

# Paläoökologie und Geochemie quartärer Seesedimente auf Baffin Island, Kanadische Arktis

JOACHIM W. HÄRTLING & ALEXANDER P. WOLFE\*)

HÄRTLING, J. W. & WOLFE, A. P. (2000): Paläoökologie und Geochemie quartärer Seesedimente auf Baffin Island, Kanadische Arktis. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **50**: 69-85; Hannover 2000.

**Keywords:** Arctic Canada, Baffin Island, Quaternary paleoecology, sediment stratigraphy, diatoms, sediment chemistry, lake developmental history, trace metal enrichment.

**Kurzfassung:** Amarok, Tulugak und Ukalik sind kleine, ultra-oligotrophe Seen auf Baffin Island, kanadische Arktis, die im Frühholozän eine natürliche Schwermetallanreicherung aufweisen, welche mit der von rezenten, belasteten Sedimenten vergleichbar ist. Während der letzten Eiszeit waren diese Seen nicht von Gletschermassen bedeckt (Refugien), so dass die Seen und ihre Einzugsgebiete während der letzten 40 000 Jahre aktive Ökosysteme waren. Die paläoökologischen Bedingungen wechselten zwischen kalten Zeiten mit geringer Vegetationsbedeckung, geringer Bodenbildung, starker Erosion, allochthonen klastischen Sedimenten, geringer Produktivität und sauren pH-Werten und wärmeren Zeiten mit Zunahme von Vegetationsbedeckung und Bodenbildung, geringerer Erosion, autochthonen organischen Sedimenten, stärkerer Produktivität und höheren pH-Werten. Die Veränderungen des Paläo-pH werden vor allem durch hydrologische und biogeochemische Prozesse in den Seen selbst gesteuert, weniger durch die Basenbereitstellung aus den Einzugsgebieten. Eine effektive synsedimentäre Konzentration von Schwermetallen im organischen Anteil hat im Frühholozän dazu geführt, dass unter bestimmten hydrologischen und ökologischen Bedingungen natürlicherweise Konzentrationen von Schwermetallen auftreten, die z. T. weit über dem normalerweise anzutreffenden gegenen Hintergrund liegen.

## [Palaeoecology and geochemistry of Quaternary lake deposits on Baffin Island, Canadian Arctic]

**Abstract:** Amarok, Tulugak and Ukalik are small, ultra-oligotrophic lakes on Baffin Island, Canadian Arctic, which were not covered by glaciers during the last ice age (refugia). Thus, the lakes and their watersheds have been active ecosystems for at least the last 40,000 years. Palaeoecological conditions varied from cold periods with little vegetation and pedogenesis, intense

watershed erosion, clastic sedimentation, low productivity and a more acidic pH in the lakes to warmer periods with increased vegetation cover and pedogenesis, reduced watershed erosion, organic sedimentation, increased productivity in the lakes and higher pH-values. The changes in paleo-pH are primarily caused by hydrological and biogeochemical reactions within the lakes, and not as much by the input of base cations from the watershed. Effective synsedimentary scavenging of heavy metals by organic material caused a natural increase of these metals during the early Holocene comparable to that of contaminated recent sediments. The results show that, under specific ecological conditions, the natural concentrations of heavy metals can exceed the usual background values considerably.

## 1 Einführung

Während rezente ökologische Zustände direkt gemessen werden können, sind Paläoklimatologie bzw. Paläoökologie auf Stellvertreterdaten (sog. Proxy-Daten) angewiesen. Bei hoher zeitlicher Auflösung eignen sich Seesedimente besonders gut als Archive für paläoökologische Veränderungen. Ziel dieser Arbeit ist es, durch biologische und geochemische Untersuchungen limnischer Sedimente paläoökologische Veränderungen in arktischen Einzugsgebieten zu erklären.

Da die geochemische Signatur limnischer Sedimente eine komplexe Interaktion von Ausgangsmaterial, Transport, Sedimentationsraten, Sedimentfokussierung, physikalischer und chemischer Mobilisierung vor und nach der Deposition sowie von fröhdiagenetischen Prozessen reflektiert, ist es schwierig, direkte Beziehungen zwischen den sedimentären Signalen und den ökologischen Verhältnissen im Einzugsgebiet herzustellen. Biologische Indikatoren wie Kieselalgen (Diatomeen) können die sedimentologischen und geochemischen Daten unterstützen und zur Rekonstruktion von Paläoproduktivität und Paläo-pH genutzt werden. Dabei können die Diatomeenkonzentrationen (in Abwesenheit von Opallösung) als Indikatoren für die Paläoproduktivität in den Seen dienen, während die Artenzusammensetzung Hinweise auf den Paläo-pH und die trophischen Bedingungen im See bzw. auf den Einfluss des Einzugsgebiets geben. Wenn die-

\*) Anschriften der Verfasser: PD Dr. J. W. HÄRTLING, Institut für Physische Geographie (IPG), Albert-Ludwigs-Universität, Werderring 4, D-79085 Freiburg i. Br., [acha@ipg.uni-freiburg.de](mailto:acha@ipg.uni-freiburg.de); Dr. A. P. WOLFE, INSTAAR and Department of Geological Sciences, University of Colorado, Boulder CO 80309-0450, U.S.A.

se biologischen und chemischen Signale durch relative und absolute Datierungen zeitlich eingeordnet werden können, kann eine durchgehende Rekonstruktion der Seenentwicklung im Zusammenhang mit den paläoökologischen Verhältnissen in den Einzugsgebieten erstellt werden.

Der Einsatz biologischer und geochemischer Verfahren zur Rekonstruktion von Paläoumweltbedingungen hat in den temperierten Regionen der Erde eine lange Tradition. So verweisen die frühen Arbeiten von JENKINS et al. (1941), MACKERETH (1965, 1966) und ZÜLLIG (1956) bereits auf das Potential der geochemischen Analyse zur paläoökologischen Rekonstruktion (siehe auch die grundlegenden Arbeiten von ENGSTROM & WRIGHT 1984, HAKANSON & JANSSON 1983, und LERMAN 1978). In den Polargebieten gibt es erst wenige Untersuchungen zu dieser Thematik, weil diese Räume schwer zugänglich sind. Außerdem musste erst das methodische Instrumentarium entwickelt werden, wie bei kleinen Datensätzen aus biologischen und geochemischen Signalen in den Sedimenten differenzierte Aussagen zu paläoklimatischen bzw. paläoökologischen Veränderungen abgeleitet werden können (ENGSTROM & HANSEN 1985; ENGSTROM & WRIGHT 1984; ENGSTROM et al. 1990; RENBERG 1990; RENBERG et al. 1993; YOUNG & KING 1989). Daher werden erst seit Mitte der 80er Jahre Untersuchungen zu dieser Thematik in Alaska (CORNWELL 1986; ENGSTROM et al. 1990; HU et al. 1993) und in der kanadischen Arktis (BRADLEY et al. 1996; SMITH 1991; WOLFE & HÄRTLING 1996, 1997; YOUNG & KING 1989) durchgeführt.

Anhand der Untersuchung von drei kleinen Seen auf Baffin Island, kanadische Arktis, werden Möglichkeiten des Einsatzes geochemischer und biologischer Proxy-Daten zur Erfassung der paläoklimatischen bzw. paläoökologischen Verhältnisse in extraglaziären Einzugsgebieten dargestellt. Mit Hilfe einer regionalen paläolimnologischen Rekonstruktion werden dann die Reaktionen der Seen und der zugehörigen Einzugsgebiete auf paläoklimatische Veränderungen diskutiert. Die verwendeten Sedimentkerne stellen die ersten, vom Spätpleistozän bis heute durchgehenden, limnischen Archive in der kanadischen Arktis dar.

## 2 Der Untersuchungsraum

Die kleinen, ultra-oligotrophen Seen Amarak, Tulugak und Ukalik befinden sich auf der Cumberland Peninsula, Baffin Island, Kanada (66° 16' N, 65° 45' W) in einer Höhenlage von 545 m (Ukalik)

bis 848 m ü. NN (Amarok) - (Abb. 1). Das Relief im Untersuchungsraum ist durch scharf eingeschnittene, steile Täler gekennzeichnet, die während der letzten Vereisung eisfrei geblieben sind. Die morphometrischen Daten der Seen sind in Tab. 1 zusammengefasst (DYKE 1979; DYKE et al. 1982; WOLFE 1994a).

Tab. 1: Geographische Lage und Morphometrie von Amarak, Tulugak und Ukalik (nach WOLFE & HÄRTLING 1996).

Tab. 1: Geographic location and morphometry of Amarak, Tulugak and Ukalik lakes (WOLFE & HÄRTLING 1996).

See	Amarok	Tulugak	Ukalik
Lage (UTMG)	LJ7655	LJ7753	LJ7752
Höhe (m NN)	848	754	545
Fläche (km <sup>2</sup> )	0,04	0,17	0,18
Einzugsgebiet (km <sup>2</sup> )	1,06	3,17	15,3
Maximale Tiefe (m)	14,2	15,4	16,4

Die Seen befinden sich in der präkambrischen Churchill Provinz des Kanadischen Schildes (THORSTEINSSON & TOZER 1981). Nach JACKSON & TAYLOR (1972) bestehen die Gesteine der Churchill Provinz vor allem aus Gneisen, Graniten und Quarz-Monzoniten. Eigene Erhebungen im Bereich der Seen erbrachten vor allem Granite bis Granodiorite, die leicht deformiert bis charnockitisch überprägt sind.

Die jüngere Sedimentbedeckung besteht vor allem aus Moränenschutt, Blockfeldern und vergrusten kristallinen Gesteinen. Die klimatisch bedingte, langsame chemische Verwitterung und die geringe Vegetationsbedeckung führten zum raschen Abtransport verwitterter Materialien durch periglaziale Prozesse. Daher konnten sich meist nur flachgründige (< 0,4 m) und grobkörnige Böden entwickeln. Diese Böden können nach TEDROW & CANTLON (1958) zwischen Polarböden (polar desert soils) und flachgründigen arktischen Braunerden (arctic brown soils) eingeordnet werden (BIRKELAND 1978; BOCKHEIM 1979; HÄRTLING 1992).

Die Vegetation beschränkt sich auf den Hochflächen auf eine diskontinuierliche bzw. sporadische Verbreitung von *Cassiope tetragano-Salix*-Flechten-Tundra. In feuchten Niederungen finden sich auch Flecken mit dichter Krauttundra, Sauergräsern und Bryophyten. Die klimatischen

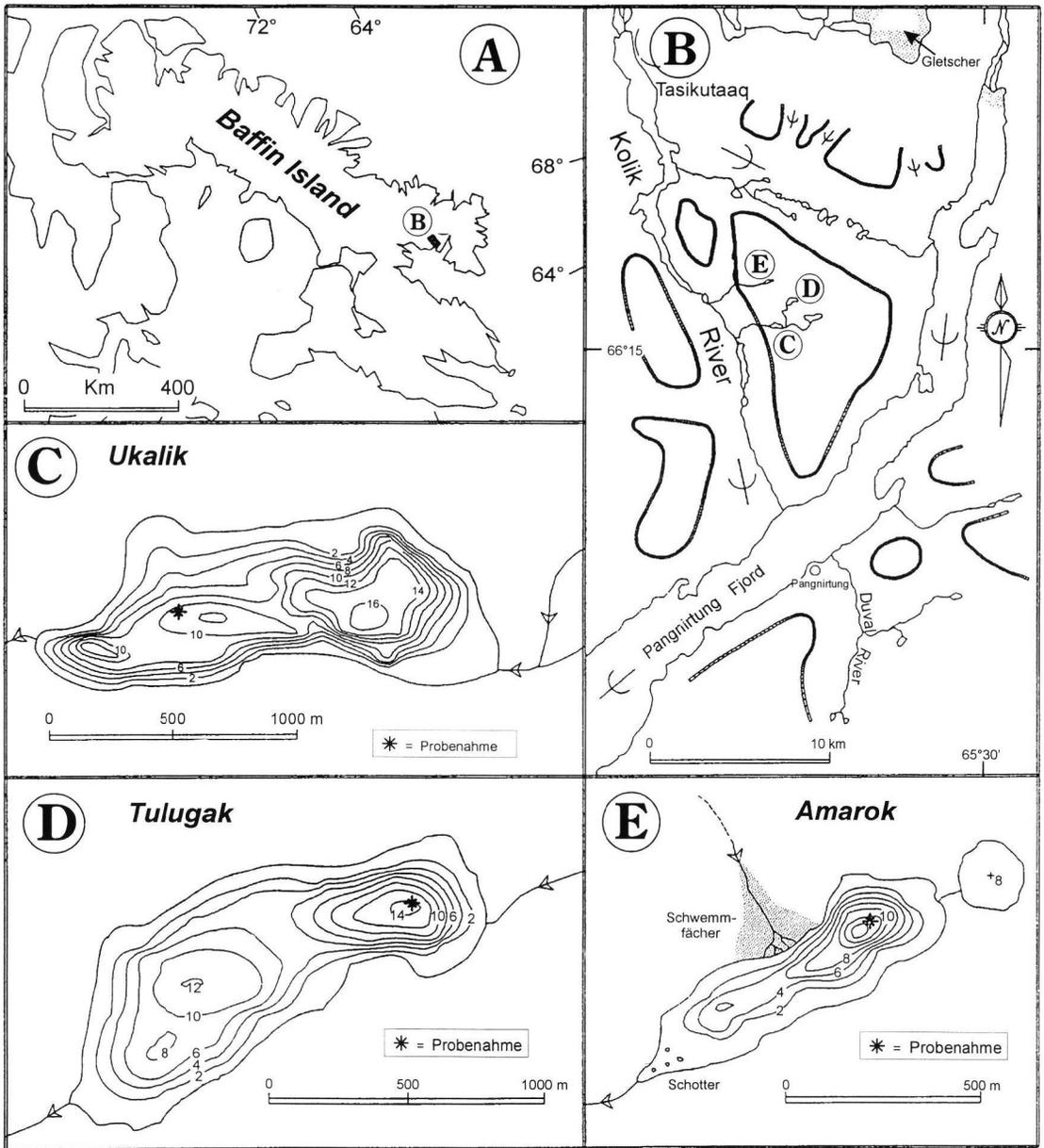


Abb. 1: Lage des Untersuchungsraums (1A, 1B) und Bathymetrie von Ukalik (1C), Tulugak (1D) und Amarok (1E). Abb. 1B zeigt die nicht vergletscherten Gebiete (Leitersignatur) und die Eisflusssignaturen der letzten Eiszeit (nach WOLFE & HÄRTLING 1996).

Fig. 1: Location of research area (1A, 1B) and bathymetry of Ukalik (1C), Tulugak (1D) and Ukalik (1E). Fig 1B shows the non-glaciated areas (refugia) and the ice flow signatures for the last ice age (WOLFE & HÄRTLING 1996).

Bedingungen sind durch relativ warme, feuchte Sommer und niederschlagsreiche, kalte Winter geprägt. Die direkt am Pangnirtung Fjord gelegene Gemeinde Pangnirtung (13 m ü. NN) weist eine mittlere Jahrestemperatur von  $-8,9^{\circ}\text{C}$  und eine durchschnittliche Sommertemperatur von  $+5,2^{\circ}\text{C}$  auf. Der jährliche Niederschlag beträgt durchschnittlich 400 mm. Davon fallen ungefähr

56% als Schnee (MAXWELL 1980). Da die Seen wesentlich höher als die Klimastation in Pangnirtung liegen (545–848 m ü. NN), sind die klimatischen Bedingungen dort extremer.

Bei den heutigen Klimabedingungen sind die Seen 10–12 Monate im Jahr von Schnee und Eis bedeckt, wobei eine maximale Eismächtigkeit von ca. 2 m erreicht wird. Die Auftauphase der

Seen beginnt frühestens im Juli mit der Bildung von Schmelzrinnen. Im August können die Seen kurzzeitig schnee- und eisfrei werden, spätestens im September bildet sich bereits wieder die erste Eisschicht.

Das Milieu der Seen ist durch den sauren Chemismus der Ausgangsmaterialien und eine extreme Nährstoffarmut gekennzeichnet (Ukalik [n = 21]: K: 0,29 mg l<sup>-1</sup>; Na: 1,05 mg l<sup>-1</sup>; Mg: 0,14 mg l<sup>-1</sup>; Ca: 2,55 mg l<sup>-1</sup>; Fe: 0,05 mg l<sup>-1</sup>; aus WOLFE 1994b). Während des Sommers 1991 wiesen die Seen eine durchschnittliche Leitfähigkeit von weniger als 7 µS cm<sup>-1</sup>, einen pH-Wert von 6,1 und eine Gesamtkationenkonzentration von weniger als 5 mg l<sup>-1</sup> auf.

### 3 Methodik

Im Juli 1991 wurde je ein Sedimentkern in den tiefsten Bereichen der Seen (Abb. 1) durch 2 m dickes Eis mit einem modifizierten Hammerlot (GILBERT & GLEW 1985) gezogen. Die Proben wurden kühl gelagert und im Labor des Instituts für Geographie der Queen's University in Kingston, Ontario, untersucht. Bei der Teilprobennahme wurde darauf geachtet, dass das Material nur vom inneren, ungestörten Bereich der Kerne entnommen wurde. Im allgemeinen wurden die Kerne alle 5 cm beprobt; bei lithologischen Übergängen wurde eine feinere Auflösung von 2,5 cm gewählt.

Aufgrund der geringen Probenmassen konnten nur am Sedimentkern von Ukalik Korngrößenanalysen durchgeführt werden. Dabei wurde 10 g homogenisierte trockene Probe eingewogen, mit 25 ml 0,4 N Natriumpyrophosphat versetzt, mit destilliertem Wasser auf 100 ml aufgefüllt und für 1 h bei niedriger Frequenz geschüttelt. Danach wurde die Sandfraktion durch Nasssiebung sowie die Ton- und Schlufffraktion durch Sedimentationsanalyse (nach KÖHN) bestimmt.

Für die geochemischen Analysen wurden Sedimentproben über Nacht bei 90 °C getrocknet und mit einem Achatmörser auf < 63 µm zerrieben. Bei der petrographischen und geochemischen Bestimmung wurden auch Gesteinsbrocken analysiert, die sich in den Kernen von Amarok und Ukalik befanden. Weiterhin wurden Handstücke, die auf dem Eis oder auf den angrenzenden Schotterfluren von Ukalik eingesammelt worden waren, auf ihren Mineralbestand und ihre Geochemie untersucht.

Zur geochemischen Gesamtanalyse wurden die Sediment- und Gesteinsproben in HF/HNO<sub>3</sub>/

HClO<sub>4</sub> gelöst und mittels ICP-OES auf 31 Elemente untersucht. Gesamtschwefel wurde mit einem LECO-Schwefelanalysator analysiert und der organische Anteil als gravimetrischer Massenverlust bei 550 °C (LOI<sub>550</sub>) geschätzt (DEAN 1974). Genauigkeit und Zuverlässigkeit der chemischen Analysen wurden von einem kommerziellen Labor überprüft. Die Zuverlässigkeit (relative Mittelwertabweichung) der chemischen Analysen ist sehr unterschiedlich: 3,6% (Ca), 4,9% (Mn), 5,2% (Fe), 5,6% (Ti), 5,8% (S), 6,5% (V), 7,7% (K), 8,0% (Al), 8,3% (Na), 8,5% (Zr), 9,3% (Cr), 9,4% (Ni), 10,9% (Zn), 11,0% (Cu) und 19,0% (Pb). Einige Elemente (Ag, As, Cd, Sb, Sn) lagen durchgängig unter den Bestimmungsgrenzen.

Die Chronostratigraphie der Kerne wurde auf der Basis von 14 Radiokohlenstoffdatierungen aufgestellt (Tab. 2). 8 Datierungen erfolgten per Massenbeschleuniger und Massenspektrometer (AMS) an Bryophytenresten (vor allem *Warnstorfia exannulata*), während die restlichen 6 Datierungen durch eine konventionelle <sup>14</sup>C-Methode (Zählrohr) durchgeführt wurden (WOLFE & HÄRTLING 1996). Dafür mussten allerdings 6,5–8 cm mächtige Sedimenteinheiten entnommen werden. Die Datierungen selbst wurden von Isotrace Laboratories in Toronto (AMS) und dem Geological Survey of Canada in Ottawa (konventionelle Methode) vorgenommen. Insgesamt konnten von Tulugak 2, von Ukalik 4 und von Amarok 8 Datierungen durchgeführt werden, die <sup>14</sup>C-Alter zwischen 3.220 und > 38.000 ergaben (Tab. 2).

Parallel zur geochemischen Analyse wurden die Kerne auf ihren Gehalt an Kieselalgen untersucht und daraus der Paläo-pH (DpH) ermittelt. Alle Proben für die Diatomeenbestimmung wurden säuregereinigt (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, K<sub>2</sub>Cr<sub>2</sub>O<sub>7</sub>) und mit destilliertem Wasser gespült. Die Diatomeen wurden dann durch zufällige Transekte mit einer Vergrößerung von x1000 bestimmt und ausgezählt, wobei bekannte Mengen von *Eucalyptus*-Pollen als Vergleich dienten. Pro Probe wurden mindestens 500 Kieselalgen ausgezählt. Die pH-Rekonstruktionen basieren auf einer gewichteten Mittelwertbildung (TER BRAAK 1987a) unter Verwendung der pH-Optima eines Trainingssets von 71 Seen in den Adirondacks (DIXIT et al. 1993). Analyse, Taxonomie und numerische Auswertung sind bei WOLFE (1994a; 1994b) und WOLFE & HÄRTLING (1996) ausführlich beschrieben.

Die genauere statistische Auswertung des gesamten Datensatzes erfolgte mit Hilfe der zentrierten Hauptkomponentenanalyse, einer indirekten linearen Ordinationsmethode (TER BRAAK 1987b).

Tab. 2: Die Radiokohlenstoffdatierungen der Sedimentkerne von Amarok, Tulugak und Ukalik. Alle Daten sind als unkalibrierte  $^{14}\text{C}$ -Daten (nach WOLFE & HÄRTLING 1996).

Tab. 2: Radiocarbon dates of the Amarok, Tulugak and Ukalik cores (all values are uncalibrated  $^{14}\text{C}$ -data) - (WOLFE & HÄRTLING 1996).

See	Tiefe (cm)	Labornummer	Methodik	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	$^{14}\text{C}$ -Alter (BP)
Tulugak	37,5 - 45,5	GSC5483	Konv.	- 22,5	8870 ± 100
Tulugak	90 - 91	TO3242	AMS	n.a.	36120 ± 340
Ukalik	22 - 28,5	GSC5496	Konv.	- 27,1	3220 ± 110
Ukalik	66 - 73	GSC5492	Konv.	- 26,3	6980 ± 110
Ukalik	89 - 95,5	GSC5486	Konv.	- 28,3	9370 ± 90
Ukalik	102 - 103	TO3241	AMS	n.b.	37990
Amarok	29,5 - 30,5	CAMS11125	AMS	n.b.	8380 ± 60
Amarok	37 - 37,5	CAMS11122	AMS	n.b.	8890 ± 70
Amarok	37 - 45	GSC5478	Konv.	- 28,1	10500 ± 110
Amarok	44 - 45	CAMS11121	AMS	n.b.	12860 ± 90
Amarok	68 - 69	CAMS12256	AMS	n.b.	17330 ± 1200
Amarok	111 - 113	CAMS11340	AMS	n.b.	18730 ± 90
Amarok	112 - 113	TO3243	AMS	n.b.	20110 ± 340
Amarok	110 - 117	GSC5497	Konv.	- 29,7	> 38000

Dabei werden die 24 Variablen der 63 Proben zuerst normalisiert und dann mit dem Programm MVSP (Version 2.0) in einige wenige künstliche Variablen (sog. Achsen) überführt (KOVAC 1990).

## 4 Ergebnisse

### 4.1 Sedimentstratigraphie und -chronologie

Die Stratigraphien der Sedimente von Amarok, Tulugak und Ukalik zeigen eine weitgehende Übereinstimmung. Alle Kerne enthalten eine Abfolge von Sedimenten aus der letzten Kaltzeit (die in Nordamerika als Wisconsin-Vereisung bezeichnet wird) bis zu rezenten Sedimenten, die in zwei große Abschnitte unterteilt werden kann (Abb. 2).

Die jüngeren Einheiten bestehen aus schluffiger Gytja, deren Schwarzfärbung und organischer Anteil nach unten zunimmt und ab 25-30 cm (Amarok, Tulugak) bzw. ab 85 cm (Ukalik) in

Gyttja übergeht (Abb. 2 und 3).

Der Anteil der Korngröße Schluff im Kern von Ukalik beträgt durchgehend 60-75 %. Sand ist mit 15-25 % und Ton mit ca. 10 % vertreten. Die unterste Lage der Gytja wurde durch konventionelle  $^{14}\text{C}$ -Bestimmung auf 8.870 ± 100 (Tulugak), 9.370 ± 90 (Ukalik) bzw. 10.500 ± 110 (Amarok) datiert. Da diese Daten aus 6,5-8 cm mächtigen Sedimentscheiben ermittelt wurden, sind sie als Minimaldaten zu verstehen. Durch die AMS-Datierung (CAMS11121) wird der früheste Beginn der organischen Sedimentation dagegen auf 12.860 ± 90 festgelegt (Tab. 2).

Für die unterschiedlichen Altersangaben gibt es verschiedene Erklärungen: (a) Zum einen können die üblichen methoden-in-

härenten Probleme der  $^{14}\text{C}$ -Datierungen wie Probenahme, Umlagerung, Eignung des Probenmaterials oder Reservoir-Effekten zu Fehlern geführt haben. Dabei darf auch die räumliche Differenzierung der Probenstandorte innerhalb eines Sees für die unterschiedliche zeitliche Abgrenzung in den drei Seen nicht unterschätzt werden (WOLFE 1996a). Die räumliche Komponente ist besonders bei autochthonen Sedimentationsbedingungen und in Zeiten geringer Produktion von Bedeutung (WHITMORE et al. 1996). So zeigen Mehrfachkerne von Ukalik bei der Bestimmung des Einsetzens der organischen Sedimentation Unterschiede von 800 Jahren (WOLFE 1996a). Außerdem variieren die Standortbedingungen zwischen den Seen. Die höheren holozänen Sedimentationsraten in Ukalik können z. B. durch das größere Einzugsgebiet und die wesentlich geringere Höhenlage erklärt werden. (b) Akzeptiert man dagegen die AMS-Daten, wäre der Beginn der organischen Sedimentation und damit einer Klimaerwärmung

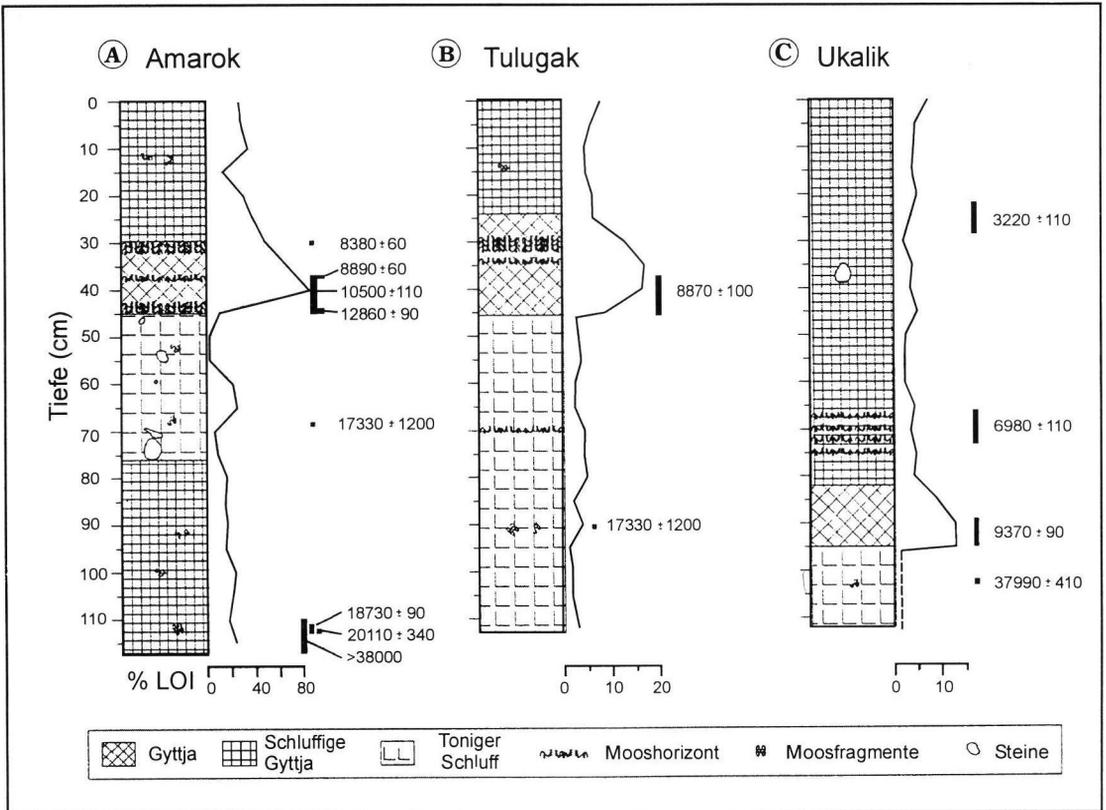


Abb. 2: Sedimentstratigraphie, LOI<sub>550</sub> und <sup>14</sup>C-Daten der drei Sedimentkerne von Amarok, Tulugak und Ukalik (nach WOLFE & HÄRTLING 1996).

Fig. 2: Sediment stratigraphy, LOI<sub>550</sub> and <sup>14</sup>C-data of the three sediment cores from Amarok, Tulugak and Ukalik (WOLFE & HÄRTLING 1996).

auf Baffin Island bereits um 13 ka anzusetzen. Diese These wird durch die Arbeiten von ANDREWS et al. (1991), DYKE & MORRIS (1990) und WOLFE (1996b) unterstützt. Die Sedimentationsraten der oberen Einheit können durch lineare Interpolation grob auf ca. 4 – 5 cm ka<sup>-1</sup> für Amarok und Tulugak sowie auf ca. 10 cm ka<sup>-1</sup> für Ukalik geschätzt werden. Da relativ wenige Altersdaten vorliegen, müssen die Angaben der Sedimentationsraten vorläufig als hypothetische Werte betrachtet werden.

Unter der Gytja folgt ein Abschnitt mit einem deutlich geringeren organischen Anteil (< 10% LOI<sub>550</sub>), der der Wisconsin-Vereisung zugeordnet werden kann. Obwohl der Anteil der Klastika in diesem Abschnitt deutlich zunimmt, verändert sich die Korngrößenverteilung im Kern von Ukalik nicht (Ton: 12%; Schluff: 70%; Sand: 18%). Die Interpretation der älteren Einheiten ist aufgrund von Datierungsproblemen (Vergleich AMS und konventionelle <sup>14</sup>C-Datierung) problematisch (siehe hierzu auch WOLFE & HÄRTLING 1996).

Daher lassen sich auch keine Sedimentationsraten abschätzen. Der Anstieg des organischen Anteils im untersten Abschnitt des Kerns von Amarok kann durch die vorliegenden Daten nicht erklärt werden, zumal Amarok mit 848 m ü. NN der höchstgelegene Karsee ist.

#### 4.2 Paläolimnologie

Die Konzentrationen und Artenzusammensetzungen der Kieselalgen in den Kernen bestätigen die Sedimentationsgeschichte. Die wisconsinzeitlichen Sedimente (Zone 1 in Abb. 3) werden von stark silifizierten planktonischen und tychoplanktonischen Taxa der Gattung *Aulacoseira* dominiert, die Anzeiger für allochthonen Eintrag und damit starke Erosion im Einzugsgebiet sind. Die Diatomeenkonzentrationen sind im allgemeinen relativ niedrig (geringe Paläoproduktivität), obwohl Amarok an der Basis verhältnismäßig hohe Werte aufweist. Die pH-Rekonstruktion der Kieselalgen (Paläo-pH) ergibt Werte zwischen 5,9 bis 6,1.

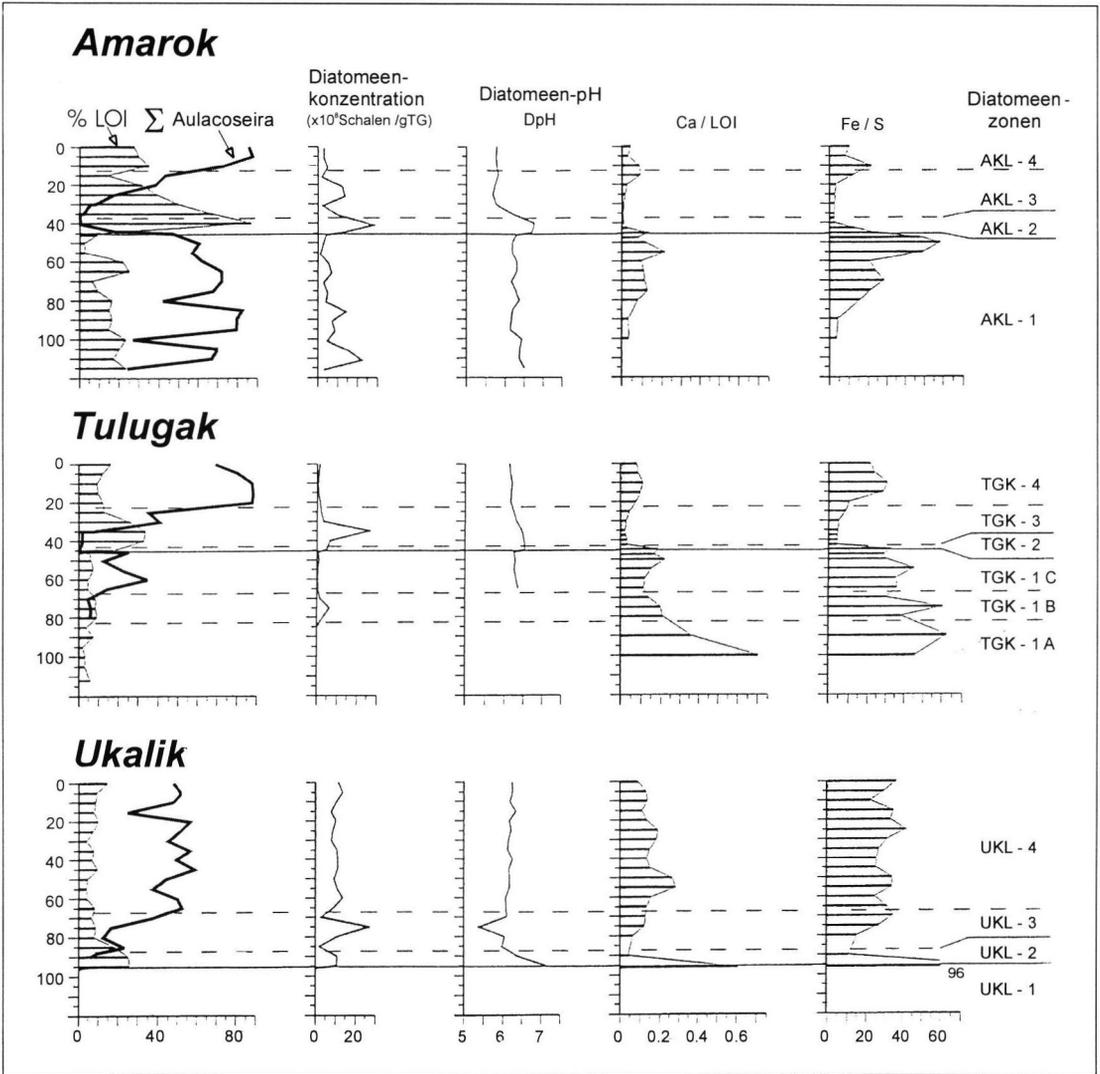


Abb. 3: Organischer Anteil (als LOI<sub>550</sub>), Summe der Taxa Aulacoseira, Diatomeensummen, Diatomeen-pH (DpH), Diatomeenzonen sowie Ca/LOI<sub>550</sub>- und Fe/S-Verhältnisse von Amarok, Tulugak und Ukalik (nach WOLFE & HÄRTLING 1996).

Fig. 3: Organic matter (as LOI<sub>550</sub>), summed frequency of the taxa Aulacoseira, diatom concentrations, diatom-inferred pH (DpH), diatom zones, Ca/LOI<sub>550</sub> and Fe/S ratios of Amarok, Tulugak and Ukalik (WOLFE & HÄRTLING 1996).

In den frühholozänen, organischen Sedimenten fehlen die planktonischen Diatomeen fast vollständig. In der Basisschicht der Gytija (Zone 2 in Abb. 3) dominieren alkaliphile und neutrale Arten der Gattung *Fragilaria*, die auf autochthone Sedimentationsbedingungen verweisen. Die Diatomeenkonzentrationen sind relativ hoch und nehmen in Richtung auf Zone 3 zu. Der DpH-Wert steigt auf seinen höchsten Wert im gesamten Kern (6,3-6,5) an. Eine genauere paläolimnologische Auflösung des Zeitraums zwischen 12,9-8,5 ka ist bei WOLFE (1996a) dargestellt.

Zwischen 8,5 ka und 5 ka (Zone 3 in Abb. 3) wird das Konzentrationsmaximum der Diatomeen erreicht, was auf die Entwicklung einer komplexen Biozönosestruktur bei günstigen klimatischen Bedingungen verweist. Dazu erfolgt um diese Zeit ein Wechsel zu azidophilen Arten (*Brachysira brebissonii*, *Eunotia rhomboidea*, *Frustulia rhomboidea* vars. *saxonica* und *crassinervia*) und die DpH-Werte sinken allmählich auf 5,8 bis 6,0. In diesem Zeitraum nehmen auch *Aulacoseira* spp. (vor allem *A. distans* und *A. perglabra*) wieder zu, die bei den rezenten Sedimenten mehr als

Tab. 3: Geochemische Zusammensetzung von Gesteinsproben aus den Einzugsgebieten von Amarak und Ukalik.  
 Tab. 3: Geochemical composition of the rock samples from the drainage basins of Amarak and Ukalik.

See	Amarok	Amarok	Amarok	Amarok	Ukalik	Ukalik	Ukalik
Fundort	Kern	Kern	Kern	Aufeis	Kern L - 10	Kern L - 2	Schotterfeld
Fundtiefe	70 - 72 cm	71 - 73 cm	76 - 79 cm		94 - 95 cm	33 - 38 cm	
Gestein*	Monzo-granit	Grano-diorit	Grano-diorit	Alkali-granit	Alkali-granit	Alkali-granit	Charnockit
Al (%)	6,94	6,67	7,61	6,09	5,37	6,02	8,61
Ca (%)	0,74	1,93	1,92	0,40	0,48	0,20	0,35
Mg (%)	0,08	1,15	0,89	0,13	0,08	0,06	1,48
Na (%)	1,88	1,76	2,57	4,08	1,40	3,62	1,29
K (%)	5,40	3,32	2,59	0,96	4,61	1,70	4,14
Fe (%)	0,41	4,82	3,27	0,58	0,71	0,36	4,66
Mn (%)	< 0,01	0,09	0,05	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Ti (%)	0,04	0,81	0,50	0,17	0,10	0,07	0,42
P (%)	< 0,01	0,14	0,08	0,02	< 0,01	< 0,01	0,02
S (%)	0,02	0,04	0,07	< 0,01	0,1	0,01	2,36
Ag (ppm)	0,9	1,3	0,4	1,3	0,7	0,3	1,2
Ba (ppm)	600	940	700	150	210	140	250
Co (ppm)	1	12	11	< 1	2	< 1	170
Cr (ppm)	< 1	16	9	< 1	1	< 1	27
Cu (ppm)	13	17	6	4	4	4	150
La (ppm)	9	54	44	22	21	21	25
Mo (ppm)	5	< 1	1	< 1	< 1	< 1	8
Ni (ppm)	3	12	6	2	< 1	< 1	61
Pb (ppm)	21	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	11
V (ppm)	6	100	53	7	4	4	82
Zn (ppm)	22	76	56	9	29	6	53
Zr (ppm)	21	330	150	260	150	140	64

\* Die petrographische Zuordnung der Gesteine wurde sowohl mittels Mineralbestand (Handstücke u. Dünnschliff) als auch aufgrund der Geochemie (Kationenberechnung aus ROLLINSON 1993: 61-62) bestimmt

75% des Kieselalgenbestands ausmachen, d. h. es erfolgt ein Wechsel zu allochthonen Sedimentationsbedingungen und verstärkter Erosion im Einzugsgebiet.

In Zone 4 sind die Diatomeenkonzentrationen wieder niedriger und *Aulacoseira* spp. (vor allem *A. distans* und *A. perglabra*) machen mehr als 50% des Kieselalgenbestands aus (bei rezenten Sedimenten >75%). Der DpH bleibt bei 5,8 - 5,9.

### 4.3 Geochemie

Die Gesteine im Untersuchungsraum bestehen aus Graniten und Granodioriten, die in unterschiedlichem Ausmaß in metamorphe Umwandlungsprozesse einbezogen waren (Tab. 3). Die Petrographie der Gesteine ist relativ ähnlich, was eine gemeinsame Entstehung wahrscheinlich macht. Dies wird durch die Interpretation des Harker'schen Variationsdiagramms (ROLLINSON

1993: 66-84) bestätigt. Die Abweichungen von Na<sub>2</sub>O und K<sub>2</sub>O können durch den unterschiedlichen Verwitterungsgrad der Handstücke erklärt werden. Die Variationsbreite der Konzentrationen der Haupt- und Spurenelemente einiger Gesteine ist beträchtlich (Tab. 3), was allerdings bei der geringen Zahl der Proben und der Art der Probenahme nicht überbewertet werden darf. So finden sich die meisten Extremwerte in einem Charnockit (Tab. 3). Da aber die Flächenanteile der jeweiligen Gesteine im Untersuchungsgebiet nicht bekannt sind, besitzt die Darstellung der Geochemie nur hinweisende Bedeutung. Wichtig für die nachfolgende Diskussion sind die relativ hohen Anteile einiger Schwermetalle (Co, Cr, Cu, Ni) sowie von Schwefel im Charnockit.

Stratigraphie, Chronologie und Kieselalgenbestand der Sedimente weisen bereits darauf hin, dass die paläoökologischen Bedingungen für Amarok, Tulugak und Ukalik vom Hoch-Wiscon-

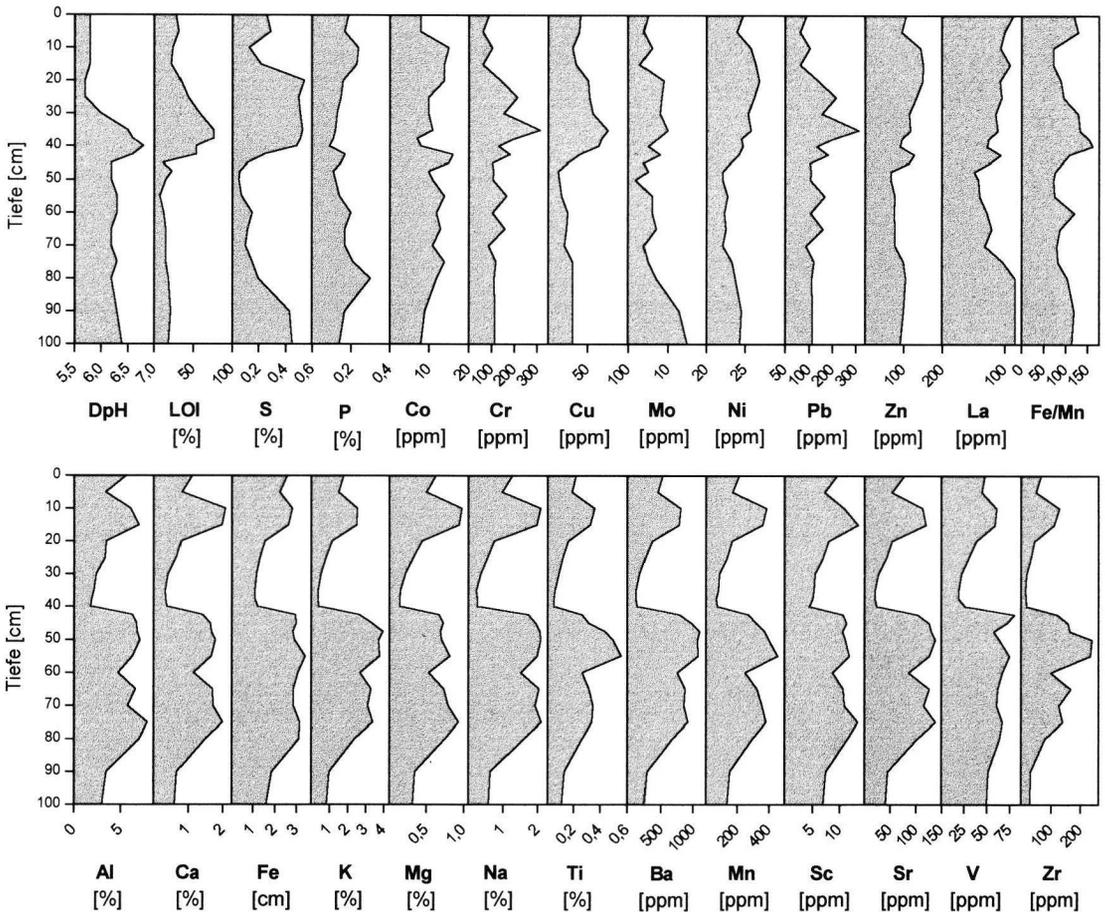


Abb. 4: Geochemische Signatur und DpH der Sedimente von Amarok.

Fig. 4: Geochemical signature and DpH of the Amarok core.

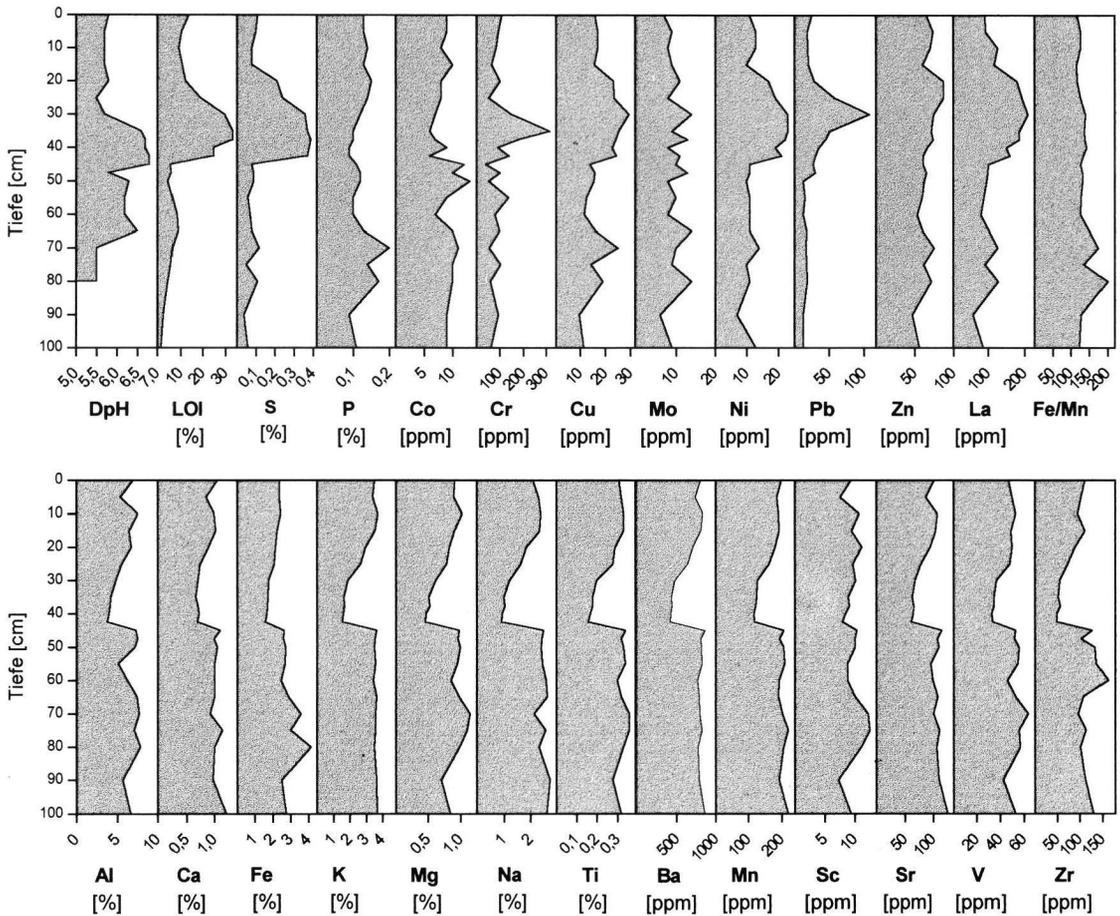


Abb. 5: Geochemische Signatur und DpH der Sedimente von Tulugak.

Fig. 5: Geochemical signature and DpH of the Tulugak core.

sin bis heute zwischen Zeiten mit relativ hohem Eintrag an Klastika aus dem Einzugsgebiet (mineralische Phasen) und Zeiten mit dominant autochthoner Sedimentation (organische Phasen) wechselten.

Im Hoch- und Spätglazial sowie im mittleren bis späten Holozän dominierte die mineralische Phase, die geochemisch durch hohe Konzentrationen von Al, K, Mg, Na, Sr, Ti und Zr nachgewiesen wird (Abb. 4-6). K und Na stammen hauptsächlich von der Erosion der Silikatminerale im Einzugsgebiet, obwohl bei Na auch ein atmosphärischer Anteil durch Meersalzaerosole nicht ausgeschlossen werden kann.

Während des frühen Holozäns sinken die Werte der mineralischen Elemente, während die Konzentrationen von LOI<sub>550</sub> und S ihr Maximum erreichen (Abb. 4-6). LOI<sub>550</sub> und S besitzen im gesamten Verlauf der Kerne stark positive Korrelationen ( $r^2 > 0,8$ ), d. h. Schwefel liegt fast ausschließlich in organischer Form vor.

In allen Kernen wird der mineralische Ursprung bei K, Na, Ca, Al, Mn, Ti, V und Zr durch positive Korrelationen zwischen den Elementen ( $r^2 > 0,9$ ) und durch negative Korrelationen aller Elemente mit LOI<sub>550</sub> bestätigt ( $r^2 > -0,9$ ). Auch Ba, Sc und Sr sind der mineralischen Phase zuzuordnen. Obwohl Ca, Fe und Mn normalerweise auch wichtige authigene Phasen besitzen, besteht nur im Kern von Ukalik eine positive Korrelation zwischen Fe und S bzw. LOI<sub>550</sub>. Aufgrund der geringen Konzentrationsunterschiede im gesamten Profil von Ukalik treten allerdings auch alle anderen genannten Korrelationen nur abgeschwächt auf. Cu, Ni, Pb und Zn sind in allen Kernen der organischen Phase zuzuordnen ( $r^2 = 0,6-0,9$ ), während Cr (Ukalik) und Co (Tulugak) wechselnde Korrelationen mit LOI<sub>550</sub> aufweisen.

Zur genaueren Interpretation der Daten wurde eine zentrierte Hauptkomponentenanalyse durchgeführt (Abb. 7). Die ersten zwei Achsen sind für 67,3% der Varianz des Datensatzes verantwort-

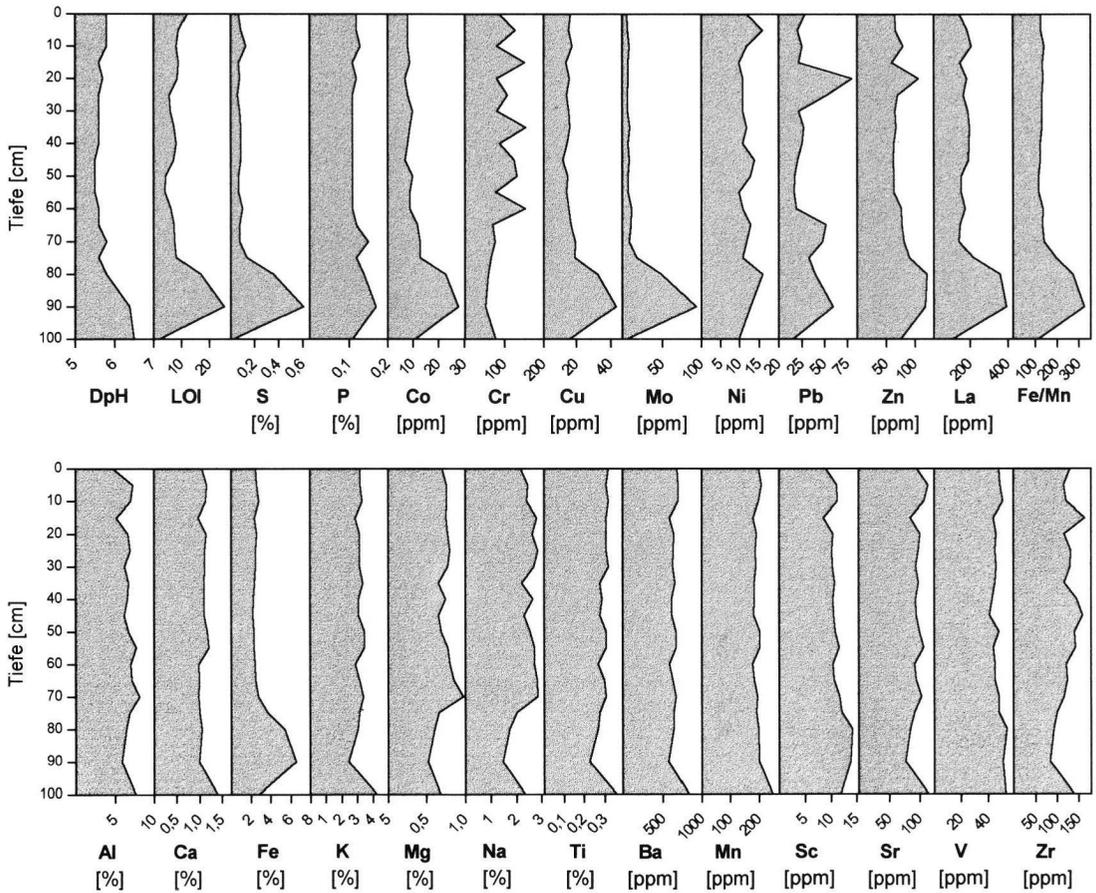


Abb. 6: Geochemische Signatur und DpH der Sedimente von Ukalik.

Fig. 6: Geochemical signature and DpH of the Ukalik core.

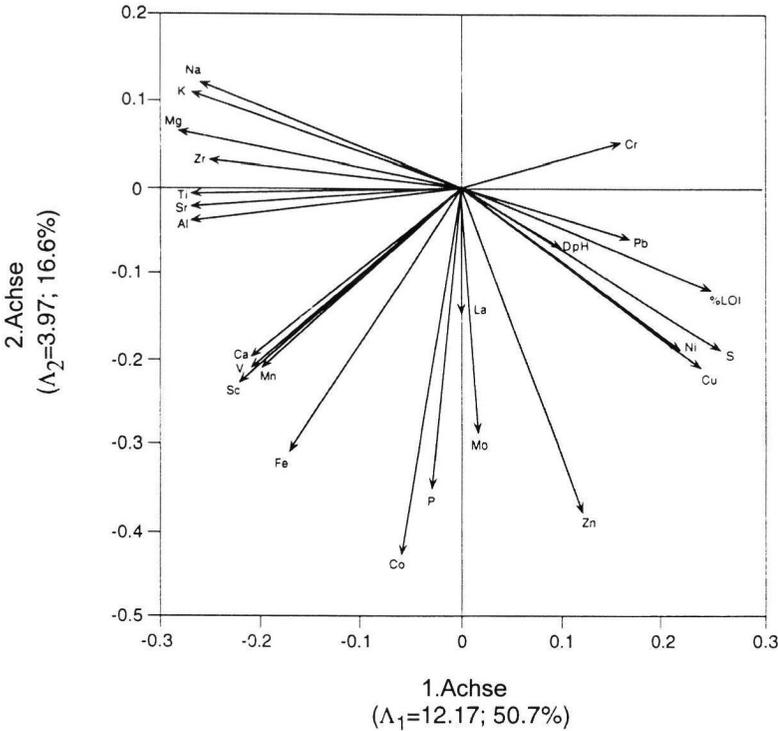
lich. Die anderen Achsen besitzen mit 11,9% und 5,9% eine zu geringe Bedeutung für eine weitergehende Interpretation.

Die 1. Achse belegt die Unterscheidung zwischen klastischen (hohe negative Ladung von Al, K, Mg, Na) und organischen Sedimenten (positive Ladung von LOI, DpH, S). Die Spurenelemente Sr, Ti und Zr können ebenfalls eindeutig der klastischen Sedimentation zugeordnet werden, während Cr, Cu, Ni und Pb mit der organischen Komponente korrelieren. Dies unterstützt die These, dass die Verteilung der letztgenannten Elemente durch Sorption am organischen Anteil bestimmt wird (WOLFE & HÄRTLING 1997). V und Zn korrelieren dagegen eher mit den negativen Gewichten der 2. Achse, was darauf verweist, dass sich diese Elemente geochemisch deutlich von den anderen Gruppen unterscheiden. Ein wichtiger Hinweis für die Diskussion der Ergebnisse ist die starke Korrelation zwischen DpH und Ge-

samtschwefel. Dies verweist darauf, dass die pH-Veränderungen zumindest teilweise durch biogeochemische Prozesse in den Seen, wie den Anstieg der Alkalinität durch Sulfatreduktion in den Sedimenten (SCHINDLER et al. 1986; VIRKANEN et al. 1997) zu erklären sind, und nicht so sehr durch Erosion in den Einzugsgebieten und nachfolgenden Eintrag klastischer Sedimente (siehe auch WOLFE & HÄRTLING 1996).

Die 2. Achse ist etwas schwieriger zu interpretieren. Elemente mit hoher negativer Ladung (Co, La, Mo, P, Zn) waren wahrscheinlich diagenetischer Mobilisierung in den Sedimenten ausgesetzt und können daher nicht eindeutig authigenen oder allochthonen Quellen zugeordnet werden. Eine weitere Gruppe von Elementen (Ca, Fe, Mn, Sc, V) besitzt eine Mittellage zwischen den Achsen. Diese Elemente wurden anscheinend ursprünglich durch Verwitterung und Erosion aus den Einzugsgebieten eingetragen, während ihre

(A)



(B)

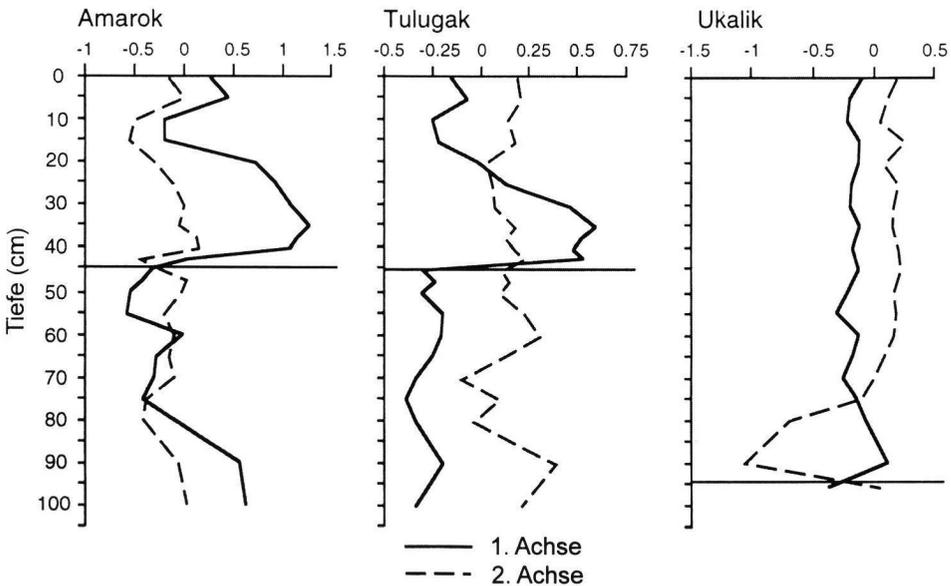


Abb. 7: (A) Biplot der Lage der 24 Variablen auf den ersten zwei Achsen der Hauptkomponentenanalyse. (B) Stratigraphie der Werte auf der 1. und 2. Achse. Die horizontalen Linien verweisen auf den Übergang von den organischen zu den anorganischen Sedimenten.

Fig. 7: (A) Principal components correlation biplot showing the positions of the 24 variables along the first two axes. (B) Stratigraphic plots of samples scores on axes 1 and 2. The horizontal line demarcated the transition between organic and inorganic sediments.

anschließende Verteilung in den Sedimenten durch diagenetische Mobilisierung beeinflusst wurde.

Abbildung 7(B) zeigt die Stratigraphie der 63 Gewichte der Hauptkomponentenanalyse auf den ersten zwei Achsen. Tulugak und Amarok weisen einen ähnlichen Verlauf auf. Der Wechsel zu hohen Gewichten der 1. Achse in den frühholozänen Sedimenten ist allerdings bei Amarok doppelt so stark ausgeprägt wie bei Tulugak. Außerdem besitzen die unteren zwei Proben von Amarok ein organisches Signal, was auf ein Intervall spätpleistozäner Sedimentation (>20 ka) mit ähnlichen Sedimentationsbedingungen wie während des frühen Holozäns verweist. Der Kern von Ukalik weist dagegen keinen ausgeprägten Anstieg zu höheren Gewichten im frühen Holozän auf (1. Achse). Die unterschiedlichen geochemischen Bedingungen in den Sedimenten von Ukalik während des frühen Holozäns zeigen sich auch in den stark negativen Gewichten der 2. Achse. Dies verweist auf verstärkte diagenetische Mobilisierung der Elemente, was auf häufigere bzw. intensivere Phasen reduzierender Bedingungen in den Sedimenten zurückgeführt werden kann.

Die Normalisierung der Werte an klastischen Elementen kann Hinweise darauf geben, dass unterschiedliche Elementkonzentrationen nicht nur durch Veränderungen der Lithologie bestimmt werden, sondern auch echte Veränderungen der chemischen Zusammensetzung, bedingt durch paläoökologische Veränderungen, darstellen. Die Normalisierung an stabilen Elementen wie K, Ti und Zr ergibt Verhältnisse, die sich auf den jeweiligen Mineralverband beziehen und Abschätzungen des organisch gebundenen Eintrags erlauben, der auch den Zustand der Bodenentwicklung reflektiert. So folgen im Falle von Amarok die Verhältnisse Al/K und Fe/K der LOI<sub>550</sub>-Kurve (siehe WOLFE & HÄRTLING 1996:13). Alle Konzentrationsverhältnisse sind im ältesten Abschnitt des Kerns relativ hoch, was auf zumindest rudimentäre Pedogenese während der Wisconsinvereisung verweist. Dies wiederholt sich in den anderen Seen in deutlich abgeschwächter Form.

Das Fe/Mn-Verhältnis (Abb. 4-6) kann unter bestimmten Bedingungen als Index für die Bestimmung des Paläo-Redoxverhaltens genutzt werden, da Mn unter reduzierenden Bedingungen eine größere diagenetische Mobilität besitzt als Fe. Die Hypothese von MACKERETH (1966), dass nur bei maximalen Fe/Mn-Verhältnissen und gleichzeitig geringen Fe-Werten die hypolimnische Redoxfront nachgewiesen werden kann, trifft für

das frühholozäne Einsetzen der organischen Sedimentation zu. Dies bedeutet zum einen, dass detritisches Eisen für die Fe/Mn-Verhältnisse relativ belanglos ist, zum anderen bestätigen die Werte den Wechsel von oxidierenden (mineralischen Phase) zu reduzierenden Bedingungen (organische Phase).

## 5 Diskussion

### 5.1 Phasen der Seenentwicklung

Im Spät-Wisconsin herrschten kalte, periglaziale Bedingungen in den Einzugsgebieten. Trotz der kühlen klimatischen Bedingungen waren die Seen zumindest einen Teil des Jahres nicht vollständig von Eis bedeckt. Im Einzugsgebiet erfolgte intensive Erosion mit Ablagerung von klastischem Sediment in den Seen. Die Sedimente waren ausreichend mit Sauerstoff versorgt, die Paläoproduktivität der Seen war sehr gering und der DpH lag bei 5,9 bis 6,1.

Mit dem Übergang zum Frühholozän und der damit verbundenen Erwärmung stabilisierten sich die Einzugsgebiete. Die Entwicklung einer flächendeckenden Vegetation verlangsamte die Erosion. Damit erfolgte in den Seen ein Wechsel zu autochthoner organischer Sedimentation. Die Redoxfront vertiefte sich, und der DpH stieg auf 6,3-6,5 an. Dieser Anstieg der pH-Werte kann vermutlich auf vermehrten Eintrag von Basen aus dem Einzugsgebiet vor bzw. zu Beginn der Vegetationsentwicklung, geringere Durchflussraten und damit eine längere Verweildauer der Basen in den Seen sowie auf biogeochemische Reaktionen in den Sedimenten zurückgeführt werden (GIBLIN et al. 1990; WOLFE & HÄRTLING 1996).

Nach ca. 10 ka erfolgte eine graduelle natürliche Versauerung der Gewässer (WOLFE 1996b; WOLFE & HÄRTLING 1996). Diese natürliche Versauerung betrug 0,5-0,7 pH-Einheiten und ist vermutlich nur teilweise auf externe Faktoren, wie die Entwicklung einer flächendeckenden Vegetation im Einzugsgebiet mit Rückhalt der Basen als Folge bzw. die Erschöpfung der Basenspeicher in den Böden zurückzuführen. Sie beruht wahrscheinlich hauptsächlich auf einer Erschöpfung der Basenbereitstellung in den Seen durch reduzierten Basenaustausch mit den mineralischen Sedimenten durch die flächenhafte Bedeckung mit organischem Material und durch eine dynamischere Zirkulation in den Seen.

Von ca. 8-5,5 ka nahm der mineralische Eintrag aus dem Einzugsgebiet wieder zu. Dies verweist auf wieder abnehmende Temperaturen, geringe-

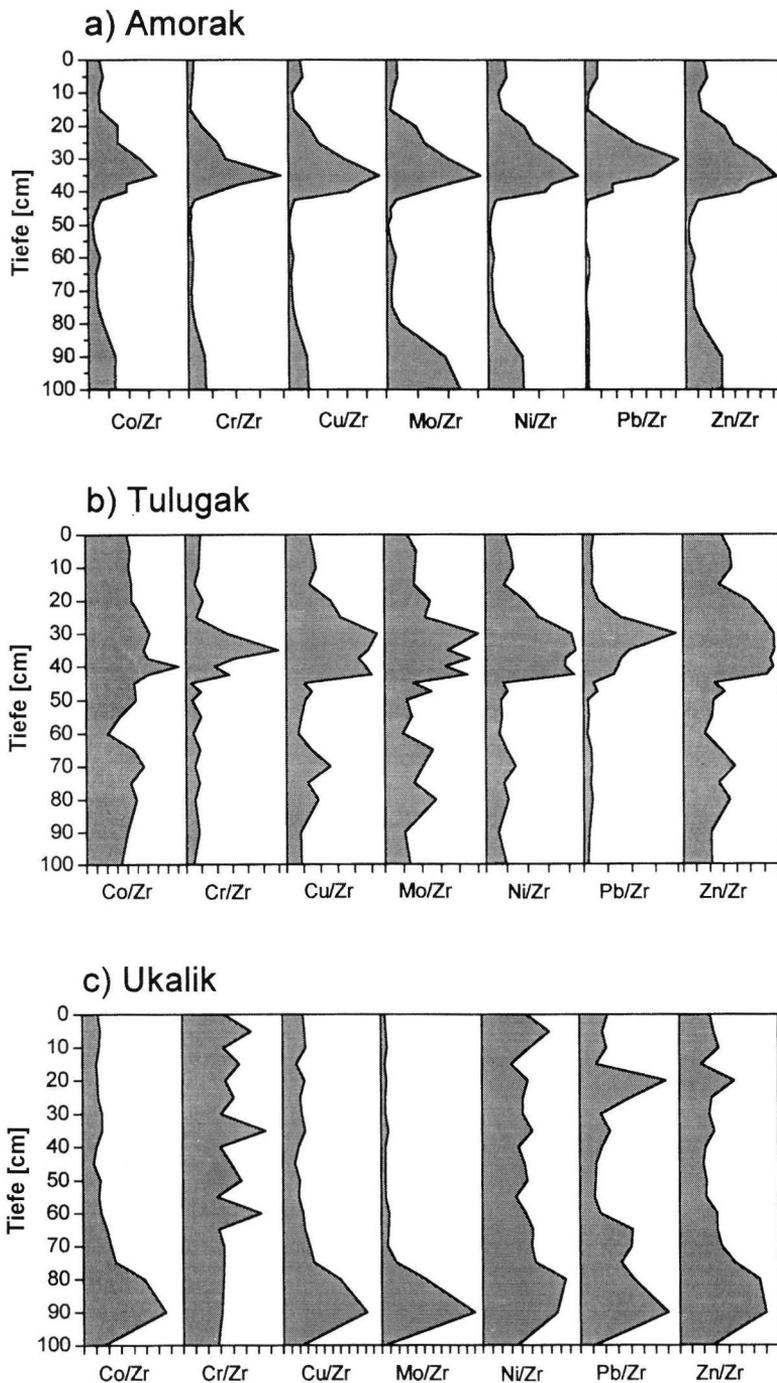


Abb. 8: Geochemische Signaturen der Verhältnisse zwischen ausgewählten Schwermetallen und Zr in den Sedimentkernen von Amarok, Tulugak und Ukalik.

Fig. 8: Geochemical signatures of the ratios between selected trace metals and Zr in Amarok, Tulugak and Ukalik cores.

re Vegetationsbedeckung und verlangsamte Bodenentwicklung in den Einzugsgebieten. Der DpH erreichte wieder einen Wert von 5,8-5,9.

In den letzten 6000 Jahren gab es nur geringe Abweichungen von den heutigen Bedingungen. Im Gegensatz zu anderen Archiven (z. B. Endmoränenstände auf Baffin Island; DYKE et al. 1982) reflektieren die Sedimente dieser Seen keine starken klimatischen Fluktuationen mehr, d. h. die Klimaoptima und -minima schlagen sich nicht in den biologischen und geochemischen Signalen im Sediment nieder. Dies liegt wohl daran, dass die kritischen Grenzen für die Biota in den Seen nicht überschritten werden.

## 5.2 Frühholozäne Schwermetallanreicherung

Alle Schwermetalle wurden während des frühholozänen Maximums der organischen Sedimentation zunehmend konzentriert. Der Verlauf der mineralischen Elemente weist in diesem Zeitabschnitt dementsprechend ein Minimum auf. Die Kurvenverläufe von Co, Cr, Cu, Mo, Ni, Pb und Zn folgen weitgehend denen von LOI<sub>550</sub> und S. Unterschiede im Kurvenverlauf erklären sich teilweise durch die unterschiedliche geochemische Mobilität der Metalle (vergleiche Ni, Zn vs. Pb). Die Abhängigkeit von paläoökologischen Veränderungen im Einzugsgebiet bzw. in den Seen wird durch Normalisierung dieser Elemente mit Zr noch deutlicher (Abb. 8). Im Falle von Ukalik weisen Cr, Pb und Zn allerdings einige Maxima in jüngeren Kernabschnitten auf, die nicht durch die o. g. Prozesse zu erklären sind.

Tab. 4: Frühholozäne Schwermetallanreicherung in den Kernen von Amarok, Tulugak und Ukalik.

Tab. 4: Early Holocene trace metal enrichment in the Amarok, Tulugak and Ukalik.

Metall	Hintergrundwert (ppm).			Maximalwert (ppm).			Anreicherungsfaktor		
	Amarok	Tulugak	Ukalik	Amarok	Tulugak	Ukalik	Amarok	Tulugak	Ukalik
Co	11,4	10,0	(11,0)	15,0	13,0	(28,0)	1,3	1,3	2,5
Cr	121	80,9	(79,0)	315	318	155	2,6	3,9	12,0
Cu	24,2	15,1	(16,2)	75,0	30,0	43,5	3,1	2,0	2,7
Mo	7,0	10,1	(6,0)	10,0	14,0	94	1,4	1,4	15,7
Ni	15,3	10,9	(10,0)	34,0	23,0	16,0	2,2	2,1	1,6
Pb	12,1	18,0	(16,0)	122	109	81,0	10,1	6,1	5,1
Zn	84,3	61,5	(76,3)	152	87,0	122	1,8	1,4	1,6

\* Nur ein Wert als Hintergrundwert

Die gemittelten, prä-holozänen Schwermetallwerte (geogene Hintergrundwerte) für die ausgewählten Elemente Co, Cr, Cu, Ni, Pb und Zn, die maximalen Konzentrationen während des Frühholozäns sowie die Anreicherungsfaktoren sind in Tab. 4 gegenüber gestellt. Dabei fallen die relativ hohen Anreicherungen für die Elemente, die mit organischer Sedimentation korrelieren auf (Cr, Cu Ni und vor allem von Pb). Die Schwermetallanreicherung nimmt in den Seen mit der Abfolge Co, Mo, Zn < Cr, Cu, Ni < Pb zu (siehe dazu auch BLAIS & KALFF 1993).

Diese Schwermetallanreicherungen während des Frühholozäns könnten auch durch das Anschneiden unterschiedlicher Gesteine im Einzugsgebiet verursacht worden sein. Der Vergleich der mineralischen Komponente zeigt z. B., dass im Einzugsgebiet von Amarok eher Granodiorite vorherrschen, während um Ukalik charnockitische Gesteine einen wesentlichen Beitrag zum Sedimenteintrag liefern. Diese regionale Differenzierung erklärt jedoch nicht die gezeigten Schwermetallanreicherungen im Frühholozän. Im vorliegenden Untersuchungsgebiet weisen die Daten eindeutig auf eine Anreicherung durch eine sehr effektive syndimentäre Konzentration der Schwermetalle im organischen Anteil hin. Aufgrund des Sorptionsverhaltens der Elemente und der hohen Anteile an organischem Material spielt postsedimentäre Mobilisierung wahrscheinlich nur eine untergeordnete Rolle, wobei sich die unterschiedliche geochemische Mobilität von Mo, Ni und Zn gegenüber Cr, Cu und Pb in einem abgeflachten Kurvenverlauf niederschlägt.

## 6 Zusammenfassung

Die vorgestellten Sedimentkerne stellen die längste durchgehende Dokumentation limnischer Sedimente in der kanadischen Arktis von der Wisconsin-Vereisung bis heute dar. Während der letzten Eiszeit waren die Seen Amarok, Tulugak und Ukalik nicht von Gletschermassen bedeckt. Die Einzugsgebiete und ihre Seen waren daher während der gesamten letzten 40 ka aktive Ökosysteme mit zumindest geringer Vegetationsbedeckung und Bodenbildung in den Einzugsgebieten und, zumindest phasenweise, mit relativ hoher organischer Produktivität in den Seen.

Die paläoökologische bzw. paläoklimatische Situation in den Einzugsgebieten wechselte von periglazialen Bedingungen mit geringer Vegetationsbedeckung, geringer Bodenbildung, starker Erosion, allochthoner Sedimentation klastischer Sedimente, geringer Paläoproduktivität und sauren pH-Werten (Wisconsin, die letzten 6.000 Jahre des Holozäns) und wärmeren Bedingungen mit starker Zunahme von Vegetationsbedeckung und Bodenbildung, geringerer Erosion, autochthoner Sedimentation organischer Sedimente, hoher Paläoproduktivität und höheren pH-Werten (Frühholozän).

Während mit dem Einsetzen der organischen Sedimentation häufig ein niedrigerer Paläo-pH vorgefunden wird, erfolgte in den vorliegenden Sedimentkernen eine Erhöhung des DpH. Dies weist darauf, dass in diesen Seen nicht der Eintrag von Basen aus den Einzugsgebieten, sondern biogeochemische Reaktionen in den Sedimenten die

Veränderungen des pH-Wertes steuern. Es wird postuliert, dass reduzierte Zirkulation in den Seen und Anoxia der oberflächennahen Sedimente zur Bereitstellung der Basen führten (GIBLIN et al. 1990; WOLFE & HÄRTLING 1996). Für den in vielen paläoökologischen Untersuchungen beobachteten pH-Anstieg zu Beginn des Holozäns und die darauf folgende langsame Versauerung (z. B. WHITEHEAD et al. 1989; RENBERG 1990) scheint daher die Bereitstellung von frischem basenreichem Material aus dem Einzugsgebiet nicht unbedingt erforderlich zu sein.

Die hohen Schwermetallkonzentrationen im Frühholozän sind wahrscheinlich auf eine sehr effektive synsedimentäre Konzentration der Schwermetalle durch den organischen Anteil zurückzuführen. Die hohen Schwermetallwerte zeigen, dass unter bestimmten ökologischen Bedingungen natürlicherweise Konzentrationen von Schwermetallen auftreten können, die weit über dem normalen geogenen Hintergrund liegen.

## 7 Dank

Die vorliegende Arbeit wurde durch den Natural Sciences and Engineering Research Council (NSERC) of Canada unterstützt. Wir danken Prof. Dr. R. MÄCKEL, Prof. Dr. J. MATSCHULLAT, Dr. J. MERKT, Prof. Dr. B. ZOLITSCHKA sowie PD Dr. G. ZOLLINGER für wertvolle Anregungen zum Manuskript. Herr D. LICKERT übernahm die kartographische Gestaltung einiger Abbildungen.

## 8 Schriftenverzeichnis

- ANDREWS, J. T., ERLKENKUSER, H., EVANS, L. W., BRIGGS, W. M. & JULL, A. J. T. (1991): Melwater and deglaciation, SE Baffin shelf between 13.5 and 7 ka from O and C stable isotopic data. - *Paleocean.*, **6**: 621-637.
- BIRKELAND, P. W. (1978): Soil development as an indication of relative age of Quaternary deposits, Baffin Island, N. W. T., Canada. - *Arct. Alp. Res.*, **10**: 733-747; Boulder.
- BLAIS, J. M. & KALFF, J. (1993): Atmospheric loading of Zn, Cu, Ni, and Pb to lake sediments: the role of catchment, lake morphology, and physico-chemical properties of the elements. - *Biogeochem.*, **23**: 1-22; Dordrecht.
- BOCKHEIM, J. G. (1979): Properties and relative age of soils of southwestern Cumberland Peninsula, Baffin Island, N. W. T., Canada. - *Arct. Alp. Res.*, **11**: 289-306; Boulder.
- BRADLEY, R. S., RETELLE, M. J., LUDLAM, S. D., HARDY, D. R., ZOLITSCHKA, B., LAMOUREUX, S. F. & DOUGLAS, M. S. V. (1996): The Taconite Inlet Lakes Project: a systems approach to paleoclimatic reconstruction. - *J. Paleolim.*, **16**: 97-110; Dordrecht.
- CORNWELL, J. C. (1986): Diagenetic trace-metal profiles in arctic lake sediments. - *Environ. Sci. Technol.*, **20**: 299-302; Washington.
- DEAN, W. E. JR. (1974): Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediment and sedimentary rock by loss on ignition: comparison with other methods. - *J. Sed. Petr.*, **44**: 241-248; Tulsa.
- DIXIT, S. S., CUMMING, B. F., BIRKS, H. J. B., SMOL, J. P., KINGSTON, J. C., UUTALA, A. J., CHARLES, D. G. F. & CAMBURN, K. E. (1993): Diatom assemblages from Adirondack Lakes (New York, USA) and the development of inference models for retrospective environmental assessment. - *J. Paleolim.*, **8**: 27-47; Dordrecht.
- DYKE, A. S. (1979): Glacial and sea-level history of southwestern Cumberland Peninsula, Baffin Island, N. W. T., Canada. - *Arct. Alp. Res.*, **11**: 179-202; Boulder.
- & MORRIS, T. F. (1990): Postglacial history of the bowhead whale and of driftwood penetration; implications for paleoclimate, central Canadian Arctic. - *Geol. Surv. Can.*, **89-24**: 1-17; Ottawa.
- Andrews, J. T. & Miller, G. H. (1982): Quaternary history of Cumberland Peninsula, Baffin Island, District of Franklin. - *Geol. Surv. Can. Mem.*, **403**: 32 pp., 26 figs., 6 tabs.; Ottawa.
- GIBLIN, A. E., LIKENS, G. E., WHITE, D. & HOWARTH, R. W. (1990): Sulfur storage and alkalinity generation in New England lake sediments. - *Limnol. Oceanogr.*, **35** (4): 852-869.
- ENGSTROM, D. R. & WRIGHT, H. E. JR. (1984): Chemical stratigraphy of lake sediments as a record of environmental change. - In: HAWORTH, E. Y. & LUND, J. W. G. [eds.]: *Lake sediments and environmental history*: 11-67, 7 figs.; Minneapolis (U. of Minneapolis Press).
- & HANSEN, B. C. S. (1985): Postglacial vegetational change and soil development in southeastern Labrador as inferred from pollen and geochemical stratigraphy. - *Can. J. Bot.*, **63**: 543-561; Ottawa.
- & WRIGHT, H. E. JR. (1990): A possible Younger Dryas record in southeastern Alaska. - *Sci.*, **250**: 1383-1385; Washington.
- GILBERT, R. & GLEW, J. R. (1985): A portable percussion coring device for lacustrine and marine sediments. - *J. Sed. Petr.*, **55**: 606-608; Tulsa.
- HAKANSON, L. & JANSSON, M. (1983). *Principles of lake sedimentology*. - X + 316 pp., 187 figs., 64 tabs.; Berlin (Springer).
- HÄRTLING, J. W. (1992): *Kommunale Entsorgung in der kanadischen Arktis. Umweltaspekte von Wasserversorgung, Abwasserentsorgung und Abfallwirtschaft in der Baffin Region, Nordwest-Territorien, Kanada*. - *Giessener geogr. Schriften*, **72**: IX + 153 S., 24 Abb., 41 Tab.; Giessen.
- HU, F. S., BRUBAKER, L. B. & ANDERSON, P. M. (1993): A 12,000 year record of vegetation change and soil development from Wein Lake, central Alaska. - *Can. J. Bot.*, **71**: 1133-1142; Ottawa.
- JACKSON, G. D. & TAYLOR, F. C. (1972): Correlation of major Apehbian rock units in the northern Canadian Shield. - *Can. J. Earth Sci.*, **9**: 1650-1699; Ottawa.
- JENKINS, B. M., MORTIMER, C. H. & PENNINGTON, P. (1941): *The study of lake deposits*. - *Nature*, **147**: 496 - 500; London.

- KOVAC, W. L. (1990): MVSP Plus Version 2.0 User's Manual. - 45 pp. Aberystwyth (Kovach Computing Services).
- LERMAN, A. [ed.] (1978): Lakes: Chemistry - Geology - Physics. - 293 pp., 207 figs., 59 tabs.; New York (Springer).
- MACKERETH, F. J. H. (1965): Chemical investigation of lake sediments and their interpretation. - Proc. Royal Soc. Lond., **B 161**: 295-309; London.
- (1966): Some chemical observations on postglacial lake sediments. - Phil. Trans. Royal Soc. Lond., **B 250**: 165-213; London.
- MAXWELL, J. B. [ed.] (1980): The climate of the Canadian Arctic Islands and adjacent waters. - Atmosph. Environ. Serv., Environ. Can.: 532 pp.; Downsview (Environment Canada).
- RENBERG, I. (1990): A 12 600 year perspective of lake acidification of Lilla Öresjön. - Phil. Trans. Royal Soc. Lond., **B 327**: 357-361; London.
- KORMAN, T. & BIRKS, H. J. B. (1993): Prehistoric increases in the pH of acid-sensitive Swedish lakes caused by land-use changes. - Nature, **362**: 824-827; London.
- ROLLINSON, H. R. (1993): Using geochemical data. - XXV+352 pp., 163 figs., 48 tabs.; New York (Longman).
- SCHINDLER, D. W., TURNER, M. A., STANTON, M. P. & LINSEY, G. A. (1986): Natural sources of acid neutralizing capacity in low alkalinity lakes on the Precambrian Shield. - Sci., **232**: 844-847; London.
- SMITH, I. R. (1991): An investigation of the chemical paleoenvironmental record preserved in the sediments of a shallow, high arctic emergent lake, Truelove Lowland, Devon Island, N. W. T. - Unpubl. Msc Thesis University of Western, London, Kanada: 235 pp.
- TEDROW, J. C. F. & CANTLON, J. E. (1958): Concepts of soil formation and classification in arctic regions. - Arctic, **11**: 166-179; Ottawa.
- TER BRAAK, C. J. F. (1987a): Calibration. - In: LONGMAN, R. H. G., TER BRAAK, C. J. F. & VAN TONGEREN, O. F. R. [eds.]: Data analysis in community and landscape ecology: 78-90; Wageningen (Pudoc).
- (1987b): Ordination. - In: LONGMAN, R. H. G., TER BRAAK, C. J. F. & VAN TONGEREN, O. F. R. [eds.]: Data analysis in community and landscape ecology: 91-173; Wageningen (Pudoc).
- THORSTEINSSON, R. & TOZER, E. T. (1981): Geology of the Arctic Archipelago. - In: Douglas, R. J. W. [ed.]: Geology and economic minerals of Canada, vol. B: 547-590, 13 figs.; Ottawa (Supply and Services Canada).
- VIRKANEN, J., KORHOLA, A., TIKKANEN, M. & BLOM, T. (1997): Recent environmental change in a naturally acidic rocky lake in southern Finland, as reflected in its sediment geochemistry and biostratigraphy. - J. Paleolim., **17**: 191-213; Dordrecht.
- WHITEHEAD, D. R., CHARLES, D. F., JACKSON, S. T., SMOL, J. P. & ENGSTROM, D. R. (1989): The developmental history of Adirondack (NY) lakes. - J. Paleolim., **2**: 185-206; Dordrecht.
- WHITMORE, T. J., BRENNER, M. & SCHELSKE, C. L. (1996): Highly variable sediment distribution in shallow, wind-stressed lakes: a case for sediment-mapping surveys in paleolimnological studies. - J. Paleolim., **15**: 207-221; Dordrecht.
- WOLFE, A. P. (1994a): Late Wisconsinan and Holocene diatom stratigraphy from Amarak Lake, Baffin Island, N. W. T. - J. Paleolim., **10**: 129-139; Dordrecht.
- (1994b): A paleolimnological assessment of the Late Quaternary environmental change on southwestern Cumberland Peninsula, Baffin Island, N. W. T. Canada. - Unpubl. PhD Thesis, Queen's University, Kingston, Canada: XIII+168 pp., 33 figs., 8 tabs.; Kingston (Dept. of Geography).
- (1996a): Spatial patterns of modern diatom distribution and multiple paleolimnological records from a small arctic lake on Baffin Island, Arctic Canada. - Can. J. Bot., **74**: 435-449; Ottawa.
- (1996b): A high-resolution late-glacial and early Holocene diatom record from Baffin Island, eastern Canadian Arctic. - Can. J. Earth Sci., **33**: 928-937; Ottawa.
- WOLFE, A. P. & HÄRTLING, J. W. (1996): The late Quaternary development of three ancient tarns on southwestern Cumberland Peninsula, Baffin Island, Arctic Canada: paleolimnological evidence from diatom and sediment chemistry. - J. Paleolim., **15**: 1-18; Dordrecht.
- (1997): Early Holocene trace metal enrichment in arctic lake sediments, Baffin Island, Arctic Canada. - Arct. Alp. Res., **29**: 34-41; Boulder.
- YOUNG, R. B. & KING, R. H. (1989): Sediment chemistry and diatom stratigraphy of two high arctic isolation basins, Truelove Lowland, N.W.T. - J. Paleolim., **2**: 207-225; Dordrecht.
- ZÜLLIG, H. (1956): Sedimente als Ausdruck des Zustandes eines Gewässers. - Schweiz. Z. Hydrol., **18** (1): 5-143; Basel.

Manuskript eingegangen am 16. Juni 1999,  
zum Druck angenommen am 07. August 2000