lz1005-3	483	36	51	7	6	1,4	0,1	9,0	0,2	0,2	1,3	0,9	0,13
Lz1005-4	502	39	49	6	5	1,3	0,1	10,2	0,2	0,1	1,3	1,0	0,12
Lz1005-4	512	37	51	8	4	1,4	0,1	12,2	0,2	0,1	1,8	0,9	0,11
Lz1005-4	522	47	43	6	4	0,9	0,1	10,5	0,1	0,1	1,5	0,9	0,10
Lz1005-4	532	54	38	6	2	0,7	0,2	16,6	0,1	0,0	2,6	1,5	0,14
Lz1005-4	542	69	25	4	2	0,4	0,2	11,4	0,1	0,0	1,8	1,6	0,24
Lz1005-4	552	51	38	5	5	0,7	0,1	6,9	0,1	0,1	0,9	0,9	0,08

Anorganische Geochemie

Tab. A20: Haupt- und Spurenelementverteilung im Gesamtsediment, Sedimentkern Lz1013, Beaver-See.

Kern	Tiefe (cm)	Al ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	MnO (%)	Na ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	TiO ₂ (%)	Ba (ppm)	Cu (ppm)	Ni (ppm)	Sr (ppm)	V (ppm)	Zn (ppm)
Lz1013-1	1	19,5	0,4	5,3	3,3	1,3	0,1	0,8	0,2	1,1	656	29	40	144	128	110
Lz1013-1	16	18,9	0,4	3,3	3,6	1,2	0,0	0,7	0,2	1,2	691	23	31	138	117	70
Lz1013-1	26	21,1	0,5	4,9	3,7	1,4	0,1	0,7	0,2	1,1	743	26	36	150	117	97
Lz1013-2	33	10,8	0,5	3,2	2,6	0,6	0,1	0,4	0,1	0,6	594	14	22	113	56	51
Lz1013-2	39	6,7	0,9	1,7	2,3	0,5	0,0	0,2	0,1	0,3	520	0	10	94	23	34
Lz1013-2	45	11,3	0,6	3,0	2,6	0,7	0,0	0,3	0,1	0,6	593	15	23	117	60	55
Lz1013-2	59	9,4	1,3	2,4	2,4	0,8	0,0	0,1	0,1	0,4	515	0	13	104	36	38
Lz1013-2	79	6,9	1,8	2,0	2,1	1,0	0,0	0,1	0,0	0,3	450	0	13	120	25	39
Lz1013-2	87	18,6	0,4	5,9	3,3	1,0	0,0	0,2	0,2	1,0	798	59	41	181	120	109
Lz1013-2	89	17,6	0,2	9,9	2,7	0,9	0,1	0,1	0,2	0,8	699	34	46	157	103	138
Lz1013-2	99	15,3	0,4	3,9	2,9	0,8	0,0	0,2	0,3	1,0	808	53	29	196	106	95

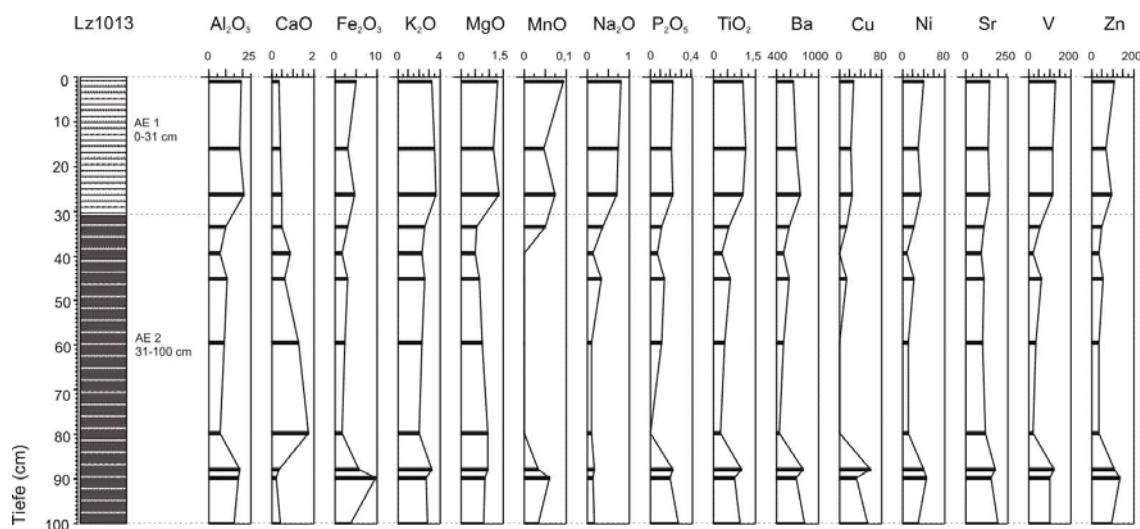
Fe₂O₃ = Gesamteisen

Abb. A14: Verteilungsmuster der Haupt- und Spurenelemente im Kern Lz1013, Beaver-See. Die Hauptelemente sind in Gewichtsprozent ihrer Oxide angegeben, die Spurenelemente in ppm.

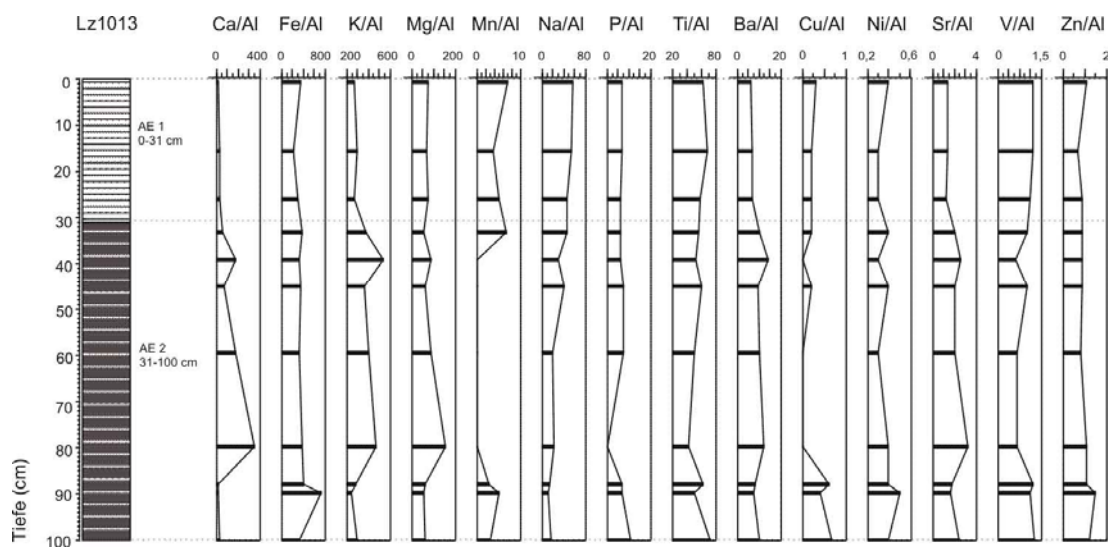


Abb. A15: Verteilungsmuster der Aluminium-normierten Haupt- und Spurenelementkonzentrationen im Kern Lz1013, Beaver-See.

Tab. A21: Haupt- und Spurenelementverteilung im Gesamtsediment, Sedimentkern Lz1007, Radok-See.

Kern	Tiefe (cm)	Al ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	MnO (%)	Na ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	TiO ₂ (%)	Ba (ppm)	Cu (ppm)	Ni (ppm)	Sr (ppm)	V (ppm)	Zn (ppm)
Lz1007-1	1	17,2	0,7	5,5	3,5	1,1	0,1	0,5	0,1	0,9	768	40	48	129	106	110
Lz1007-1	6	19,0	0,8	6,2	3,7	1,2	0,1	0,7	0,1	1,0	778	38	48	131	111	109
Lz1007-1	11	17,4	0,7	5,4	3,4	1,1	0,1	0,6	0,2	1,0	709	38	48	128	110	102
Lz1007-1	16	14,8	0,7	5,0	3,5	0,9	0,1	0,7	0,2	0,8	773	29	39	133	97	94
Lz1007-1	17	15,3	0,7	4,9	3,6	1,0	0,1	0,6	0,2	0,8	771	30	39	132	96	90
Lz1007-1	26	15,9	0,8	5,5	3,6	1,0	0,1	0,6	0,2	1,0	806	39	47	137	109	106
Lz1007-2	32	21,5	0,9	7,9	3,9	1,9	0,1	0,8	0,1	1,0	733	57	61	110	139	144
Lz1007-2	66	14,7	0,7	4,4	3,5	0,9	0,1	0,7	0,2	0,8	746	25	33	121	80	81
Lz1007-2	72	17,3	0,9	5,2	3,5	1,2	0,1	1,0	0,2	0,9	719	31	39	124	101	91
Lz1007-2	92	10,9	0,5	3,4	3,1	0,6	0,0	0,6	0,1	0,6	685	17	25	106	60	60
Lz1007-2	122	11,5	0,6	4,0	3,4	0,7	0,1	0,6	0,1	0,7	782	20	28	114	71	71
Lz1007-2	130	11,3	0,7	3,7	3,0	0,7	0,1	0,5	0,1	0,6	664	21	26	108	68	64
Lz1007-2	142	9,9	0,5	3,5	2,7	0,6	0,1	0,7	0,1	0,5	529	10	19	89	52	56
Lz1007-2	146	13,0	0,9	4,0	3,1	0,8	0,1	0,6	0,1	0,6	671	28	28	113	71	68
Lz1007-2	160	9,4	0,8	3,4	2,6	0,6	0,1	0,5	0,1	0,6	594	14	21	103	56	74
Lz1007-2	180	9,6	0,6	2,9	2,7	0,6	0,0	0,5	0,1	0,5	597	18	22	97	51	47
Lz1007-2	190	8,9	0,7	3,5	2,9	0,6	0,1	0,6	0,1	0,4	629	10	17	98	41	49
Lz1007-2	202	10,1	0,9	3,3	2,5	1,0	0,1	0,4	0,1	0,6	594	0	23	105	63	46

Fe₂O₃ = Gesamteisen

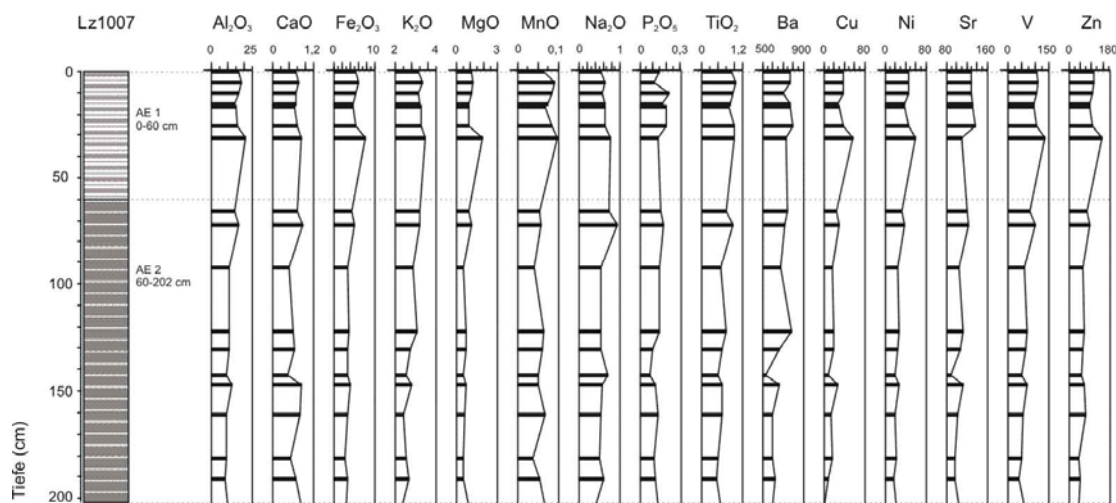


Abb. A16: Verteilungsmuster der Haupt- und Spurenelemente im Kern Lz1007, Radok-See. Die Hauptelemente sind in Gewichtsprozent ihrer Oxide angegeben, die Spurenelemente in ppm.

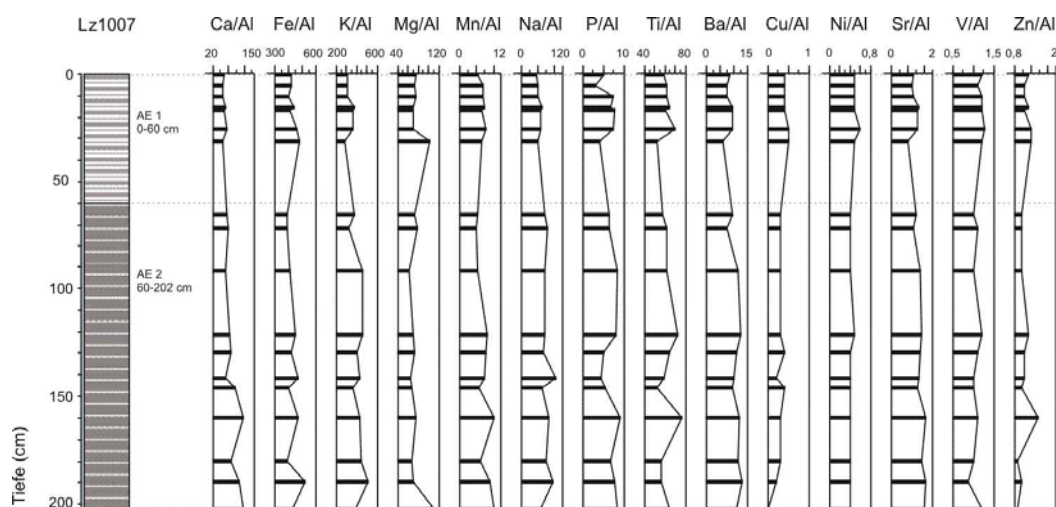


Abb. A17: Verteilungsmuster der Aluminium-normierten Haupt- und Spurenelementkonzentrationen im Kern Lz1007, Radok-See.

Tab. A22: Haupt- und Spurenelementverteilung im Gesamtsediment, Sedimentkern Lz1010, Radok-See.

Kern	Tiefe (cm)	Al ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	MnO (%)	Na ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	TiO ₂ (%)	Ba (ppm)	Cu (ppm)	Ni (ppm)	Sr (ppm)	V (ppm)	Zn (ppm)
Lz1010-1	1	18,6	1,3	6,4	3,7	2,0	0,1	1,1	0,3	1,0	716	45	57	113	116	115
Lz1010-1	6	15,9	1,2	5,9	3,5	1,7	0,1	1,1	0,2	0,9	649	37	54	113	106	101
Lz1010-1	16	22,4	1,0	7,7	3,9	2,4	0,1	0,8	0,2	0,9	658	68	63	108	136	151
Lz1010-1	17	19,3	1,3	6,9	3,8	2,1	0,1	1,2	0,2	0,9	706	50	53	117	114	122
Lz1010-1	18	17,6	1,3	6,2	3,6	1,6	0,1	1,3	0,2	0,9	708	39	49	123	108	104
Lz1010-2	26	19,4	1,3	6,8	3,6	2,1	0,1	1,1	0,2	0,9	616	46	62	107	122	123
Lz1010-2	46	23,2	1,0	7,8	3,8	2,4	0,1	1,0	0,2	0,9	716	71	63	108	129	160
Lz1010-2	70	16,8	1,5	6,8	3,3	1,9	0,1	1,7	0,2	0,9	651	44	46	113	111	110
Lz1010-2	120	17,5	1,7	6,4	3,6	2,0	0,1	2,0	0,2	0,8	738	41	45	122	101	106
Lz1010-2	168	16,6	1,7	6,0	3,6	1,8	0,1	2,0	0,2	0,8	725	33	40	118	93	95
Lz1010-2	192	16,2	0,8	4,9	3,7	1,2	0,1	1,1	0,1	0,7	741	34	35	83	81	96
Lz1010-3	268	14,8	0,6	4,5	3,5	1,0	0,1	0,9	0,1	0,6	727	29	30	77	73	85
Lz1010-3	314	16,1	0,8	4,9	3,5	1,2	0,1	1,0	0,1	0,7	732	35	35	93	81	94
Lz1010-3	452	16,7	0,8	5,6	3,5	1,3	0,1	1,0	0,2	0,7	751	40	41	96	88	102
Lz1010-4	524	16,8	0,8	5,5	3,5	1,3	0,1	1,1	0,2	0,7	723	59	39	97	92	105
Lz1010-4	588	16,8	0,8	5,4	3,6	1,3	0,1	1,1	0,2	0,7	1018	47	37	96	88	101

Fe₂O₃ = Gesamteisen

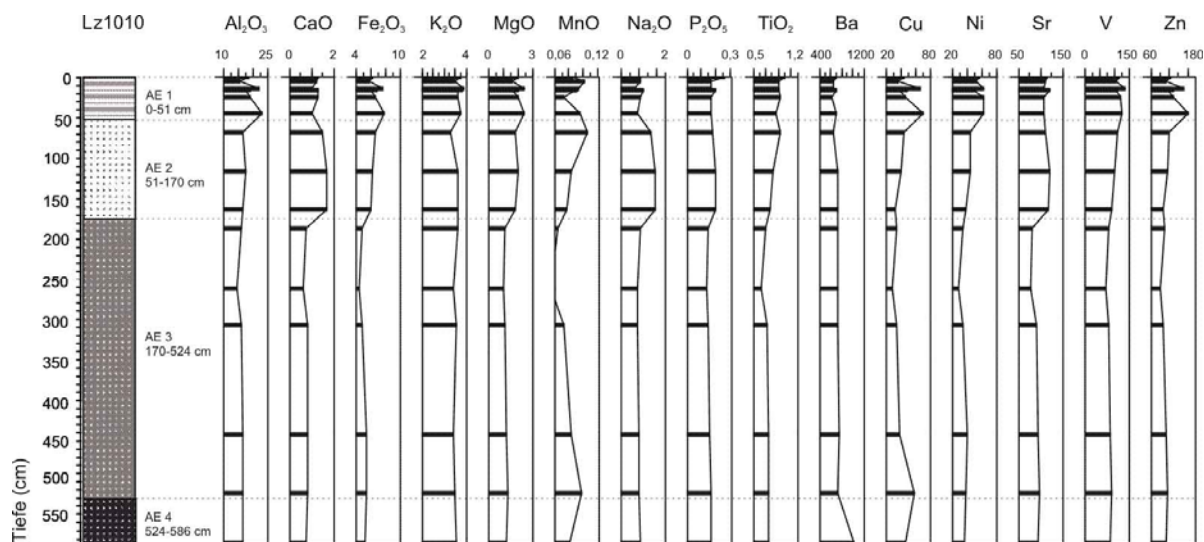


Abb. A18: Verteilungsmuster der Haupt- und Spurenelemente im Kern Lz1010, Radok-See. Die Hauptelemente sind in Gewichtsprozent ihrer Oxide angegeben, die Spurenelemente in ppm.

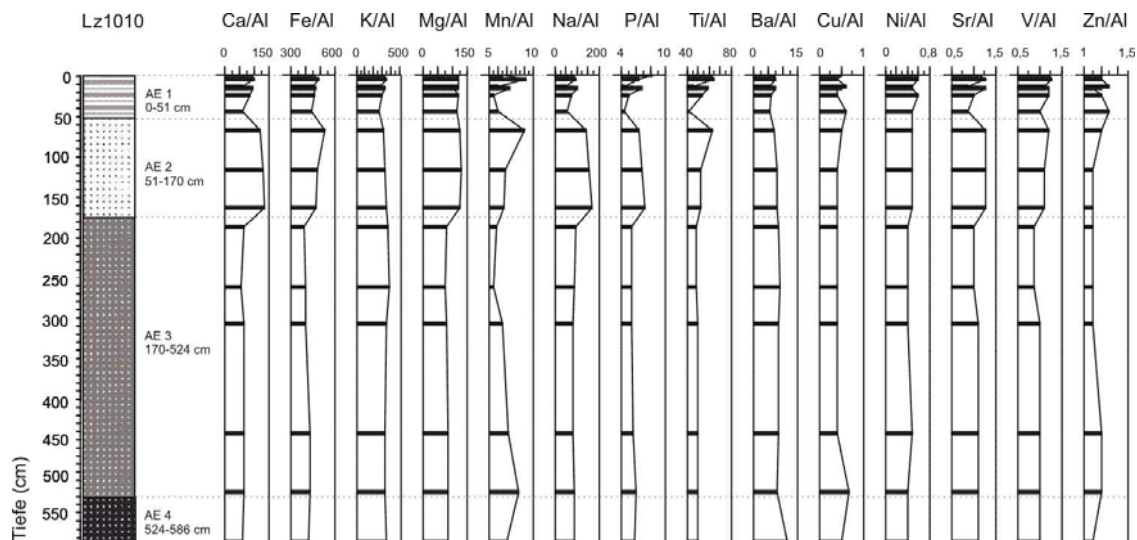


Abb. A19: Verteilungsmuster der Aluminium-normierten Haupt- und Spurenelementkonzentrationen im Kern Lz1010, Radok-See.

Tab. A23: Haupt- und Spurenelementverteilung im Gesamtsediment, Sedimentkern Lz1012, Radok-See.

Kern	Tiefe (cm)	Al ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	MnO (%)	Na ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	TiO ₂ (%)	Ba (ppm)	Cu (ppm)	Ni (ppm)	Sr (ppm)	V (ppm)	Zn (ppm)
Lz1012-1	1	21,4	1,0	7,0	3,8	2,2	0,1	0,9	0,2	1,1	682	61	60	123	137	149
Lz1012-1	2	20,0	1,0	6,4	3,9	2,1	0,1	1,1	0,2	1,0	708	53	55	126	128	124
Lz1012-1	6	19,9	1,1	6,9	3,8	2,3	0,1	0,9	0,2	1,2	707	53	62	134	138	130
Lz1012-1	10	21,1	1,0	7,1	3,8	2,1	0,1	0,9	0,2	1,1	691	53	59	111	130	132
Lz1012-1	11	20,1	1,0	6,8	3,8	2,1	0,1	1,0	0,2	1,2	696	55	58	118	135	126
Lz1012-1	12	19,7	1,1	6,7	3,7	2,4	0,1	1,0	0,2	1,1	697	57	60	121	134	127
Lz1012-1	15	19,7	0,9	6,4	3,8	1,9	0,1	1,1	0,2	1,1	695	50	56	108	129	122
Lz1012-1	18	14,2	0,5	4,6	3,8	1,1	0,1	1,2	0,1	0,9	727	22	30	97	84	90
Lz1012-1	20	12,5	0,4	3,9	3,7	0,9	0,0	1,1	0,1	0,6	707	19	27	92	68	69
Lz1012-1	26	20,0	1,2	6,9	3,7	2,4	0,1	1,0	0,2	1,0	676	61	68	118	136	130

Fe₂O₃ = Gesamteisen

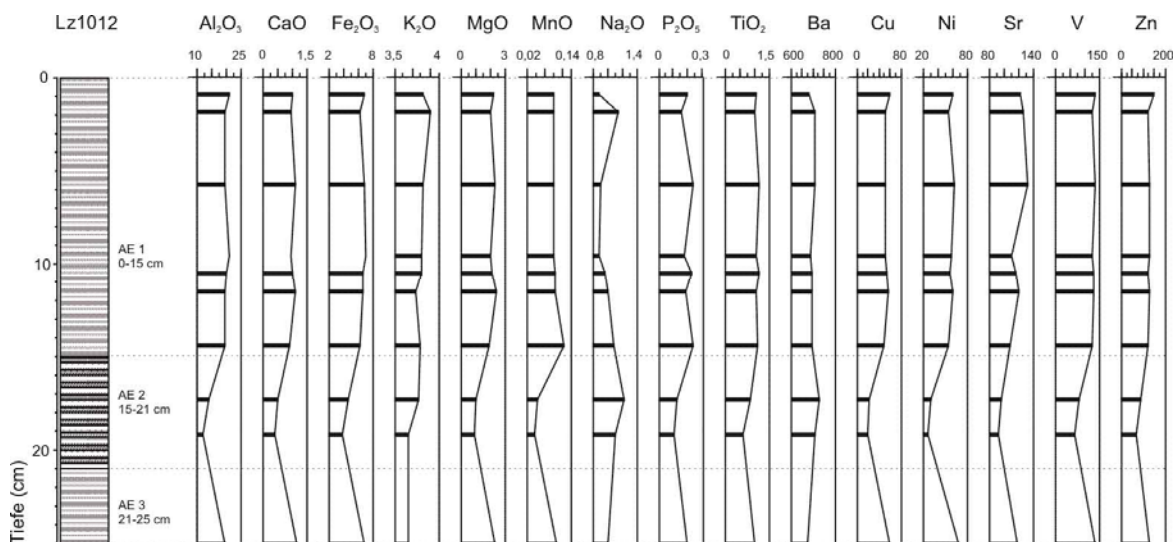


Abb. A20: Verteilungsmuster der Haupt- und Spurenelemente im Kern Lz1012, Radok-See. Die Hauptelemente sind in Gewichtsprozent ihrer Oxide angegeben, die Spurenelemente in ppm.

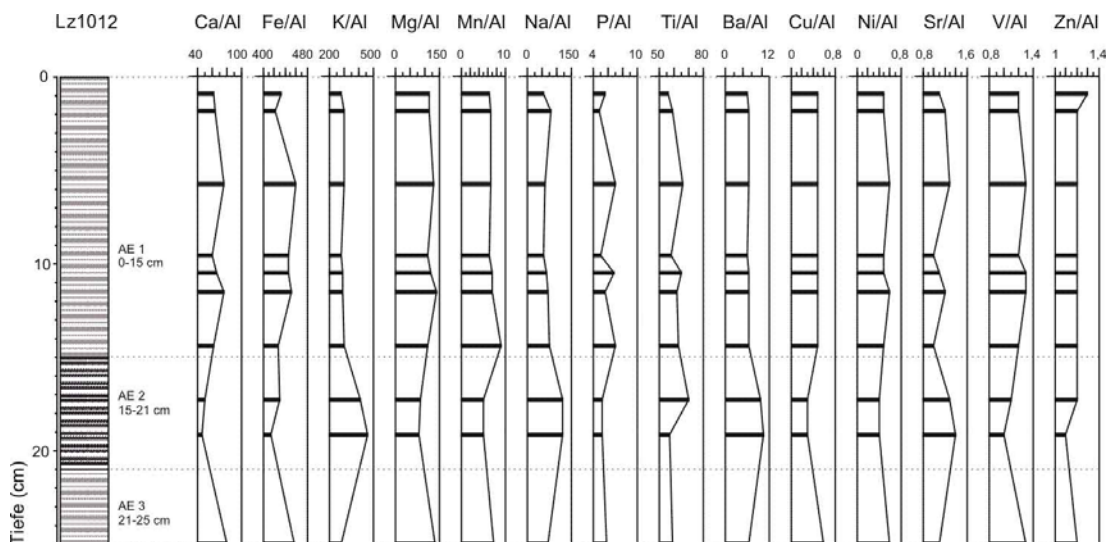


Abb. A21: Verteilungsmuster der Aluminium-normierten Haupt- und Spurenelementkonzentrationen im Kern Lz1012, Radok-See.

Tab. A24: Haupt- und Spurenelementverteilung im Gesamtsediment, Sedimentkern Lz1005, Terrasovoje-See.

Kern	Tiefe (cm)	Al ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	MnO (%)	Na ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	TiO ₂ (%)	Ba (ppm)	Cu (ppm)	Ni (ppm)	Sr (ppm)	V (ppm)	Zn (ppm)
Lz1005-1	1	13,2	1,6	7,7	2,7	2,5	0,2	1,6	0,2	0,6	861	124	38	158	80	170
Lz1005-1	14	9,3	1,3	12,2	1,8	2,1	0,2	1,5	0,2	0,4	560	59	39	126	64	131
Lz1005-1	26	13,3	1,4	8,7	2,5	2,8	0,2	1,6	0,2	0,6	748	91	57	143	108	190
Lz1005-1	29	13,6	1,2	12,4	2,7	2,7	0,2	1,6	0,2	0,5	781	83	54	143	109	201
Lz1005-1	32	12,6	1,0	18,7	2,4	2,6	0,2	1,3	0,2	0,5	688	85	52	123	103	202
Lz1005-2	36	12,8	1,3	12,9	2,4	2,4	0,2	1,7	0,2	0,5	710	74	45	145	97	181
Lz1005-2	45	10,8	1,0	14,1	2,1	2,3	0,1	1,3	0,2	0,4	601	83	53	108	97	172
Lz1005-2	58	13,8	1,2	8,1	2,7	3,0	0,1	1,6	0,2	0,6	752	75	51	126	94	189
Lz1005-2	87	11,9	1,0	7,6	2,3	2,5	0,1	1,5	0,2	0,5	626	83	51	106	86	162
Lz1005-2	207	14,5	1,7	9,3	2,8	3,5	0,1	2,0	0,2	0,5	631	97	53	143	111	203
Lz1005-2	236	13,5	1,1	8,6	2,6	3,2	0,1	2,0	0,3	0,5	585	108	59	112	117	185
Lz1005-3	249	16,3	1,7	10,0	3,3	3,3	0,1	2,0	0,3	0,7	784	97	59	166	121	222
Lz1005-3	260	16,7	3,1	10,9	3,4	3,5	0,1	2,2	0,4	0,8	866	105	60	204	133	217
Lz1005-3	292	14,2	3,5	4,3	3,3	1,1	0,1	2,9	0,3	0,7	1136	18	16	241	66	61
Lz1005-3	322	13,9	3,1	4,3	3,2	1,1	0,1	2,8	0,3	0,7	1096	0	14	220	64	55
Lz1005-3	382	13,4	3,0	4,5	3,1	1,0	0,1	2,7	0,3	0,7	1030	0	14	207	64	55
Lz1005-3	433	14,7	2,9	5,0	3,2	1,3	0,1	3,1	0,3	0,7	1059	12	13	231	73	66
Lz1005-3	493	13,5	2,3	4,4	3,4	1,1	0,1	2,6	0,3	0,8	1165	0	20	228	68	62
Lz1005-4	532	13,5	2,2	5,2	3,3	1,1	0,1	2,7	0,2	0,6	1141	14	15	222	61	70
Lz1005-4	552	13,5	2,2	6,0	3,3	1,3	0,1	2,7	0,3	1,1	1132	16	18	215	82	87

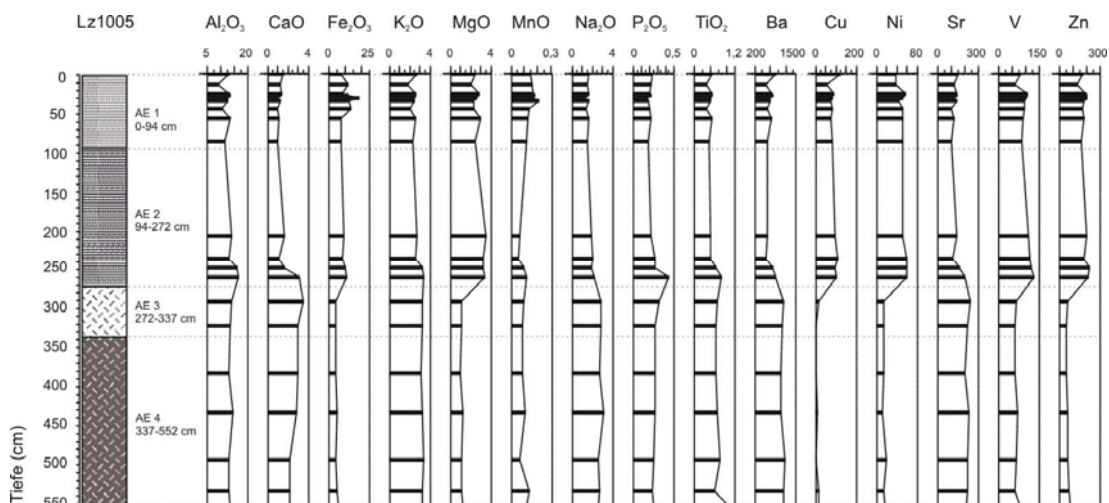
Fe₂O₃ = Gesamteisen

Abb. A22: Verteilungsmuster der Haupt- und Spurenelemente im Kern Lz1005, Terrasovoje-See. Die Hauptelemente sind in Gewichtsprozent ihrer Oxide angegeben, die Spurenelemente in ppm.

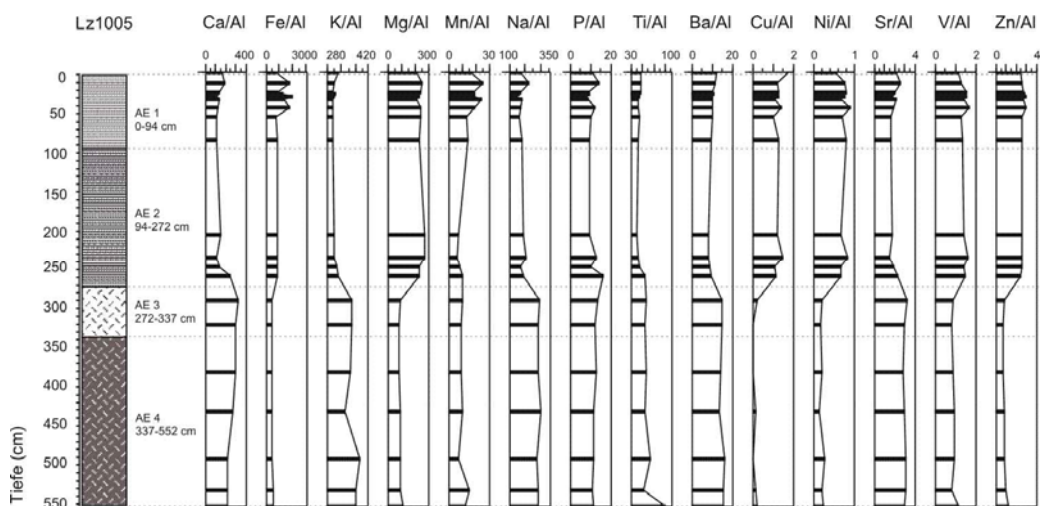


Abb. A23: Verteilungsmuster der Aluminium-normierten Haupt- und Spurenelementkonzentrationen im Kern Lz1005, Terrasovoje-See.

Tab. A25: Haupt- und Spurenelementverteilung im Gesamtsediment, Sedimentkern Lz1013, Beaver-See. Für die Clusteranalyse wurden die Elementkonzentrationen in 'parts per million' (ppm) umgerechnet. Die Clusterzugehörigkeit ist in der letzten Spalte angegeben.

Kern	Tiefe (cm)	Al (ppm)	Ca (ppm)	Fe (ppm)	K (ppm)	Mg (ppm)	Mn (ppm)	Na (ppm)	P (ppm)	Ti (ppm)	Ba (ppm)	Cu (ppm)	Ni (ppm)	Sr (ppm)	V (ppm)	Zn (ppm)	Cluster
Lz1013-1	1	103079	2715	36896	27544	7851	741	5973	719	6447	656	29	40	144	128	110	P-3
Lz1013-1	16	99743	2972	23214	29586	7195	383	5500	664	6895	691	23	31	138	117	70	P-3
Lz1013-1	26	111452	3508	34597	30760	8186	578	5254	724	6526	743	26	36	150	117	97	P-3
Lz1013-2	33	57229	3372	22043	21813	3346	393	2724	370	3308	594	14	22	113	56	51	P-4
Lz1013-2	39	35710	6408	11683	19163	3154	0	1123	237	1869	520	0	10	94	23	34	P-4
Lz1013-2	45	59770	4468	21325	21581	3963	0	2506	462	3631	593	15	23	117	60	55	P-4
Lz1013-2	59	49584	9051	16435	19918	4535	0	975	373	2561	515	0	13	104	36	38	P-4
Lz1013-2	79	36512	12837	13662	17175	5728	0	798	0	1553	450	0	13	120	25	39	P-4
Lz1013-2	87	98472	2556	41319	27618	5964	282	1466	719	6202	798	59	41	181	120	109	P-3
Lz1013-2	89	92999	1776	69280	22647	5273	473	1079	646	4774	699	34	46	157	103	138	P-1a
Lz1013-2	99	80783	2968	27054	24279	5015	268	1311	892	5868	808	53	29	196	106	95	P-2b

Tab. A26: Haupt- und Spurenelementverteilung im Gesamtsediment, Sedimentkern Lz1007, Radok-See. Für die Clusteranalyse wurden die Elementkonzentrationen in 'parts per million' (ppm) umgerechnet. Die Clusterzugehörigkeit ist in der letzten Spalte angegeben.

Kern	Tiefe (cm)	Al (ppm)	Ca (ppm)	Fe (ppm)	K (ppm)	Mg (ppm)	Mn (ppm)	Na (ppm)	P (ppm)	Ti (ppm)	Ba (ppm)	Cu (ppm)	Ni (ppm)	Sr (ppm)	V (ppm)	Zn (ppm)	Cluster
Lz1007-1	1	90793	5104	38701	28961	6918	504	4036	476	5327	768	40	48	129	106	110	P-2b
Lz1007-1	6	100388	5478	43068	31033	7327	699	4850	331	6207	778	38	48	131	111	109	P-3
Lz1007-1	11	92200	4997	37482	28540	6915	655	4432	691	5706	709	38	48	128	110	102	P-2b
Lz1007-1	16	78169	4896	34646	29400	5509	581	4854	522	5069	773	29	39	133	97	94	P-2b
Lz1007-1	17	80911	4645	33941	30027	5752	537	4747	622	4901	771	30	39	132	96	90	P-2b
Lz1007-1	26	83942	5382	38797	30252	5950	666	4812	624	5876	806	39	47	137	109	106	P-2b
Lz1007-2	32	113747	6200	55180	32519	11611	759	5882	454	5976	733	57	61	110	139	144	P-3
Lz1007-2	66	78035	5250	30998	29520	5711	425	5439	510	4500	746	25	33	121	80	81	P-2b
Lz1007-2	72	91342	6550	36487	29476	7201	447	7051	584	5684	719	31	39	124	101	91	P-2b
Lz1007-2	92	57540	3516	23942	26134	3574	321	4084	483	3571	685	17	25	106	60	60	P-4
Lz1007-2	122	60792	4396	27714	28020	4241	505	4178	486	4403	782	20	28	114	71	71	P-4
Lz1007-2	130	59871	4823	25550	24708	4365	465	3962	315	3837	664	21	26	108	68	64	P-4
Lz1007-2	142	52603	3281	24813	22763	3370	392	5337	244	3116	529	10	19	89	52	56	P-4
Lz1007-2	146	68897	6254	28162	25501	4689	405	4281	372	3611	671	28	28	113	71	68	P-4
Lz1007-2	160	49554	5741	23760	21328	3752	517	4059	455	3825	594	14	21	103	56	74	P-4
Lz1007-2	180	50995	3964	20008	22466	3474	305	3804	344	2886	597	18	22	97	51	47	P-4
Lz1007-2	190	47285	4984	24687	24001	3336	420	4507	364	2685	629	10	17	98	41	49	P-4
Lz1007-2	202	53318	6268	23277	20707	5848	540	3116	455	3410	594	0	23	105	63	46	P-4

Tab. A27: Haupt- und Spurenelementverteilung im Gesamtsediment, Sedimentkern Lz1010, Radok-See. Für die Clusteranalyse wurden die Elementkonzentrationen in 'parts per million' (ppm) umgerechnet. Die Clusterzugehörigkeit ist in der letzten Spalte angegeben.

Kern	Tiefe (cm)	Al (ppm)	Ca (ppm)	Fe (ppm)	K (ppm)	Mg (ppm)	Mn (ppm)	Na (ppm)	P (ppm)	Ti (ppm)	Ba (ppm)	Cu (ppm)	Ni (ppm)	Sr (ppm)	V (ppm)	Zn (ppm)	Cluster
Lz1010-1	1	98641	9257	44503	31132	12154	655	8312	819	6065	716	45	57	113	116	115	P-3
Lz1010-1	6	84349	8790	41408	29310	10203	787	8231	537	5424	649	37	54	113	106	101	P-2b
Lz1010-1	16	118720	7465	53592	32731	14652	722	6084	551	5465	658	68	63	108	136	151	P-3
Lz1010-1	17	101955	9069	47945	31965	12502	709	8703	585	5341	706	50	53	117	114	122	P-3
Lz1010-1	18	93038	9291	43332	30276	9791	688	9491	640	5498	708	39	49	123	108	104	P-2b
Lz1010-2	26	102738	9181	47496	30005	12579	561	8139	535	5522	616	46	62	107	122	123	P-3
Lz1010-2	46	122819	7454	54750	31630	14531	737	7361	538	5218	716	71	63	108	129	160	P-3
Lz1010-2	70	88938	10728	47449	27513	11157	809	12852	573	5654	651	44	46	113	111	110	P-2b
Lz1010-2	120	92652	12058	44731	30155	12224	642	14471	634	4850	738	41	45	122	101	106	P-2b
Lz1010-2	168	87933	12112	42060	30307	11120	600	14665	644	4656	725	33	40	118	93	95	P-2b
Lz1010-2	192	85557	5585	34066	30531	7153	504	8516	479	4194	741	34	35	83	81	96	P-2b
Lz1010-3	268	78418	4518	31428	28878	6067	432	6925	430	3808	727	29	30	77	73	85	P-2b
Lz1010-3	314	85309	5879	34506	29487	7107	560	7377	473	4279	732	35	35	93	81	94	P-2b
Lz1010-3	452	88551	5937	38873	28886	7756	644	7665	506	4405	751	40	41	96	88	102	P-2b
Lz1010-4	524	89151	5968	38353	29162	7988	751	7804	541	4431	723	59	39	97	92	105	P-2b
Lz1010-4	588	88788	5700	37714	29806	7637	632	8208	523	4464	1018	47	37	96	88	101	P-2b

Tab. A28: Haupt- und Spurenelementverteilung im Gesamtsediment, Sedimentkern Lz1012, Radok-See.
Für die Clusteranalyse wurden die Elementkonzentrationen in 'parts per million' (ppm) umgerechnet.
Die Clusterzugehörigkeit ist in der letzten Spalte angegeben.

Kern	Tiefe (cm)	Al (ppm)	Ca (ppm)	Fe (ppm)	K (ppm)	Mg (ppm)	Mn (ppm)	Na (ppm)	P (ppm)	Ti (ppm)	Ba (ppm)	Cu (ppm)	Ni (ppm)	Sr (ppm)	V (ppm)	Zn (ppm)	Cluster
Lz1012-1	1	113038	7201	48887	31912	13389	722	6559	641	6416	682	61	60	123	137	149	P-3
Lz1012-1	2	105573	6897	44503	32502	12497	716	8459	516	6265	708	53	55	126	128	124	P-3
Lz1012-1	6	105411	8171	48349	31903	14126	732	6679	762	6986	707	53	62	134	138	130	P-3
Lz1012-1	10	111837	6893	49921	31716	12490	717	6587	585	6593	691	53	59	111	130	132	P-3
Lz1012-1	11	106224	7217	47396	31792	12928	748	7128	734	6946	696	55	58	118	135	126	P-3
Lz1012-1	12	104406	7944	47150	31239	14628	757	7448	600	6533	697	57	60	121	134	127	P-3
Lz1012-1	15	104051	6574	44427	31552	11649	938	8033	754	6644	695	50	56	108	129	122	P-3
Lz1012-1	18	75083	3896	32292	31482	6448	397	9079	401	5311	727	22	30	97	84	90	P-2b
Lz1012-1	20	65905	3083	27329	30437	5489	329	8149	352	3774	707	19	27	92	68	69	P-4
Lz1012-1	26	105580	8472	48358	30540	14288	791	7472	624	6255	676	61	68	118	136	130	P-3

Tab. A29: Haupt- und Spurenelementverteilung im Gesamtsediment, Sedimentkern Lz1005, Terrasovoje-See.
Für die Clusteranalyse wurden die Elementkonzentrationen in 'parts per million' (ppm) umgerechnet.
Die Clusterzugehörigkeit ist in der letzten Spalte angegeben.

Kern	Tiefe (cm)	Al (ppm)	Ca (ppm)	Fe (ppm)	K (ppm)	Mg (ppm)	Mn (ppm)	Na (ppm)	P (ppm)	Ti (ppm)	Ba (ppm)	Cu (ppm)	Ni (ppm)	Sr (ppm)	V (ppm)	Zn (ppm)	Cluster
Lz1005-1	1	69841	11214	53566	22250	14819	1162	11852	782	3357	861	124	38	158	80	170	P-1a
Lz1005-1	14	49206	9286	85105	15000	12590	1239	10889	717	2338	560	59	39	126	64	131	P-1b
Lz1005-1	26	70317	9643	61119	21167	16988	1317	12000	651	3297	748	91	57	143	108	190	P-1a
Lz1005-1	29	71693	8786	86713	22167	16446	1394	11481	717	3237	781	83	54	143	109	201	P-1b
Lz1005-1	32	66508	7357	130559	20250	15482	1317	9778	554	2938	688	85	52	123	103	202	P-1b
Lz1005-2	36	67725	9429	90280	20250	14337	1627	12296	619	2938	710	74	45	145	97	181	P-1b
Lz1005-2	45	56984	7071	98322	17250	13795	1084	9926	684	2398	601	83	53	108	97	172	P-1b
Lz1005-2	58	73228	8500	56643	22167	17952	1007	11926	749	3297	752	75	51	126	94	189	P-1a
Lz1005-2	87	63175	6857	53077	18917	14880	930	11111	619	2758	626	83	51	106	86	162	P-1a
Lz1005-2	207	76614	11786	65105	23250	21145	542	14519	749	3118	631	97	53	143	111	203	P-1a
Lz1005-2	236	71217	7929	60420	21667	19398	465	14815	912	3118	585	108	59	112	117	185	P-1a
Lz1005-3	249	86402	12286	70000	27083	20000	775	14519	879	3897	784	97	59	166	121	222	P-1a
Lz1005-3	260	88571	22000	76434	28500	20783	930	16593	1433	4856	866	105	60	204	133	217	P-1a
Lz1005-3	292	75026	24857	30070	27583	6867	775	21556	1042	4197	1136	18	16	241	66	61	P-2a
Lz1005-3	322	73492	21857	30280	26833	6446	697	20815	912	4017	1096	0	14	220	64	55	P-2a
Lz1005-3	382	71058	21214	31259	25750	6265	697	20074	912	3957	1030	0	14	207	64	55	P-2a
Lz1005-3	433	77672	20786	35105	26667	7530	852	22889	912	4197	1059	12	13	231	73	66	P-2a
Lz1005-3	493	71376	16071	31049	28000	6506	542	19556	847	4616	1165	0	20	228	68	62	P-2a
Lz1005-4	532	71376	16000	36503	27250	6446	1084	20148	782	3717	1141	14	15	222	61	70	P-2a
Lz1005-4	552	71640	15857	41818	27083	7892	930	19704	847	6415	1132	16	18	215	82	87	P-2a

Tab. A30: Mittlere Korngrößenverteilung (Mittel), Minimum (Min), Maximum (Max) und Standardabweichung (Std.Abw.) der Proben aus Cluster P-2a, P-2b, P-3 und P-4.

Die mittleren Korngrößen nehmen von Cluster P-3 über P-2b und P-2a nach P-4 zu.

	Cluster P-3				Cluster P-2b				Cluster P-2a				Cluster P-4			
	Mittel	Min	Max	Std.Abw.	Mittel	Min	Max	Std.Abw.	Mittel	Min	Max	Std.Abw.	Mittel	Min	Max	Std.Abw.
Kies (%)	0,5	0,0	9,4	0,5	1,8	0,0	10,0	0,7	11,8	2,0	29,9	4,6	11,5	0,0	43,0	4,3
Sand (%)	19,3	0,0	37,1	3,1	32,3	15,2	51,9	2,3	52,8	44,1	67,4	3,2	65,7	20,2	92,9	5,8
Silt (%)	39,2	25,8	60,6	2,3	38,0	22,3	64,9	3,2	26,5	7,2	44,4	6,3	15,9	3,4	70,8	4,6
Ton (%)	40,9	13,0	71,5	3,9	27,8	12,4	39,4	2,0	8,9	2,6	13,9	1,8	6,9	0,8	16,2	1,5

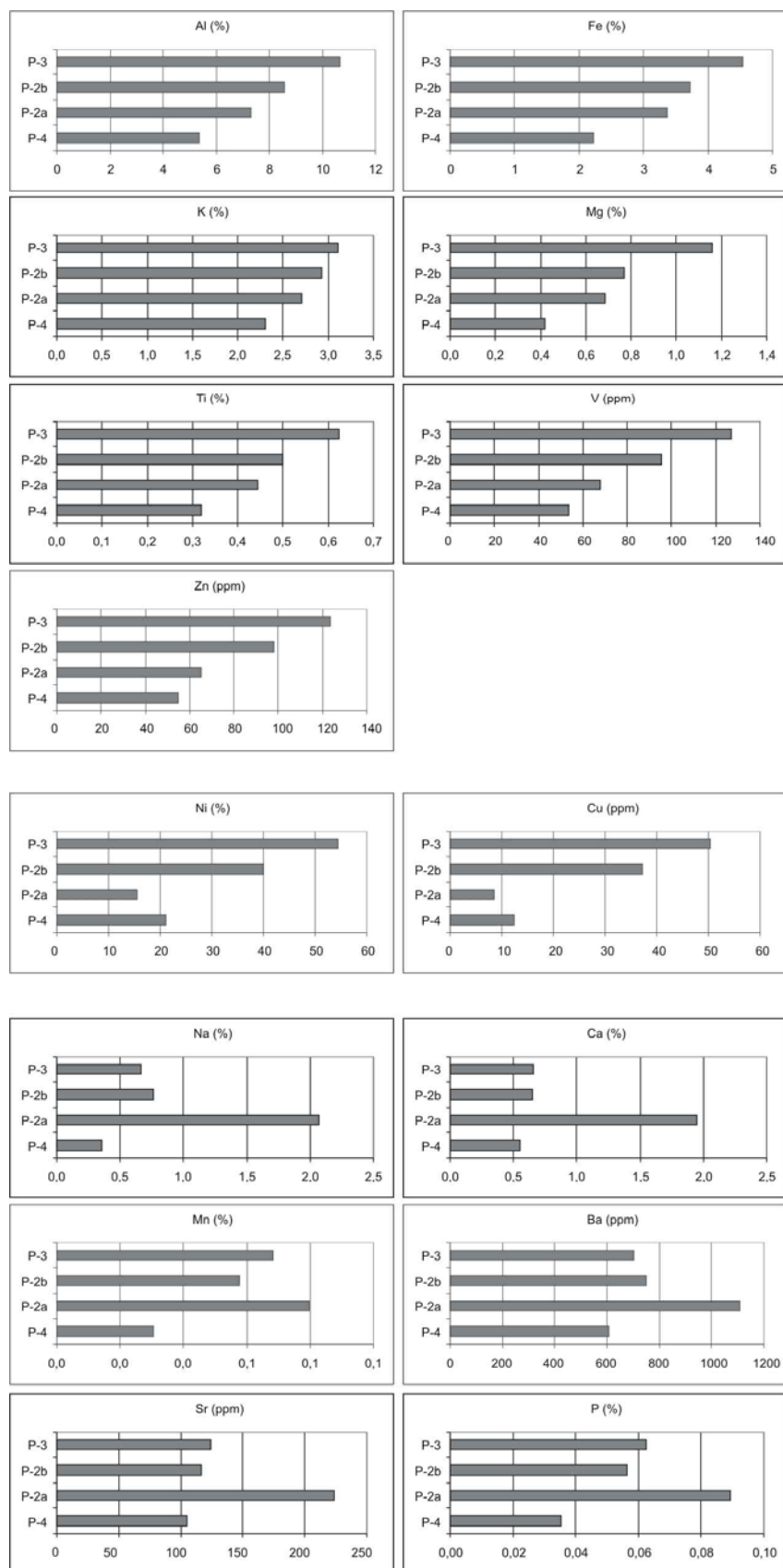


Abb. A24: Mittlere geochemische Zusammensetzung der aus klastischen Sedimenten bestehenden Cluster. Die Mittelwerte der Hauptelementkonzentrationen sind in % angegeben, die der Spurenelemente in ppm. Die mittleren Korngrößen nehmen von Cluster P-3 über P-2b und P-2a nach P-4 zu. Deutlich Korngrößenabhängige Konzentrationen zeigen die Elemente Al, Fe, K, Mg, Ti, V und Zn.

Tab. A31: Haupt- und Spurenelementverteilung im Gesamtsediment, Sedimentkern Lz1013, Beaver-See.
Für die Clusteranalyse wurden die Elementkonzentrationen auf Aluminium normiert.
Die Clusterzugehörigkeit ist in der letzten Spalte angegeben.

Kern	Tiefe (cm)	Ca/Al (*10 ³)	Fe/Al (*10 ³)	K/Al (*10 ³)	Mg/Al (*10 ³)	Mn/Al (*10 ³)	Na/Al (*10 ³)	P/Al (*10 ³)	Ti/Al (*10 ³)	Ba/Al (*10 ³)	Cu/Al (*10 ³)	Ni/Al (*10 ³)	Sr/Al (*10 ³)	V/Al (*10 ³)	Zn/Al (*10 ³)	Cluster
Lz1013-1	1	26	358	267	76	7	58	7	63	6,4	0,3	0,4	1,4	1,2	1,1	N-4a
Lz1013-1	16	30	233	297	72	4	55	7	69	6,9	0,2	0,3	1,4	1,2	0,7	N-4a
Lz1013-1	26	31	310	276	73	5	47	6	59	6,7	0,2	0,3	1,3	1,1	0,9	N-4a
Lz1013-2	33	59	385	381	58	7	48	6	58	10,4	0,2	0,4	2,0	1,0	0,9	N-4a
Lz1013-2	39	179	327	537	88	0	31	7	52	14,6	0,0	0,3	2,6	0,6	0,9	N-4c
Lz1013-2	45	75	357	361	66	0	42	8	61	9,9	0,2	0,4	2,0	1,0	0,9	N-4a
Lz1013-2	59	183	331	402	91	0	20	8	52	10,4	0,0	0,3	2,1	0,7	0,8	N-4c
Lz1013-2	79	352	374	470	157	0	22	0	43	12,3	0,0	0,4	3,3	0,7	1,1	N-4c
Lz1013-2	87	26	420	280	61	3	15	7	63	8,1	0,6	0,4	1,8	1,2	1,1	N-4a
Lz1013-2	89	19	745	244	57	5	12	7	51	7,5	0,4	0,5	1,7	1,1	1,5	N-1
Lz1013-2	99	37	335	301	62	3	16	11	73	10,0	0,7	0,4	2,4	1,3	1,2	N-4a

Tab. A32: Haupt- und Spurenelementverteilung im Gesamtsediment, Sedimentkern Lz1007, Radok-See.
Für die Clusteranalyse wurden die Elementkonzentrationen auf Aluminium normiert.
Die Clusterzugehörigkeit ist in der letzten Spalte angegeben.

Kern	Tiefe (cm)	Ca/Al (*10 ³)	Fe/Al (*10 ³)	K/Al (*10 ³)	Mg/Al (*10 ³)	Mn/Al (*10 ³)	Na/Al (*10 ³)	P/Al (*10 ³)	Ti/Al (*10 ³)	Ba/Al (*10 ³)	Cu/Al (*10 ³)	Ni/Al (*10 ³)	Sr/Al (*10 ³)	V/Al (*10 ³)	Zn/Al (*10 ³)	Cluster
Lz1007-1	1	56	426	319	76	6	44	5	59	8,5	0,4	0,5	1,4	1,2	1,2	N-4a
Lz1007-1	6	55	429	309	73	7	48	3	62	7,7	0,4	0,5	1,3	1,1	1,1	N-4a
Lz1007-1	11	54	407	310	75	7	48	7	62	7,7	0,4	0,5	1,4	1,2	1,1	N-4a
Lz1007-1	16	63	443	376	70	7	62	7	65	9,9	0,4	0,5	1,7	1,2	1,2	N-4a
Lz1007-1	17	57	419	371	71	7	59	8	61	9,5	0,4	0,5	1,6	1,2	1,1	N-4a
Lz1007-1	26	64	462	360	71	8	57	7	70	9,6	0,5	0,6	1,6	1,3	1,3	N-4a
Lz1007-2	32	55	485	286	102	7	52	4	53	6,4	0,5	0,5	1,0	1,2	1,3	N-4b
Lz1007-2	66	67	397	378	73	5	70	7	58	9,6	0,3	0,4	1,5	1,0	1,0	N-4a
Lz1007-2	72	72	399	323	79	5	77	6	62	7,9	0,3	0,4	1,4	1,1	1,0	N-4a
Lz1007-2	92	61	416	454	62	6	71	8	62	11,9	0,3	0,4	1,8	1,0	1,0	N-4c
Lz1007-2	122	72	456	461	70	8	69	8	72	12,9	0,3	0,5	1,9	1,2	1,2	N-4c
Lz1007-2	130	81	427	413	73	8	66	5	64	11,1	0,4	0,4	1,8	1,1	1,1	N-4c
Lz1007-2	142	62	472	433	64	7	101	5	59	10,0	0,2	0,4	1,7	1,0	1,1	N-4c
Lz1007-2	146	91	409	370	68	6	62	5	52	9,7	0,4	0,4	1,6	1,0	1,0	N-4c
Lz1007-2	160	116	479	430	76	10	82	9	77	12,0	0,3	0,4	2,1	1,1	1,5	N-4c
Lz1007-2	180	78	392	441	68	6	75	7	57	11,7	0,3	0,4	1,9	1,0	0,9	N-4c
Lz1007-2	190	105	522	508	71	9	95	8	57	13,3	0,2	0,4	2,1	0,9	1,0	N-4c
Lz1007-2	202	118	437	388	110	10	58	9	64	11,1	0,0	0,4	2,0	1,2	0,9	N-4a

Tab. A33: Haupt- und Spurenelementverteilung im Gesamtsediment, Sedimentkern Lz1010, Radok-See.
Für die Clusteranalyse wurden die Elementkonzentrationen auf Aluminium normiert.
Die Clusterzugehörigkeit ist in der letzten Spalte angegeben.

Kern	Tiefe (cm)	Ca/Al (*10 ³)	Fe/Al (*10 ³)	K/Al (*10 ³)	Mg/Al (*10 ³)	Mn/Al (*10 ³)	Na/Al (*10 ³)	P/Al (*10 ³)	Ti/Al (*10 ³)	Ba/Al (*10 ³)	Cu/Al (*10 ³)	Ni/Al (*10 ³)	Sr/Al (*10 ³)	V/Al (*10 ³)	Zn/Al (*10 ³)	Cluster
Lz1010-1	1	94	451	316	123	7	84	8	61	7,3	0,5	0,6	1,1	1,2	1,2	N-4b
Lz1010-1	6	104	491	347	121	9	98	6	64	7,7	0,4	0,6	1,3	1,3	1,2	N-4b
Lz1010-1	16	63	451	276	123	6	51	5	46	5,5	0,6	0,5	0,9	1,1	1,3	N-4b
Lz1010-1	17	89	470	314	123	7	85	6	52	6,9	0,5	0,5	1,1	1,1	1,2	N-4b
Lz1010-1	18	100	466	325	105	7	102	7	59	7,6	0,4	0,5	1,3	1,2	1,1	N-4b
Lz1010-2	26	89	462	292	122	5	79	5	54	6,0	0,4	0,6	1,0	1,2	1,2	N-4b
Lz1010-2	46	61	446	258	118	6	60	4	42	5,8	0,6	0,5	0,9	1,0	1,3	N-4b
Lz1010-2	70	121	534	309	125	9	145	6	64	7,3	0,5	0,5	1,3	1,2	1,2	N-4b
Lz1010-2	120	130	483	325	132	7	156	7	52	8,0	0,4	0,5	1,3	1,1	1,1	N-4b
Lz1010-2	168	138	478	345	126	7	167	7	53	8,3	0,4	0,5	1,3	1,1	1,1	N-4b
Lz1010-2	192	65	398	357	84	6	100	6	49	8,7	0,4	0,4	1,0	0,9	1,1	N-4a
Lz1010-3	268	58	401	368	77	6	88	5	49	9,3	0,4	0,4	1,0	0,9	1,1	N-4a
Lz1010-3	314	69	404	346	83	7	86	6	50	8,6	0,4	0,4	1,1	1,0	1,1	N-4a
Lz1010-3	452	67	439	326	88	7	87	6	50	8,5	0,4	0,5	1,1	1,0	1,2	N-4a
Lz1010-4	524	67	430	327	90	8	88	6	50	8,1	0,7	0,4	1,1	1,0	1,2	N-4a
Lz1010-4	588	64	425	336	86	7	92	6	50	11,5	0,5	0,4	1,1	1,0	1,1	N-4a

Tab. A34: Haupt- und Spurenelementverteilung im Gesamtsediment, Sedimentkern Lz1012, Radok-See. Für die Clusteranalyse wurden die Elementkonzentrationen auf Aluminium normiert. Die Clusterzugehörigkeit ist in der letzten Spalte angegeben.

Kern	Tiefe (cm)	Ca/Al (*10 ³)	Fe/Al (*10 ³)	K/Al (*10 ³)	Mg/Al (*10 ³)	Mn/Al (*10 ³)	Na/Al (*10 ³)	P/Al (*10 ³)	Ti/Al (*10 ³)	Ba/Al (*10 ³)	Cu/Al (*10 ³)	Ni/Al (*10 ³)	Sr/Al (*10 ³)	V/Al (*10 ³)	Zn/Al (*10 ³)	Cluster
Lz1012-1	1	64	432	282	118	6	58	6	57	6,0	0,5	0,5	1,1	1,2	1,3	N-4b
Lz1012-1	2	65	422	308	118	7	80	5	59	6,7	0,5	0,5	1,2	1,2	1,2	N-4a
Lz1012-1	6	78	459	303	134	7	63	7	66	6,7	0,5	0,6	1,3	1,3	1,2	N-4b
Lz1012-1	10	62	446	284	112	6	59	5	59	6,2	0,5	0,5	1,0	1,2	1,2	N-4b
Lz1012-1	11	68	446	299	122	7	67	7	65	6,6	0,5	0,5	1,1	1,3	1,2	N-4b
Lz1012-1	12	76	452	299	140	7	71	6	63	6,7	0,5	0,6	1,2	1,3	1,2	N-4b
Lz1012-1	15	63	427	303	112	9	77	7	64	6,7	0,5	0,5	1,0	1,2	1,2	N-4a
Lz1012-1	18	52	430	419	86	5	121	5	71	9,7	0,3	0,4	1,3	1,1	1,2	N-4c
Lz1012-1	20	47	415	462	83	5	124	5	57	10,7	0,3	0,4	1,4	1,0	1,1	N-4c
Lz1012-1	26	80	458	289	135	7	71	6	59	6,4	0,6	0,6	1,1	1,3	1,2	N-4b

Tab. A35: Haupt- und Spurenelementverteilung im Gesamtsediment, Sedimentkern Lz1005, Terrasovoje-See. Für die Clusteranalyse wurden die Elementkonzentrationen auf Aluminium normiert. Die Clusterzugehörigkeit ist in der letzten Spalte angegeben.

Kern	Tiefe (cm)	Ca/Al (*10 ³)	Fe/Al (*10 ³)	K/Al (*10 ³)	Mg/Al (*10 ³)	Mn/Al (*10 ³)	Na/Al (*10 ³)	P/Al (*10 ³)	Ti/Al (*10 ³)	Ba/Al (*10 ³)	Cu/Al (*10 ³)	Ni/Al (*10 ³)	Sr/Al (*10 ³)	V/Al (*10 ³)	Zn/Al (*10 ³)	Cluster
Lz1005-1	1	161	767	319	212	17	170	11	48	12,3	1,8	0,5	2,3	1,1	2,4	N-1
Lz1005-1	14	189	1730	305	256	25	221	15	48	11,4	1,2	0,8	2,6	1,3	2,7	N-2a
Lz1005-1	26	137	869	301	242	19	171	9	47	10,6	1,3	0,8	2,0	1,5	2,7	N-1
Lz1005-1	29	123	1210	309	229	19	160	10	45	10,9	1,2	0,8	2,0	1,5	2,8	N-2b
Lz1005-1	32	111	1963	304	233	20	147	8	44	10,3	1,3	0,8	1,8	1,5	3,0	N-2a
Lz1005-2	36	139	1333	299	212	24	182	9	43	10,5	1,1	0,7	2,1	1,4	2,7	N-2b
Lz1005-2	45	124	1725	303	242	19	174	12	42	10,5	1,4	0,9	1,9	1,7	3,0	N-2a
Lz1005-2	58	116	774	303	245	14	163	10	45	10,3	1,0	0,7	1,7	1,3	2,6	N-1
Lz1005-2	87	109	840	299	236	15	176	10	44	9,9	1,3	0,8	1,7	1,4	2,6	N-1
Lz1005-2	207	154	850	303	276	7	190	10	41	8,2	1,3	0,7	1,9	1,4	2,6	N-1
Lz1005-2	236	111	848	304	272	7	208	13	44	8,2	1,5	0,8	1,6	1,6	2,6	N-1
Lz1005-3	249	142	810	313	231	9	168	10	45	9,1	1,1	0,7	1,9	1,4	2,6	N-1
Lz1005-3	260	248	863	322	235	10	187	16	55	9,8	1,2	0,7	2,3	1,5	2,5	N-1
Lz1005-3	292	331	401	368	92	10	287	14	56	15,1	0,2	0,2	3,2	0,9	0,8	N-3
Lz1005-3	322	297	412	365	88	9	283	12	55	14,9	0,0	0,2	3,0	0,9	0,8	N-3
Lz1005-3	382	299	440	362	88	10	283	13	56	14,5	0,0	0,2	2,9	0,9	0,8	N-3
Lz1005-3	433	268	452	343	97	11	295	12	54	13,6	0,2	0,2	3,0	0,9	0,9	N-3
Lz1005-3	493	225	435	392	91	8	274	12	65	16,3	0,0	0,3	3,2	1,0	0,9	N-3
Lz1005-4	532	224	511	382	90	15	282	11	52	16,0	0,2	0,2	3,1	0,8	1,0	N-3
Lz1005-4	552	221	584	378	110	13	275	12	90	15,8	0,2	0,2	3,0	1,1	1,2	N-3

Tab. A36: Haupt- und Spurenelementzusammensetzung der Oberen Kontinentalen Kruste (nach Taylor & McLennan 1985).

SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	MnO (%)	Na ₂ O (%)	TiO ₂ (%)	Ba ppm	Cu ppm	Ni ppm	Sr ppm	V ppm	Zn ppm
66,00	15,20	4,20	5,00	3,40	2,20	0,07	3,90	0,50	550,00	25,00	20,00	350,00	60,00	71,00

Tab. A37: Anreicherungsfaktoren der Aluminium-normierten Elemente in den einzelnen Clustern, bezogen auf die Aluminium-normierte Elementverteilung der Oberen Kontinentalen Kruste (Taylor & McLennan 1985).

Cluster	Ca/Al	Fe/Al	K/Al	Mg/Al	Mn/Al	Na/Al	Ti/Al	Ba/Al	Cu/Al	Ni/Al	Sr/Al	V/Al	Zn/Al
N-1	0,36	1,88	0,85	1,35	1,47	0,45	1,25	1,40	3,88	2,79	0,44	1,85	2,77
N-2a	0,38	4,15	0,86	1,48	2,77	0,50	1,20	1,57	4,21	3,35	0,48	2,04	3,29
N-2b	0,35	2,92	0,86	1,34	2,82	0,48	1,19	1,56	3,62	2,86	0,48	1,98	3,10
N-3	0,71	1,06	1,05	0,57	1,42	0,79	1,64	2,22	0,37	0,86	0,70	1,25	1,01
N-4a	0,16	0,91	0,95	0,48	0,79	0,18	1,58	1,28	1,26	1,75	0,34	1,49	1,21
N-4b	0,23	1,07	0,86	0,73	0,91	0,23	1,54	1,00	1,56	2,19	0,26	1,59	1,36
N-4c	0,31	0,97	1,28	0,50	0,70	0,20	1,62	1,71	0,70	1,55	0,46	1,29	1,21

Biogene Sedimente im Terrasovoje-See

Tab. A38: Biogeochemische (C, N, S) und isotopengeochemische Parameter ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) der biogenen Sedimente (AE 1, AE 2) aus dem Terrasovoje-See (Sedimentkern Lz1005). Die Gehalte an Gesamtkohlenstoff (C_{ges}) entsprechen in diesen Proben den Gehalten an organischem Kohlenstoff (C_{org}). N = Gesamtstickstoff (N_{ges}), S = Gesamtschwefel (S_{ges}). Die geochemischen Daten (C,N,S) wurden von Bernd Wagner erhoben und sind bereits in Wagner et al. (2004) veröffentlicht.

Kern	Tiefe (cm)	C (%)	N (%)	S (%)	C/N	C/S	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$
Lz1005-1	1	10,0	0,8	2,1	13,0	4,8	-28,5
Lz1005-1	2	13,6	1,1	1,7	13,0	8,1	-26,8
Lz1005-1	3	12,2	1,0	5,8	11,9	2,1	-28,7
Lz1005-1	4	5,2	0,5	3,0	10,8	1,7	-28,8
Lz1005-1	5	11,2	0,9	4,7	12,0	2,4	-30,5
Lz1005-1	6	12,0	0,9	2,5	12,9	4,9	
Lz1005-1	7	9,2	0,8	3,9	11,9	2,3	-31,2
Lz1005-1	8	9,4	0,7	5,1	12,8	1,8	
Lz1005-1	9	7,1	0,7	5,2	9,9	1,4	-27,6
Lz1005-1	10	8,1	0,7	4,3	11,6	1,9	
Lz1005-1	11	8,2	0,6	8,9	13,7	0,9	-26,3
Lz1005-1	12	12,4	0,8	14,4	14,9	0,9	
Lz1005-1	13	14,6	0,9	12,7	16,2	1,2	-24,1
Lz1005-1	14	12,9	0,9	9,2	13,8	1,4	-24,1
Lz1005-1	15	10,3	0,9	4,6	11,9	2,2	
Lz1005-1	16	9,2	0,8	5,1	11,4	1,8	-31,1
Lz1005-1	17	6,2	0,5	0,9	11,6	6,9	-30,2
Lz1005-1	18	6,9	0,5	2,2	13,4	3,1	
Lz1005-1	19	9,5	0,7	8,1	14,1	1,2	-24,0
Lz1005-1	20	13,5	0,8	11,2	17,3	1,2	-23,0
Lz1005-1	21	14,2	0,8	12,2	17,1	1,2	-20,3
Lz1005-1	22	20,2	0,9	8,3	23,2	2,4	
Lz1005-1	23	19,1	0,9	5,9	21,5	3,2	-20,2
Lz1005-1	24	19,0	1,0	6,4	19,9	3,0	-21,0
Lz1005-1	25	10,7	0,8	3,1	13,2	3,4	
Lz1005-1	26	10,9	0,8	3,6	13,1	3,0	-26,6
Lz1005-1	27	9,5	0,8	2,4	12,3	4,0	-29,5
Lz1005-1	28	5,2	0,5	4,5	11,3	1,2	
Lz1005-1	29	8,1	0,7	5,6	11,6	1,5	-29,7
Lz1005-1	30	8,7	0,7	8,5	13,0	1,0	
Lz1005-1	31	8,8	0,7	7,8	12,4	1,1	
Lz1005-1	32	6,8	0,6	9,3	11,5	0,7	-29,7
Lz1005-1	33	10,1	0,9	7,7	11,6	1,3	
Lz1005-1	34	11,3	0,9	12,6	13,3	0,9	-29,0
Lz1005-1	35	12,5	1,0	9,2	13,1	1,4	
Lz1005-2	36	5,7	0,5	5,1	11,0	1,1	-28,8
Lz1005-2	37	8,3	0,7	6,8	11,5	1,2	-28,8
Lz1005-2	38	9,1	0,7	7,1	13,2	1,3	
Lz1005-2	39	7,4	0,6	11,8	11,6	0,6	
Lz1005-2	40	10,5	0,8	11,5	14,0	0,9	-28,4
Lz1005-2	41	10,0	0,8	9,9	13,2	1,0	
Lz1005-2	42	11,9	1,0	4,7	12,1	2,5	-30,2
Lz1005-2	43	11,0	0,9	4,5	12,4	2,4	
Lz1005-2	44	9,3	0,8	7,0	11,2	1,3	
Lz1005-2	45	15,4	1,3	8,3	11,9	1,9	-27,6
Lz1005-2	46	6,6	0,6	6,9	11,3	0,9	
Lz1005-2	47	8,1	0,8	7,3	10,6	1,1	-22,8
Lz1005-2	48	11,1	1,0	6,4	11,2	1,7	
Lz1005-2	49	6,6	0,6	4,4	10,5	1,5	
Lz1005-2	50	9,5	1,0	7,6	9,5	1,2	-22,1
Lz1005-2	51	8,6	1,0	4,2	9,1	2,0	
Lz1005-2	52	10,8	1,2	7,7	8,8	1,4	
Lz1005-2	53	6,8	0,8	3,9	8,6	1,7	-19,5
Lz1005-2	54	8,6	0,9	4,8	9,2	1,8	
Lz1005-2	55	10,3	1,0	2,2	10,5	4,7	
Lz1005-2	56	17,3	1,5	6,0	11,4	2,9	
Lz1005-2	57	10,2	1,1	2,6	9,5	3,8	
Lz1005-2	58	10,9	1,1	3,8	9,7	2,9	-14,2
Lz1005-2	60	7,5	0,6	1,6	12,0	4,8	
Lz1005-2	62	12,7	1,4	5,0	8,9	2,5	
Lz1005-2	63						-14,9
Lz1005-2	64	14,8	1,3	6,3	11,0	2,3	
Lz1005-2	66	9,6	0,8	3,1	11,9	3,1	
Lz1005-2	68	13,5	0,9	3,9	14,8	3,5	
Lz1005-2	69						-14,6
Lz1005-2	70	10,0	1,0	4,6	9,6	2,2	
Lz1005-2	72	11,6	0,9	4,5	12,8	2,6	
Lz1005-2	74	17,8	1,0	4,5	17,9	4,0	
Lz1005-2	76	14,8	1,0	4,9	15,4	3,0	
Lz1005-2	77						-12,5
Lz1005-2	78	17,8	0,9	4,4	20,0	4,1	
Lz1005-2	80	14,9	1,0	4,9	15,3	3,0	

Kern	Tiefe (cm)	C (%)	N (%)	S (%)	C/N	C/S	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$
Lz1005-2	82	15,8	0,9	4,5	17,2	3,5	
Lz1005-2	84	10,3	0,6	5,9	16,4	1,8	
Lz1005-2	86	8,6	0,7	4,5	13,1	1,9	
Lz1005-2	87						-17,5
Lz1005-2	88	14,0	1,0	4,1	14,1	3,4	
Lz1005-2	90	7,5	0,5	2,5	15,6	3,0	
Lz1005-2	92	9,4	0,6	3,9	14,8	2,4	
Lz1005-2	94	13,2	1,3	4,4	10,1	3,0	
Lz1005-2	96	12,5	0,7	3,1	18,7	4,1	
Lz1005-2	98	13,1	0,8	3,6	16,7	3,6	-20,1
Lz1005-2	100	7,4	0,6	3,7	13,4	2,0	
Lz1005-2	102	12,1	0,7	3,9	18,0	3,1	
Lz1005-2	104	16,3	0,8	4,1	20,4	4,0	
Lz1005-2	106	16,1	1,3	3,7	12,8	4,3	
Lz1005-2	108	15,6	0,7	4,1	22,9	3,8	
Lz1005-2	110	14,3	0,6	4,0	22,9	3,5	
Lz1005-2	112	18,7	0,9	3,8	20,6	4,9	-16,7
Lz1005-2	114	10,2	0,5	3,8	22,3	2,7	
Lz1005-2	116	16,0	0,7	4,2	23,1	3,8	
Lz1005-2	118	13,1	0,7	3,3	20,0	3,9	
Lz1005-2	120	21,1	0,8	3,4	27,1	6,1	
Lz1005-2	122	32,3	1,2	3,8	27,5	8,5	
Lz1005-2	124	32,6	1,1	3,6	29,9	9,2	
Lz1005-2	126	28,2	1,2	3,5	23,1	8,1	
Lz1005-2	128	21,6	0,8	4,2	26,3	5,2	
Lz1005-2	130	12,5	0,9	2,9	13,8	4,3	
Lz1005-2	132	19,3	0,7	4,2	26,8	4,6	-15,1
Lz1005-2	134	20,7	0,8	3,5	24,8	5,9	
Lz1005-2	136	16,9	0,6	4,4	26,4	3,8	
Lz1005-2	138	13,5	0,7	3,4	19,3	4,0	
Lz1005-2	140	27,7	1,0	4,0	27,4	7,0	
Lz1005-2	142	9,5	0,5	3,9	18,1	2,4	
Lz1005-2	144	18,2	0,7	4,8	27,1	3,8	
Lz1005-2	146	13,6	0,6	3,9	22,3	3,5	
Lz1005-2	148	15,2	0,7	4,7	23,4	3,3	
Lz1005-2	150	17,0	0,9	4,1	19,7	4,1	
Lz1005-2	152	18,2	0,8	4,8	24,2	3,8	
Lz1005-2	154	11,2	0,5	3,3	21,7	3,4	
Lz1005-2	156	9,9	0,5	4,2	19,4	2,3	
Lz1005-2	158	16,7	0,9	3,9	19,5	4,3	
Lz1005-2	160	18,7	0,8	3,9	23,1	4,8	
Lz1005-2	162	9,8	0,6	4,0	16,6	2,4	
Lz1005-2	164	17,4	0,7	4,1	23,5	4,3	
Lz1005-2	166	16,1	0,8	3,7	19,2	4,3	
Lz1005-2	168	10,9	0,6	4,1	18,2	2,7	
Lz1005-2	170	29,0	1,0	4,1	28,0	7,0	
Lz1005-2	172	12,3	0,6	3,9	20,2	3,2	
Lz1005-2	174	16,6	1,0	3,9	16,8	4,3	
Lz1005-2	176	27,0	1,3	3,8	21,4	7,0	
Lz1005-2	178	15,8	0,9	3,5	17,9	4,5	
Lz1005-2	180	12,6	0,8	3,6	15,2	3,5	
Lz1005-2	182	9,2	0,8	3,7	11,6	2,4	
Lz1005-2	184	9,3	0,8	3,8	11,5	2,4	
Lz1005-2	186	8,7	0,7	3,8	12,7	2,3	
Lz1005-2	188	12,7	0,9	3,7	13,5	3,4	
Lz1005-2	190	9,6	0,8	3,7	11,8	2,6	
Lz1005-2	192	15,7	1,2	3,2	13,1	4,8	-25,3
Lz1005-2	194	5,7	0,5	3,5	11,6	1,6	
Lz1005-2	196	9,7	0,7	3,4	14,9	2,8	
Lz1005-2	198	11,6	0,9	3,8	13,4	3,1	
Lz1005-2	200	6,1	0,4	3,2	15,5	1,9	
Lz1005-2	202	6,8	0,5	3,5	12,9	1,9	
Lz1005-2	204	11,3	1,0	3,5	11,6	3,3	
Lz1005-2	206	11,5	1,0	3,5	11,8	3,3	
Lz1005-2	207						-29,5
Lz1005-2	208	10,8	0,8	3,0	14,0	3,6	
Lz1005-2	210	7,2	0,6	3,6	12,9	2,0	
Lz1005-2	212	6,5	0,5	3,5	13,2	1,9	
Lz1005-2	214	6,4	0,6	3,8	11,2	1,7	
Lz1005-2	216	13,8	0,8	3,4	16,4	4,1	
Lz1005-2	218	4,0	0,4	2,3	11,2	1,8	
Lz1005-2	220	6,7	0,6	3,6	11,7	1,8	-22,1

Fortsetzung Tab. A38: Biogeochemische (C, N, S) und isotopengeochemische Parameter ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) der biogenen Sedimente (AE 1, AE 2) aus dem Terrasovoje-See (Sedimentkern Lz1005). Die Gehalte an Gesamtkohlenstoff (C_{ges}) entsprechen in diesen Proben den Gehalten an organischem Kohlenstoff (C_{org}). N = Gesamtstickstoff (N_{ges}), S = Gesamtschwefel (C_{ges}). Die geochemischen Daten (C,N,S) wurden von Bernd Wagner erhoben und sind bereits in Wagner et al. (2004) veröffentlicht.

Kern	Tiefe (cm)	C (%)	N (%)	S (%)	C/N	C/S	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
Lz1005-2	222	6,6	0,6	4,0	11,0	1,7	
Lz1005-2	224	4,7	0,4	3,7	12,5	1,3	
Lz1005-2	226	9,0	0,6	3,7	16,0	2,5	-21,8
Lz1005-2	228	18,2	1,1	3,4	17,2	5,4	
Lz1005-2	230	5,7	0,5	4,0	11,6	1,4	
Lz1005-2	231						-26,3
Lz1005-2	232	4,6	0,4	3,4	12,7	1,3	
Lz1005-2	234	7,3	0,6	3,6	13,3	2,1	
Lz1005-2	236	10,2	0,9	3,2	10,9	3,2	-26,8
Lz1005-2	238	7,3	0,8	3,4	9,6	2,2	
Lz1005-2	240	4,6	0,4	3,0	11,1	1,5	
Lz1005-2	242	2,6	0,3	3,5	9,8	0,7	
Lz1005-2	243						-27,5
Lz1005-2	244	7,9	0,7	4,5	10,7	1,8	
Lz1005-3	245						-27,5
Lz1005-3	246	2,1	0,3	4,5	8,5	0,5	
Lz1005-3	248	2,7	0,3	4,5	9,0	0,6	
Lz1005-3	249						-27,9
Lz1005-3	250	2,9	0,3	4,6	9,1	0,6	
Lz1005-3	251						-27,8
Lz1005-3	252	2,7	0,3	4,7	8,8	0,6	
Lz1005-3	254	2,7	0,3	4,6	8,8	0,6	-27,5
Lz1005-3	256	2,7	0,3	4,7	9,4	0,6	
Lz1005-3	257						-28,8
Lz1005-3	258	2,7	0,3	5,1	9,6	0,5	
Lz1005-3	260	3,6	0,4	4,9	9,5	0,7	-28,3
Lz1005-3	262	3,1	0,3	4,2	9,3	0,7	
Lz1005-3	263						-27,8
Lz1005-3	264	3,3	0,3	4,1	10,6	0,8	
Lz1005-3	266	2,6	0,3	3,9	9,1	0,7	
Lz1005-3	268	1,8	0,2	4,3	8,0	0,4	
Lz1005-3	270	1,5	0,1	2,7	12,3	0,5	

Tab. A39: Durchschnittliche geochemische und isotopengeochemische Zusammensetzung (Mittelwerte und Standardabweichung) der biogenen Sedimente aus dem Terrasovoje-See.

Kern	Tiefe (cm)	AE		C(%)	N (%)	S (%)	C/N	C/S	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰)
Lz1005	0-272	AE 1 & AE 2	Minimum	1,5	0,1	0,9	8,0	0,4	-31,2
Lz1005	0-272	AE 1 & AE 2	Maximum	32,6	1,5	14,4	29,9	9,2	-12,5
Lz1005	0-272	AE 1 & AE 2	Mittelwert	11,3 ± 5,8	0,8 ± 0,3	4,8 ± 2,3	14,8 ± 5,1	2,8 ± 1,7	-25,0 ± 5,1
Lz1005	0-94	AE 1	Mittelwert	10,8 ± 3,4	0,8 ± 0,2	5,8 ± 2,9	12,9 ± 2,9	2,3 ± 1,4	-24,9 ± 5,4
Lz1005	94-272	AE 2	Mittelwert	11,7 ± 7,2	0,7 ± 0,3	3,8 ± 0,5	16,4 ± 5,9	3,1 ± 1,9	-25,3 ± 4,6

Tab. A40: Analysedaten der Rock-Eval-Pyrolyse und C_{org} -Bestimmungen. Die Proben stammen aus Kern Lz1005, Terrasovoje-See. S1 und S2 repräsentieren das Kohlenwasserstoffpotential der Probe, wobei S1 die Menge des bereits unter natürlichen Bedingungen generierten Anteils darstellt. Der S3-Wert bezieht sich auf das bei der Pyrolyse freigesetzte Kohlendioxid. Die HI- (Hydrogen-Index) Werte sind Proxies für das H/C-Verhältnis von organischem Material, wobei die OI- (Sauerstoff-Index) Werte die O/C-Verhältnisse repräsentieren.

Kern	Tiefe (cm)	C_{org} (%)	S1 (mg HC/g)	S2 (mg HC/g)	S3 (mg HC/g)	T_{max}	HI (mg HC/g C_{org})	OI (mg CO_2 /g C_{org})
Lz1005-1	5	11,2	10,6	43,3	9,6	429	386	86
Lz1005-1	17	6,2	3,2	27,1	5,0	432	434	80
Lz1005-2	36	5,7	2,8	20,5	3,8	427	356	66
Lz1005-2	42	11,7	13,2	60,4	7,6	428	516	65
Lz1005-2	53	6,8	5,3	27,3	7,2	428	400	106
Lz1005-2	98	13,1	11,4	76,9	8,6	420	589	66
Lz1005-2	219	5,0	1,1	10,6	5,4	408	211	107
Lz1005-3	253	2,8	0,7	5,8	2,6	422	206	93

Tab. A41: Diatomeenverteilung in den biogenen Sedimenten des Terrasovoje-Sees (Kern Lz1005). Die Daten wurden von Holger Cremer erhoben und sind bereits in Cremer et al. (2004) veröffentlicht.

Kern	Tiefe (cm)	Diatomeen-Anzahl (Valven *10 ⁶ /g Trockensed.)	<i>Amphora veneta</i> (%)	<i>Craticula</i> cf. <i>molesta</i> (%)	<i>Diadesmis</i> spp. (%)	<i>Nitzschia commutata</i> (%)	<i>Nitzschia frustulum</i> (%)	<i>Pinnularia cymatopleura</i> (%)	<i>Psammothidium</i> ssp. (%)	<i>Stauroneis anceps</i> (%)
Lz1005-1	1	36,68	45,0	21,3	25,4	0,0	0,0	0,0	0,0	8,1
Lz1005-1	8	2,49	47,3	27,2	22,3	0,0	0,0	0,0	0,0	1,6
Lz1005-1	12	20,49	66,0	14,9	16,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,2
Lz1005-1	15	72,51	18,9	46,0	28,6	0,0	0,0	0,0	2,2	4,2
Lz1005-1	16	8,86	8,1	51,7	28,8	0,3	0,0	0,0	4,0	5,9
Lz1005-1	18	1,79	38,3	40,0	14,8	0,0	0,0	0,0	2,6	4,3
Lz1005-1	20	18,08	68,6	20,7	7,8	0,0	0,0	0,0	0,0	2,6
Lz1005-1	22	19,32	85,7	4,0	6,8	0,0	0,0	0,0	0,8	2,0
Lz1005-1	25	8,81	77,4	5,0	11,5	0,0	0,0	0,0	0,0	2,9
Lz1005-1	28	vereinzelt	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Lz1005-1	30	vereinzelt	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Lz1005-1	31	vereinzelt	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Lz1005-1	33	vereinzelt	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Lz1005-1	34	vereinzelt	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Lz1005-2	36	vereinzelt	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Lz1005-2	38	5,50	58,8	3,7	36,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8
Lz1005-2	42	2,43	83,2	8,9	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	5,0
Lz1005-2	46	7,95	68,4	13,0	0,0	0,0	17,1	0,0	0,0	1,1
Lz1005-2	50	51,54	58,9	18,9	0,0	0,0	20,9	0,0	0,0	0,9
Lz1005-2	54	175,65	51,2	47,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Lz1005-2	60	75,89	55,0	42,1	0,0	2,9	0,0	0,0	0,0	0,0
Lz1005-2	70	45,00	50,0	49,5	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0
Lz1005-2	80	41,41	51,0	47,8	0,0	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0
Lz1005-2	90	39,45	50,7	47,5	0,0	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0
Lz1005-2	100	28,31	48,0	50,7	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Lz1005-2	110	21,75	56,3	38,4	0,0	4,8	0,0	0,0	0,0	0,0
Lz1005-2	120	16,22	61,6	36,8	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0
Lz1005-2	130	0,78	70,7	20,7	0,0	3,4	1,7	0,0	0,0	0,0
Lz1005-2	142	13,79	72,3	23,2	0,0	3,1	0,0	0,9	0,0	0,0
Lz1005-2	154	1,98	74,8	23,9	0,0	8,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Lz1005-2	164	24,27	47,8	0,0	0,0	8,0	0,0	0,6	0,0	0,3
Lz1005-2	174	6,57	53,7	32,9	0,0	12,5	0,0	0,9	0,0	0,0
Lz1005-2	184	0,96	68,0	17,3	0,0	10,7	0,0	1,3	0,0	1,3
Lz1005-2	194	6,27	71,9	19,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,7
Lz1005-2	204	4,32	92,1	7,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Lz1005-2	214	0,00	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Lz1005-2	224	vereinzelt	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Lz1005-2	234	vereinzelt	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Lz1005-2	244	vereinzelt	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Lz1005-2	254	0,00	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Lz1005-3	262	0,00	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Lz1005-3	270	0,00	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

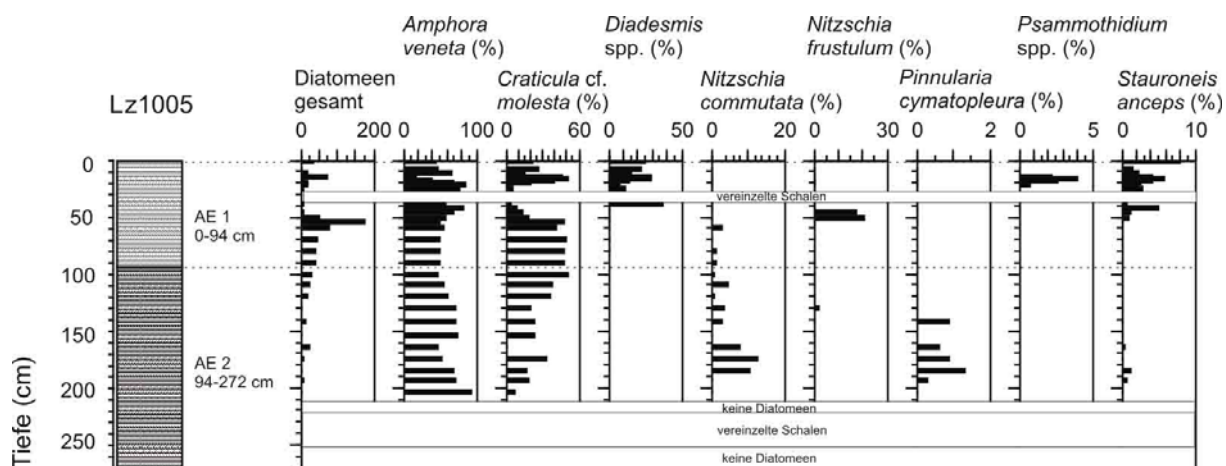


Abb. A25: Diatomeenverteilung in den biogenen Sedimenten (AE1, AE 2) des Terrasovoje-Sees. Es wurden die häufigsten Diatomeen-Taxa gegen die Kerntiefe aufgetragen. Insgesamt konnten in den biogenen Sedimenten des Terrasovoje-Sees 32 Taxa identifiziert werden. Daten aus Cremer et al. (2004).

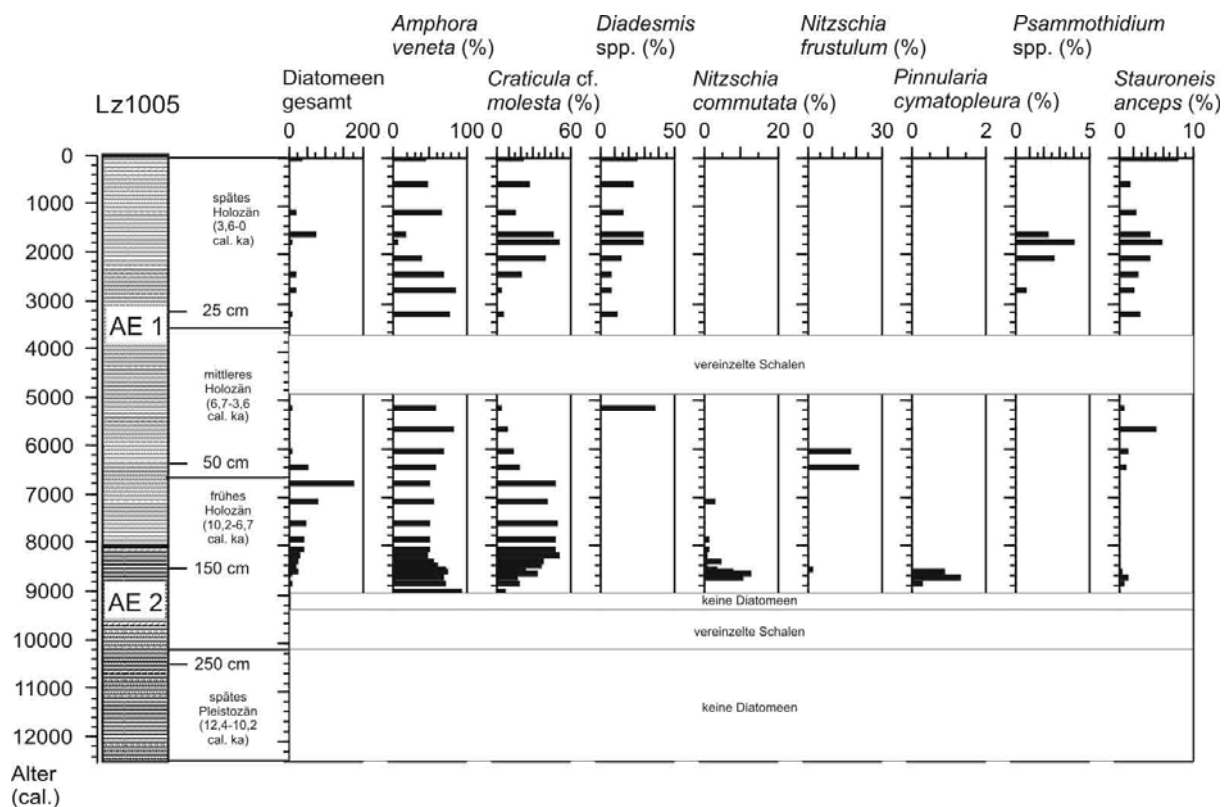


Abb. A26: Diatomeenverteilung in den biogenen Sedimenten (AE1, AE 2) des Terrasovoje-Sees. Es wurden die häufigsten Diatomeen-Taxa gegen das Alter der Sedimente aufgetragen. Daten aus Cremer et al. (2004).