

Jens

95

INAUGURAL - DISSERTATION
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Naturwissenschaftlich-Mathematischen
Gesamtfakultät
der
Ruprecht - Karls - Universität
Heidelberg

SK

vorgelegt von

Dipl. Phys. Christopher Strobl

aus Öhringen

Gutachter: Prof. Dr. Augustin Mangini
1998

Prof. Dr. Till Kirsten

Tag der mündlichen Prüfung: 22.04. 1998

Datierung von Sedimentkernen und Rekonstruktion der

Transportwege der Radionuklide

^{10}Be , ^{230}Th und ^{231}Pa

in hohen nördlichen Breiten

Gutachter: Prof. Dr. Augusto Mangini

Prof. Dr. Till Kirsten

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung	
1.1 Arktisforschung	1
1.2 Einfluß des Nordpolarmeeres auf das Erdklima	2
1.3 Vorgehensweise	3
2 Grundlagen	
2.1 Natürliche Radionuklide	5
2.1.1 ²¹⁰ Blei	6
2.1.2 ²³⁰ Thorium	10
2.1.3 ²³² Thorium	13
2.1.4 ²³⁴ Thorium	13
2.1.5 ²³¹ Protaktinium	13
2.2 Kosmogenes Radionuklid	14
2.2.1 ¹⁰ Beryllium	14
2.3 Anthropogenes Radionuklid	17
2.3.1 ¹³⁷ Cäsium	17
2.4 Datierung von Sedimentkernen	18
2.4.1 Radiokarbon Methode (¹⁴ C)	18
2.4.2 $\delta^{18}\text{O}$ Stratigraphie	19
2.4.3 Alterseinteilung anhand der Radionuklide ¹⁰ Be, ²³⁰ Th _{ex} , ²³¹ Pa _{ex}	20
2.4.4 ¹⁰ Be Stratigraphie	24
2.4.5 Elektronen-Resonanz Methode (ESR)	24
2.5 Arktischer Ozean und Europäisches Nordmeer	27
2.5.1 Bathymetrie des Arktischen Ozeans	27
2.5.2 Wassermassenzirkulation und Eisbedeckung im Arktischen Ozean und im Europäischen Nordmeer	28
2.5.3 Laptev See	30
3 Atmosphärischer ¹⁰Be Eintrag in Grönland und in der Antarktis	34
3.1 Rezenter atmosphärischer ¹⁰ Be Eintrag in Grönland	34
3.2 Paläoaufzeichnungen des atmosphärischen ¹⁰ Be Eintrags in den Eis- bohrkernen von SUMMIT (Grönland) und VOSTOK (Antarktis)	35

4 Radionukliduntersuchungen im Schelfgebiet der Laptev See	37
4.1 Datierung von Sedimentkernen aus dem Schelfgebiet der Laptev See	37
4.1.1 Datierung der Sedimentkerne anhand exponentieller Fitgeraden	38
4.1.2 Standing Crop Modell	42
4.1.3 Datierung der Sedimentkerne anhand des „Constant Flux“ Modells und Vergleich mit ^{137}Cs Datierungen	43
4.1.4 Vergleich der Standing Crops	45
4.1.5 Vergleich der ermittelten Sedimentationsraten	46
4.1.6 ^{137}Cs und ^{210}Pb Depositionsflußdichten im Schelfgebiet der Laptev See	47
4.2 Datierung von Sedimentkernen aufgrund des Aktivitätsungleichgewichts zwischen den Radionukliden ^{230}Th und ^{226}Ra	49
4.3 ^{10}Be Depositionsflußdichten im Schelfgebiet der Laptev See	58
5 Datierung von Sedimentkernen aus hohen Breiten	60
5.1 Datierungsmethoden in hohen Breiten	60
5.1.1 ^{14}C Alter	60
5.1.2 Magnetostratigraphie	60
5.1.3 Biostratigraphie	61
5.1.4 $^{230}\text{Thorium}$, $^{10}\text{Beryllium}$	62
5.2 Datierung von Sedimentkernen aus der Norwegen- und Grönland See	63
5.2.1 Datierung des Sedimentkernes 23059-2/3	63
5.2.2 Datierung des Sedimentkernes 23235-3	70
5.3 Datierung von Sedimentkernen aus dem Kontinentalhangbereich der Barents- und Laptev See und dem Yermak Plateau	73
5.3.1 Datierung des Sedimentkernes PS1533-3	73
5.3.2 Datierung des Sedimentkernes PS2138-1	77
5.3.3 Datierung des Sedimentkernes PS2456-2/3	79
5.3.4 Datierung des Sedimentkernes PS2474-3	82
5.3.5 Datierung des Sedimentkernes PS2471-4	82
5.3.6 Datierung des Sedimentkernes PS2757-8	85
5.4 Datierung von Sedimentkernen aus dem Nordpolarmeer	89
5.4.1 Datierung des Sedimentkernes PS1521-15	89
5.4.2 Datierung des Sedimentkernes PS1524-2	91
5.4.3 Datierung der Sedimentkerne PS2185-3/6, PS2200-5 und PS2178-5	92
5.5 Datierung von Sedimentkernen aus der Antarktis	116
5.5.1 Datierung des Sedimentkernes PS1388-3	117
5.5.2 Datierung des Sedimentkernes ANTA91-8	118
5.5.3 Datierung des Sedimentkernes ANTA91-4	120
5.5.4 ^{10}Be Depositionsflußdichten des Sedimentkernes ANTA91-19	121

6 Bestimmung der ^{10}Be und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten	122
6.1 Vertikale Depositionsflußdichten	122
6.1.1 Vertikale ^{10}Be Flußdichten der Sedimentkerne 23059-3 und PS1533-3	122
6.1.2 Vergleich der vertikalen ^{10}Be Depositionsflußdichten mit dem Inklinationsprofil des PS1533-3	123
6.1.3 Komponenten der vertikalen ^{10}Be Depositionsflußdichten	124
6.2 ^{10}Be und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten im Europäischen Nordmeer und im Nordpolarmeer	126
6.2.1 ^{10}Be und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten im Europäischen Nordmeer und im Nordpolarmeer in den jeweiligen Isotopenstadien	128
6.2.2 Vergleich der rezenten ^{10}Be Depositionsflußdichten in hohen nördlichen Breiten	134
7 ^{10}Be Konzentrationen in Wasserproben	135
7.1 Europäisches Nordmeer	135
7.2 Zentraler Arktischer Ozean	136
7.3 Laptev See	137
7.4 Vergleich der ^{10}Be Konzentrationen mit dem Mündungsgebiet des Kongos	141
7.5 Bestimmung der Verweilzeiten von ^{10}Be in den Untersuchungsgebieten	141
8 Rekonstruktion der paläoklimatischen Bedingungen in hohen nördlichen Breiten	143
8.1 Modellierung der Transportwege der Radionuklide ^{10}Be , $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$, $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ in hohen nördlichen Breiten	143
8.1.1 Boxmodell	144
8.1.2 Vergleich der Modellergebnisse mit den gemessenen ^{10}Be Datensätzen	147
8.1.3 Modellierung der $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ und $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ Transportwege	149
8.2 Rekonstruktion der paläoklimatischen Bedingungen im Arktischen Ozean	158
8.2.1 Isotopenstadium 2	159
8.2.2 Isotopenstadium 3 und 5	160
8.2.3 Isotopenstadium 4	161
8.2.4 Isotopenstadium 6	162
8.2.5 Isotopenstadium 7	162
8.3 Vergleich der Verhältnisse im Kontinentalhangbereich der Laptev See und Barents See	165
8.4 Zeitabhängige Modellberechnungen	166

8.5 Zusammenhang ^{232}Th Flußdichten mit den ^{230}Th Verweilzeiten 167

8.6 $^{10}\text{Be}/^{232}\text{Th}$ Verhältnisse in Sedimentkernen aus hohen nördlichen Breiten 167

8.7 Ausblick 169

9 Literaturverzeichnis 171

Anhang

A

A.1 Geographische Lokationen der Sediment- und Wasserproben

A.2 Lage von Sedimentkernen in der Meeresbodenprofilansicht

B

B.1 ^{10}Be Messungen

B.2 Uran/Thorium Messungen

B.3 Gammaskopie

B.4 Atom-Absorptions-Spektrometrie

C

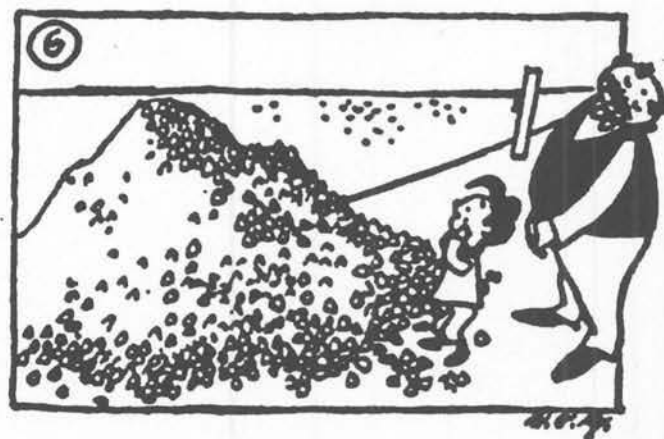
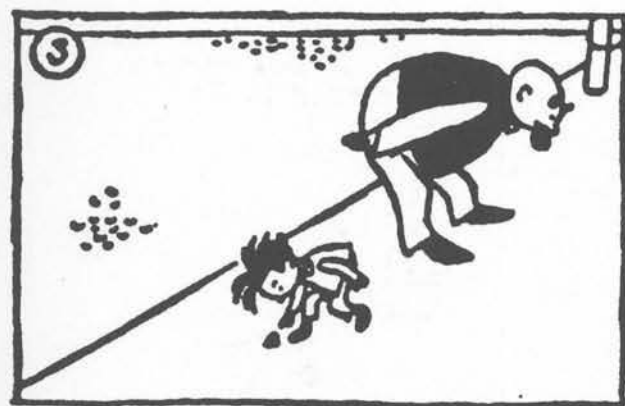
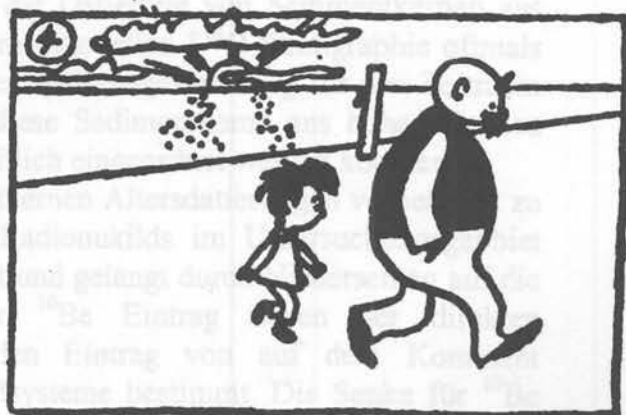
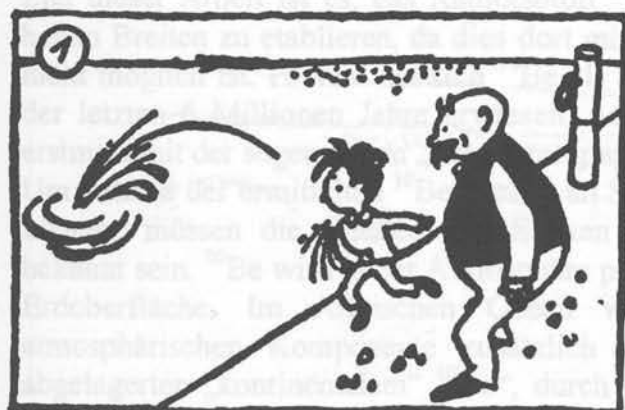
C.1 ^{10}Be und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten im Europäischen Nordmeer und im Nordpolarmeer

C.2 ^{10}Be und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten aus dem Nordatlantik

D

Meßergebnisse

Akkumulation im Arktischen Ozean



Interglazial

Glazial

Kurzfassung

Ziel dieser Arbeit ist es, das Radioisotop ^{10}Be für die Datierung von Sedimentkernen aus hohen Breiten zu etablieren, da dies dort mit der konventionellen $\delta^{18}\text{O}$ Stratigraphie oftmals nicht möglich ist. Hierbei hat sich ^{10}Be als wichtiges Datierungswerkzeug für den Zeitraum der letzten 6 Millionen Jahre erwiesen, wodurch diese Sedimentkerne aus hohen Breiten erstmals mit der sogenannten „ ^{10}Be Stratigraphie“ zeitlich eingeordnet werden konnten.

Um anhand der ermittelten ^{10}Be Profile an Sedimentkernen Altersdatierungen vornehmen zu können, müssen die Quellen und Senken dieses Radionuklids im Untersuchungsgebiet bekannt sein. ^{10}Be wird in der Atmosphäre produziert und gelangt durch Niederschlag auf die Erdoberfläche. Im Arktischen Ozean wird der ^{10}Be Eintrag neben der direkten atmosphärischen Komponente zusätzlich durch den Eintrag von auf dem Kontinent abgelagerten „kontinentalem“ ^{10}Be , durch die Flußsysteme bestimmt. Die Senke für ^{10}Be stellt die Deposition in den Sedimenten dar.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden ^{10}Be Depositionsflußdichten im Schelfgebiet der Laptev See, das sich durch einen hohen Eintrag an Flußwasser auszeichnet, den Kontinentalhanggebieten, dem zentralen Arktischen Ozean und dem Europäischen Nordmeer untersucht. Vergleicht man die Depositionsflußdichten mit dem atmosphärischen ^{10}Be Eintrag von $(0,2 - 0,5) \cdot 10^6 \text{ at a}^{-1} \text{ cm}^{-2}$, so läßt sich im Schelfgebiet der Laptev See mit $(20 \pm 5) \cdot 10^6 \text{ at a}^{-1} \text{ cm}^{-2}$ eine deutliche Beeinflussung durch kontinentales ^{10}Be ausmachen, während die Deposition im zentralen Arktischen Ozean die atmosphärischen Flußdichte widerspiegelt.

Diese Untersuchungen und die Ermittlung der ^{10}Be Konzentrationen in Wasserproben bilden weiterhin die Grundlage für ein mathematisches Modell, mit dessen Hilfe die rezenten Transportwege von ^{10}Be reproduziert und die Transportwege in den letzten 130 ka in hohen nördlichen Breiten modelliert werden konnten.

Abstract

In this thesis it is shown that the cosmogenic radionuclide ^{10}Be proved to be a sensitive stratigraphic tool for sediment cores from the Arctic Ocean with low or negligible content of biogenic carbonate, impeding a reliable $\delta^{18}\text{O}$ stratigraphy. ^{10}Be enables a stratigraphy of Arctic sediments comparable to the $\delta^{18}\text{O}$ stratigraphy Imbrie et al. [1984] in that high concentration of ^{10}Be are related to interglacial stages in contrast to lower values during glacial periods. To use the ^{10}Be profile as dating tool it is necessary to investigate the sources and sinks as well as the pathways of this radiotracer. ^{10}Be is produced in the upper atmosphere and transferred to the earth's surface by dry and wet deposition. Besides the atmospheric component there is an important input of ^{10}Be with the rivers to the Arctic Ocean. I determined depositional ^{10}Be fluxes in the shelf area of the Laptev Sea, which is characterized by a huge input of river water, the continental slope of the Laptev Sea, the central Arctic Ocean and the Norwegian- and Greenland Sea. The depositional ^{10}Be fluxes of $(20 \pm 5) \cdot 10^6$ at $\text{cm}^{-2} \text{a}^{-1}$ in the shelf area of the Laptev Sea are by two orders of magnitude higher than the recent atmospheric input $(0.2 - 0.5) \cdot 10^6$ at $\text{cm}^{-2} \text{a}^{-1}$ in Greenland, while the fluxes in the central Arctic Ocean are in the same range.

Further I developed a model to reconstruct the pathways of radionuclides ^{230}Th , ^{231}Pa and ^{10}Be in high northern latitudes. The modelling results were compared with the measured concentrations in the water column and the recent depositional fluxes. These results show that the recent pathways of these nuclides can be rebuilt by this model. Thus we can apply this model to earlier oxygen isotope stages to find out which predominate conditions lead to the determined depositional fluxes.



Abb. 1: Route der Frax durch das Nordliche Polarmeer (aus Lingen [1980])

1 Motivation

1.1 Arktisforschung

Seit Jahrzehnten stellt die Arktis einen Ort der Herausforderung sowohl abenteuerlicher als auch wissenschaftlicher Art dar. Die Ziele der ersten Expeditionen in die Arktis waren die Suche einer Schifffahrtsroute nach China. Systematische wissenschaftliche Untersuchungen der nördlichen Regionen wurden von dem norwegischen Forscher Fridtjof Nansen begründet. Bei seiner Expedition 1884 wollte er herausfinden, warum Wrackteile der Jeannette, die 1880 im Norden von Neu Sibirien von den Eismassen zerdrückt worden war, an der Südspitze Grönlands gefunden wurden. Diese Wrackteile schienen mit der Driftbewegung des Eises vom sibirischen Meer nach Nordwesten transportiert und dabei auch in die Nähe des Nordpols geraten zu sein. Nansen erreichte mit seinem Schiff, der Fram, zwar nicht den Nordpol (ein erklärtes Ziel dieser Expedition), konnte aber die Existenz der „Transpolardrift“ nachweisen. In Abbildung 1 ist die Fahrt- und Driftroute der Fram und die Fahrtroute der Jeannette dargestellt.



Abb. 1: Route der Fram durch das Nördliche Polarmeer (aus Lingen [1980])

1.2 Einfluß des Nordpolarmeeres auf das Erdklima

Das wissenschaftliche Interesse am Arktischen Ozean ist in der heutigen Zeit mit der Frage verbunden, welche Auswirkungen Veränderungen der klimatischen Bedingungen in polaren Gebieten, auf das Erdklima haben könnten. Berechnungen zeigen, daß z.B. ein völliges Abschmelzen des Antarktischen Eisschildes zu einer Erhöhung des heutigen Meeresspiegels um 60 bis 70 m führen würde. Es ist allerdings noch nicht geklärt, welche Faktoren die Eisvorstöße bzw. -rückzüge der Vergangenheit verursacht haben oder ein vollkommenes Abschmelzen der Polkappen bewirken könnten. Milankovich beschäftigte sich 1930 mit diesem Problem und erkannte, daß die Sonneneinstrahlung durch die Änderung dreier Erdbahnparameter (Neigung der Erdachse, Erdumlaufbahn, Präzession der Erdachse) deutlichen Variationen unterliegt. Unter Berücksichtigung dieser Faktoren berechnete er eine maximale Variation der sommerlichen solaren Einstrahlung in nördlichen Breiten (65°) von etwa 20%. Jedoch ist es nicht möglich die natürlichen Klimaänderungen, die seit 2,5 Millionen Jahren [Turekian, 1985] regelmäßig auftreten, allein durch Schwankungen der solaren Einstrahlung zu erklären. In den letzten Jahren hat sich gezeigt, daß die Konzentrationen an Treibhausgasen (CO_2 , CH_4), zusammen mit der solaren Einstrahlung, für das Klima der Erde von großer Bedeutung sind. Beispielsweise zeigen Untersuchungen der chemischen Zusammensetzung der Lufteinschlüsse im grönländischen Eisbohrkern GRIP, daß in der letzten Eiszeit (24 ka - 12 ka) die Konzentrationen an atmosphärischem Kohlendioxid (≈ 190 ppm) und Methan (≈ 400 ppb) von deutlich geringerem Gehalt als im Holozän (≈ 280 ppm CO_2 ; ≈ 700 ppb CH_4) waren [Graedel und Crutzen, 1994]. Die Konzentration von Kohlendioxid und Methan in der Atmosphäre spielt für den Strahlungshaushalt unseres Planeten eine wesentliche Rolle. Einfallende Sonnenstrahlung wird von der Erdoberfläche je nach Oberflächenbeschaffenheit zu einem gewissen Teil reflektiert und zu einem weiteren Teil absorbiert und in einem anderen Wellenlängenbereich reemittiert. Insbesondere der infrarote Anteil der Rückstrahlung wechselwirkt mit den Treibhausgasen (z.B. CO_2 , CH_4) und bleibt als sogenannte „Gegenstrahlung“ teilweise dem System Erde erhalten. Demzufolge bewirkt eine Erhöhung der CO_2 bzw. CH_4 Konzentrationen in der Atmosphäre eine Erwärmung. Eine entscheidende Größe für den Anteil an atmosphärischen CO_2 Konzentrationen stellen die geochemischen Abläufe in den Ozeanen dar, da die Weltmeere über die Temperatur und den Gasaustausch mit der Atmosphäre gekoppelt sind. Allein durch ihre Größe (etwa 70% der Erdoberfläche) dienen sie als Speicher für Wärme und für das Treibhausgas CO_2 . Bei der Photosynthese in den obersten Wasserschichten wird das gelöste CO_2 , das mit dem atmosphärischen CO_2 Gehalt in Verbindung steht, mit H_2O in organisches Material umgewandelt. Dieses kann durch marine Lebewesen aufgenommen und nach ihrem Absterben in tiefere Meeresschichten transportiert werden. In der Tiefsee wird das gelöste Kohlendioxid teilweise freigesetzt oder als CaCO_3 in den Sedimenten deponiert. Dieser Prozeß ist infolge von Klimaänderungen Schwankungen unterworfen, wobei man davon ausgeht, daß die biologische Pumpe während glazialer Stadien aktiver war als im Holozän. Broecker und Denton [1990] schließen dies aus den atmosphärischen CO_2 Konzentrationen in Eisbohrkernen.

Im Nordpolarmeer und im Europäischen Nordmeer wird CO_2 und O_2 besonders effektiv aus der Atmosphäre aufgenommen und durch die Tiefenwasserneubildung in hohen nördlichen Breiten in tiefere Meeresschichten transportiert. Die kalten und salzreichen Wassermassenschichten sich dabei unter die relativ warmen und demzufolge leichteren Tiefenwasser der übrigen Ozeane. Das kalte nordatlantische Tiefenwasser gelangt über den Südatlantik in den Pazifischen Ozean und kehrt von dort als warmes Oberflächenwasser wieder in den Atlantischen Ozean zurück. Dabei trägt diese thermohaline Strömung zu einer globalen Umverteilung von Wärme bei. Unterbindet man die hauptsächlich in der Grönlandsee stattfindende Tiefenwasserbildung, z.B. durch die Erhöhung des Süßwassereintrags, welches

zu einer Schichtungsstabilität in der Wassersäule führt, hat dies gravierende Auswirkungen auf den Wärmetransport. Ein Beispiel hierfür wäre eine Reduzierung des Golfstromes, der für das heutige moderate Klima in Nordeuropa verantwortlich ist, was zu kühleren Bedingungen in dieser Region führen würde. Eine weitere Besonderheit der polaren Gebiete stellt die Eisbedeckung dar, die aufgrund des hohen Rückstrahlvermögens (Albedo) nur einen geringen Teil der einfallenden Sonnenstrahlung absorbieren kann. Die Albedo bei Schnee (80% - 90%) und bei Eis (35%) liegt wesentlich höher als bei Meerwasser (bei senkrechten Einfall 4%) [Roedel, 1992]. So kann sich eine offene Wasserfläche durch den Sonneneinfall erwärmen, während eine eisbedeckte Meeresoberfläche kaum Wärme aus der Atmosphäre aufnimmt.

Mit Hilfe von mathematischen Modellen soll es möglich werden, zukünftige Klimabedingungen vorherzusagen. Um diese Modelle auf ihre Glaubwürdigkeit zu testen, ist es notwendig zunächst die paläoklimatischen Bedingungen, die in Eisbohrkernen, Sedimentkernen und terrestrischen Bohrkernen archiviert sind, zu rekonstruieren, um anschließend die modellhafte Beschreibung anpassen zu können. Hierzu müssen die Wechselwirkungen zwischen Ozean, Eis und Atmosphäre miteinander gekoppelt werden. Ein solch gekoppeltes Atmosphäre-Ozean Modell ist von Stocker [1998] erstellt worden, womit die Verhältnisse im letzten Glazial reproduziert werden konnten. Das Ziel dieser Arbeit ist die Rekonstruktion der klimatischen Bedingungen in hohen nördlichen Breiten während der letzten 5 Isotopenstadien (0 - 128 ka). Hierbei liegt das Hauptaugenmerk auf Änderungen in der Eisbedeckung und im Flußeintrag im Arktischen Ozean.

1.3 Vorgehensweise

In dieser Arbeit wurden die paläoklimatischen Bedingungen im Europäischen Nordmeer und im Nordpolarmeer anhand von Klimaaufzeichnungen in Sedimentkernen rekonstruiert. Um dies zu tun war es zunächst notwendig, die Datierung der in dieser Arbeit untersuchten Sedimentkerne auf eine sichere Basis zu stellen, da dies im Arktischen und Antarktischen Ozean, im Vergleich zu den anderen Weltmeeren, große Schwierigkeiten bereitet. In den hohen Breiten ist eine Bestimmung der Isotopenstadien anhand einer $\delta^{18}\text{O}$ Stratigraphie aufgrund des fehlenden biogenen Karbonats in den Sedimentkernen oder einer Verfälschung des $\delta^{18}\text{O}$ Signals durch Schmelzwassereinflüsse [Köhler und Spielhagen, 1990] oft nicht möglich. Daher war es erforderlich, andere Datierungsmethoden anzuwenden. Insbesondere eignen sich radioaktive Isotope, um die fast nur aus Ton bestehenden Sedimente zeitlich einzuordnen. Im Rahmen dieser Arbeit wurden hierbei die Radionuklide ^{210}Pb , ^{137}Cs , ^{230}Th , ^{10}Be näher betrachtet, die aufgrund ihrer Halbwertszeiten die Altersbereiche der letzten 150 Jahre bis zu 6 Millionen Jahren abdecken. Sedimentkerne aus Regionen mit hohen Akkumulationsraten (beispielsweise aus dem Schelfgebiet der Laptev See) wurden mit Hilfe der Radionuklide ^{210}Pb und ^{137}Cs zeitlich (bis zu 150 a vor heute) eingeordnet, während die Datierung der letzten 350 - 6000 ka der Sedimentkerne von den Kontinentalhanggebieten, den Tiefseeebenen und Rückensystemen anhand des Verlaufs der $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten bzw. der ^{10}Be Stratigraphie erfolgte. Basierend auf diesen Datierungen wurden die ^{10}Be Depositionsflußdichten (Kapitel 6) in den verschiedenen Regionen im Europäischen Nordmeer bzw. im Nordpolarmeer und in den jeweiligen Isotopenstadien bestimmt. Aufgrund dieser ermittelten Flußdichten war es möglich die Transportwege des kosmogenen Radioisotops ^{10}Be in hohen nördlichen Breiten zu rekonstruieren.

Der Eintrag von kontinentalem ^{10}Be mit den Flußsystemen, die in den Arktischen Ozean münden, wurde detailliert im Schelfgebiet der Laptev See untersucht (Kapitel 4). Hierzu wurden die ermittelten rezenten ^{10}Be Depositionsflußdichten der Schelfsedimente mit den rezenten atmosphärischen ^{10}Be Flußdichten in Grönland (Kapitel 3) in Beziehung gesetzt. Zusätzlich wurden die ^{10}Be Konzentrationen in den Wasserproben aus dem Schelfgebiet der

Laptev See (Kapitel 7) mit den ermittelten Konzentrationen im zentralen Arktischen Ozean und in der Norwegen- und Grönland See verglichen. Aus diesen Untersuchungen sollte der Anteil an kontinentalem ^{10}Be im Schelfgebiet der Laptev See evaluiert werden. Die ^{10}Be Depositionsflußdichten und die ^{10}Be Wasserkonzentrationen bildeten weiterhin den Input für ein mathematisches Modell (Kapitel 8), daß konzipiert wurde, um die rezenten Transportwege von ^{10}Be in hohen nördlichen Breiten zu reproduzieren. Neben der Modellierung der rezenten Prozesse wurde versucht anhand der ermittelten ^{10}Be Depositionsflußdichten die Transportwege in den jeweiligen Isotopenstadien mit Hilfe dieses Modells zu rekonstruieren. Zusätzlich wurden auch die Transportwege der Radionuklide $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ und $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ bestimmt. Diese zusätzlichen Informationen ermöglichten eine bessere Abbildung der klimatischen Bedingungen in den jeweiligen Isotopenstadien.

2 Grundlagen

2.1 Natürliche Radionuklide

In der Natur kommen heute noch drei primordiale radioaktive Familien vor, deren Mutternuklide die Radionuklide ^{238}U , ^{235}U und ^{232}Th sind. Sie existieren seit der Entstehung der Erde (4 - 5 Ma) und zerfallen durch α - und β -Strahlung in stabile Endzustände. Besonderes Augenmerk wird in dieser Arbeit auf die Tochternuklide ^{230}Th , ^{234}U , ^{231}Pa , ^{214}Bi und ^{210}Pb gelegt. Aufgrund ihrer Transport- und Zerfallseigenschaften werden sie im Rahmen von Nichtgleichgewichtsdatierungen untersucht [z.B. Ivanovich and Harmon, 1992] oder dienen als Monitore für Scavenging-, Focusing- oder Winoowing-Prozesse [Lao, 1992 a, c]. Die Aktivitäten der in den Zerfallsreihen dunkel schraffierten Radionuklide (Tabelle 1 und 2) wurden im Rahmen dieser Arbeit am bearbeiteten Sedimentmaterial mittels γ - oder α -Spektroskopie bestimmt. Einige werden in den nächsten Abschnitten detaillierter behandelt.

Element	U-238 - Zerfallsreihe					
Uran	U-238 $4,47 \cdot 10^9$ a		U-234 $2,48 \cdot 10^5$ a			
Protaktinium	↓	Pa-234 1,18 min	↓			
Thorium	Th-234 24,1 d	↗	Th-230 $7,52 \cdot 10^4$ a			
Actinium			↓			
Radium			Ra-226 $1,62 \cdot 10^3$ a			
Francium			↓			
Radon			Rn-222 3,82 d			
Astat			↓			
Polonium			Po-218 3,05 min		Po-214 $1,64 \cdot 10^{-4}$ sec	Po-210 138 d
Wismut			↓	Bi-214 19,7 min	↓	Bi-210 5,01 d
Blei			Pb-214 26,8 min	↗	Pb-210 22,3 a	↗ Pb-206 stabil

Tab. 1: ^{238}U Uran Zerfallsreihe aus Ivanovich und Harmon [1992]

Element	Th-232 - Zerfallsreihe			
Thorium	Th-232 $1,40 \cdot 10^{10}$ a		Th-228 1,91 a	
Actinium	↓	Ac-228 6,13 h	↓	
Radium	Ra-228 5,75 a	↗	Ra-224 3,66 d	
Francium			↓	
Radon			Rn-220 55,6 sec	
Astat			↓	
Polonium			Po-216 0,15 sec	↗ (63,8%) Po-212 $3,0 \cdot 10^{-7}$ sec
Wismut			↓ ↗ Bi-212 60,6 min	↓
Blei			Pb-212 10,6 h	↓ (36,2%) Pb-208 stabil
Thallium			Tl-208 3,05 min	

Tab. 2: $^{232}\text{Thorium}$ Zerfallsreihe aus Ivanovich und Harmon [1992]

2.1.1 $^{210}\text{Blei}$ (^{210}Pb)

2.1.1.1 Atmosphärischer Eintrag an ^{210}Pb

Das terrigene Radionuklid ^{210}Pb ($t_{1/2} = 22,3$ a) ist ein Bestandteil der $^{238}\text{Uran}$ - Zerfallsreihe. Ausgehend von den Uranisotopen ^{238}U und ^{234}U , die in Böden und Gesteinen enthalten sind, bildet sich über mehrere Zwischenprodukte ^{226}Ra ($t_{1/2} = 1.600$ a), welches wiederum in das Edelgas ^{222}Rn ($t_{1/2} = 3,8$ d) zerfällt. Aufgrund von Diffusionsprozessen kann ^{222}Rn in die Atmosphäre gelangen und wird dort über mehrere Zwischenstufen in ^{210}Pb überführt. Die Radonemission aus den Böden ist von der Beschaffenheit und von den vorherrschenden äußeren Bedingungen abhängig. Eis, Permafrost und feuchte Böden vermindern die Emission von ^{222}Rn oder verhindern sie vollständig [Gold, 1964; Moses et al., 1963]. Nach Dörr [1984] nimmt die Emissionsrate bei einer 15 cm dicken Schneedecke um 30 - 40% ab und wird sogar bei gefrorenem Boden gänzlich unterdrückt. In den Polargebieten ist demzufolge die Quellstärke aufgrund von Permafrostböden und Vergletscherungen nahezu Null. Die Transpiration von Pflanzen führt hingegen zu deutlichen Erhöhungen der Emissionsraten, die im Vergleich zu kahlen Böden bis zu sechsfach höhere Werte aufweisen können [Martell, 1985]. Aufgrund der geringen Konzentrationen an ^{226}Ra in der Wassersäule spielen die Ozeangebiete bei der Emission von ^{222}Rn für die gesamte atmosphärische ^{222}Rn Masse kaum eine Rolle [Peng et al., 1979]. Das aus dem ^{222}Rn entstehende ^{210}Pb wird hauptsächlich in der Troposphäre gebildet [Liu et al., 1984] und stellt einen „troposphärischen Tracer“ für atmosphärische Zirkulationsmodelle [Rehfeld, 1994] dar. Nach der Produktion in der

Atmosphäre lagert sich ^{210}Pb (Abb. 2) rasch an Aerosole der Nukleations- (0,005 - 0,05 μm) und Akkumulationsmode (0,05 - 1,00 μm) an [Young und Silker, 1974; Turekian et al., 1989]. Die ^{210}Pb Aerosole werden sowohl trocken (Sedimentation) als auch naß (Niederschlag) mit einer Aufenthaltsdauer von ca 5 bis 20 Tagen auf der Erdoberfläche deponiert [Graustein und Turekian, 1986; Balkanski et al., 1993].

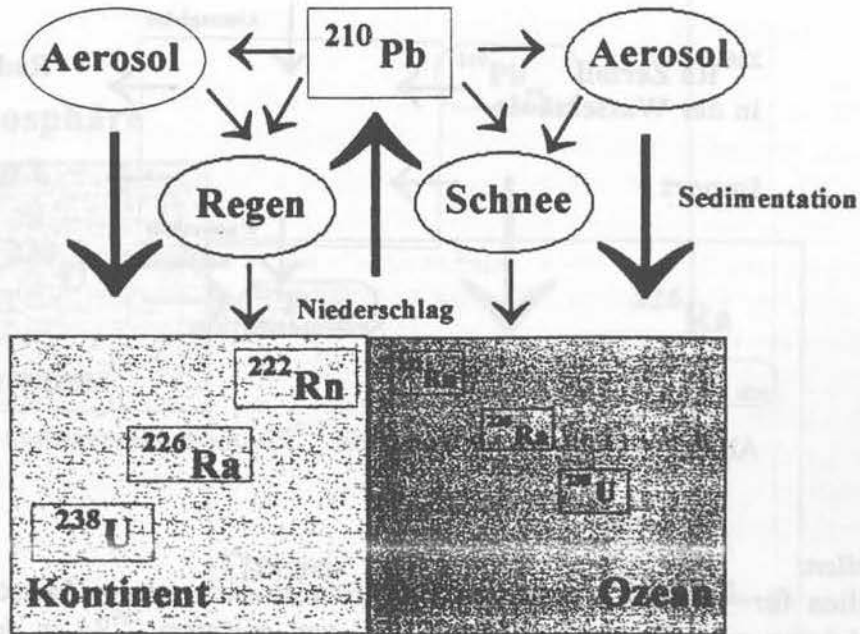


Abb. 2: Transportprozesse von ^{210}Pb in der Atmosphäre

Angesichts des regionalen Charakters der Prozesse, welche die Emission von Radon aus den Böden und demzufolge der Verteilung von ^{210}Pb in der Atmosphäre beeinflussen, beobachtet man weltweit deutliche Unterschiede im atmosphärischen ^{210}Pb Depositionsfluß (Tab. 3).

Atmosphärischer ^{210}Pb Eintrag [dpm $\text{cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]	Lokation	Autoren
0,80	Nordamerika	[Graustein and Turekian, 1986]
0,87	Indien	[Gopalakrishnan et al., 1973]
$0,69 \pm 0,06$	Moskau	[Baranov and Vilenskii, 1965]
$0,30 \pm 0,07$	Auckland	[Turekian et al., 1977]
$0,14 \pm 0,01$	Christchurch	[Turekian et al., 1977]
0,025 - 0,050	Grönland	[Stanzick, 1996]

Tab. 3: Atmosphärische ^{210}Pb Flußdichten

2.1.1.2 ^{210}Pb in der Wassersäule

In der Wassersäule wird die Konzentration von ^{210}Pb in einem betrachteten Volumen durch mehrere Faktoren bestimmt (Abb. 3):

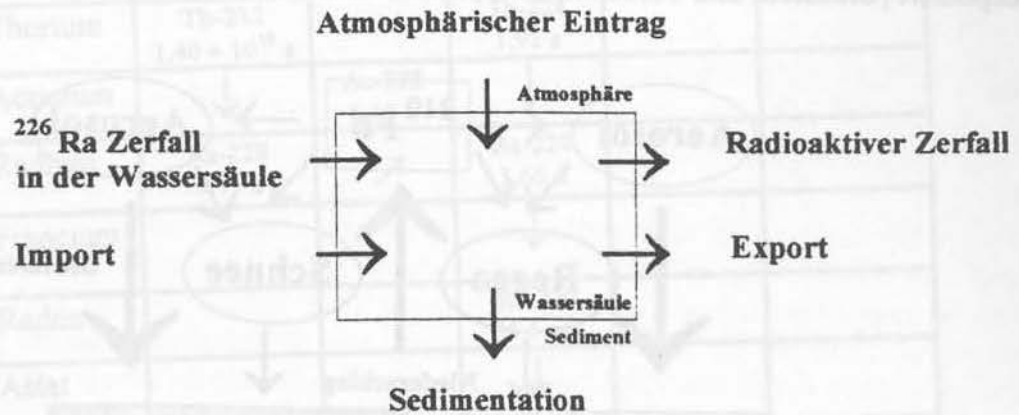


Abb. 3: Quellen und Senken von ^{210}Pb in der Wassersäule

Quellen:

Quellen für ^{210}Pb in der dargestellten Box sind der atmosphärische Eintrag, die in situ Produktion aus dem radioaktiven Zerfall von gelöstem ^{226}Ra in der Wassersäule und der Import dar. Beim Import handelt es sich dabei einerseits um partikuläres ^{210}Pb , das aufgrund von Sedimentumlagerungen aus anderen Gebieten antransportiert wird, und andererseits um gelöstes ^{210}Pb in der Wassersäule, das diffusiv von den umliegenden Gebieten zugeführt wird.

Senken:

Aus der Box entfernt wird ^{210}Pb durch den radioaktiven Zerfall, die Deposition in die Sedimente und den Export. Der Export spiegelt die zum Import gegenläufigen Prozesse wieder.

2.1.1.3 Wissenschaftliche Anwendung

Eine Anwendung findet das Radioisotop ^{210}Pb in der Datierung von See- und Schelfsedimenten [Dominik et al., 1981; Dörr et al., 1991; von Gunten et al., 1993; Bollhöfer et al., 1994] sowie von Eisbohrkernen [Gäggeler et al., 1983; Sanak und Lambert, 1977]. Aufgrund seiner Halbwertszeit von $t_{1/2} = 22,3$ a kann der Tiefenbereich in Sediment- und Eisbohrkernen in dem die letzten 150 Jahre archiviert sind bestimmt werden. Sedimentations- bzw. Akkumulationsraten des zu untersuchenden Materials werden dabei anhand des radioaktiven Zerfalls von $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ermittelt.

2.1.1.4 Bestimmung der $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Aktivitäten

Unter der Annahme, daß der atmosphärische Eintrag von ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$) über die letzten 150 Jahre als konstant betrachtet werden kann [Dominik et al., 1981; Dörr et al., 1991; von Gunten et al., 1993; Bollhöfer et al., 1994], ist es möglich, Sedimentkerne anhand des radioaktiven Zerfalls der $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Aktivitäten mit der Kerntiefe zu datieren. Zu diesem Zweck ist es notwendig, die $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Aktivitätsprofile der bearbeiteten Sedimentkerne zu bestimmen.

Hierbei setzt sich die von uns in den jeweiligen Sedimentabschnitten gammaspektroskopisch gemessene Aktivität von ^{210}Pb aus drei Komponenten zusammen (Abb. 4),

dem atmosphärischen Anteil an ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$), dem Anteil an ^{210}Pb , der mit dem Gesteinsmaterial in den Ozean eingetragen wird ($^{210}\text{Pb}_{\text{terr}}$) und dem Anteil, der in der Wassersäule aus dem Zerfall von gelöstem ^{226}Ra ($^{210}\text{Pb}_{\text{in-situ}}$) entsteht.

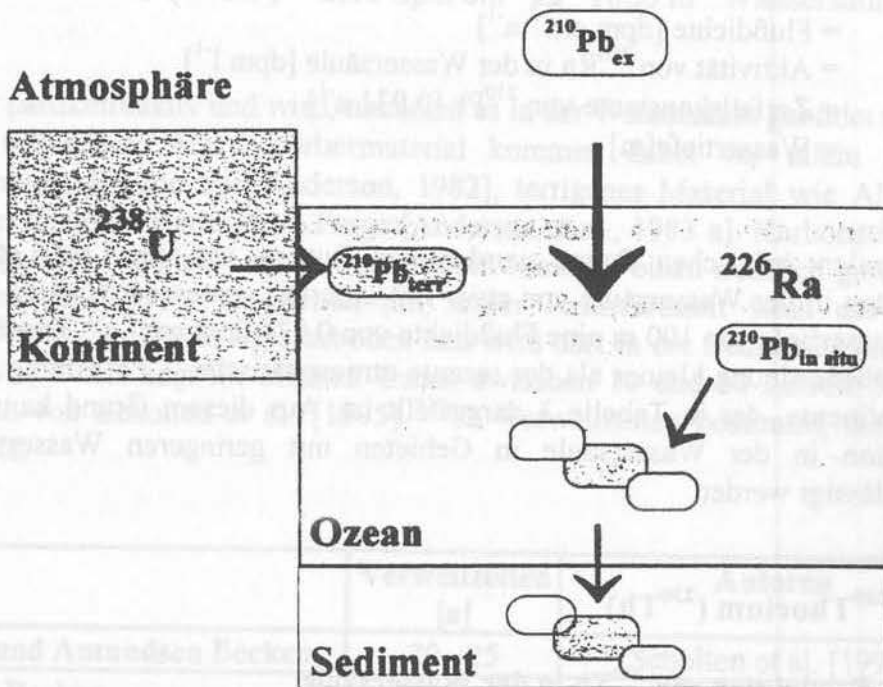


Abb. 4: Darstellung der Transportwege der ^{210}Pb Komponenten in die Sedimente

Dem oben dargestellten Sachverhalt wird durch Gleichung 1 Rechnung getragen:

$$^{210}\text{Pb}_{\text{gesamt}} = ^{210}\text{Pb}_{\text{ex}} + ^{210}\text{Pb}_{\text{terr}} + ^{210}\text{Pb}_{\text{in-situ}} \quad (1)$$

Da jedoch zur Datierung der Sedimentkerne nur der atmosphärische Anteil an ^{210}Pb herangezogen werden kann, müssen die terrigene und die in-situ Komponente berechnet werden.

A) Terrigene ^{210}Pb Komponente

Der terrigene Anteil läßt sich mit Hilfe des Radionuklids ^{214}Bi , daß sich im Aktivitätsgleichgewicht mit dem terrigenen ^{210}Pb Anteil ($^{210}\text{Pb}_{\text{terr}}$) befindet, bestimmen.

$$^{210}\text{Pb}_{\text{ex}} = ^{210}\text{Pb}_{\text{gesamt}} - ^{214}\text{Bi} + ^{210}\text{Pb}_{\text{in-situ}} \quad (2)$$

B) In-Situ ^{210}Pb Komponente

Die Flußdichte von ^{210}Pb in die Sedimente, die aus dem radioaktiven Zerfall von gelöstem ^{226}Ra in der Wassersäule entsteht, kann durch die Gleichung 3 ermittelt werden.

$$F (^{210}\text{Pb}_{\text{in-situ}}) = ^{226}\text{Ra} \cdot \text{WT} \cdot \lambda (^{210}\text{Pb}) \quad (3)$$

mit

F	= Flußdichte [$\text{dpm cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$]
^{226}Ra	= Aktivität von ^{226}Ra in der Wassersäule [dpm l^{-1}]
λ	= Zerfallskonstante von ^{210}Pb [$0,031 \text{ a}^{-1}$]
WT	= Wassertiefe[m]

Im zentralen Arktischen Ozean wurden von Rutgers van der Loeff et al. [1995] ^{226}Ra Aktivitäten in der Wassersäule von etwa 100 dpm m^{-3} gemessen. Hieraus berechnet sich bei einer Wassertiefe von 100 m eine Flußdichte von $0,031 \text{ dpm cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$. Diese Flußdichte ist um eine Größenordnung kleiner als der rezente atmosphärische ^{210}Pb Eintrag im Einflußbereich der Kontinente, der in Tabelle 3 dargestellt ist. Aus diesem Grund kann die ^{210}Pb in-situ Produktion in der Wassersäule in Gebieten mit geringeren Wassertiefen als 100 m vernachlässigt werden.

2.1.2 $^{230}\text{Thorium}$ (^{230}Th)**2.1.2.1 Produktion von ^{230}Th in der Wassersäule**

Das Radioisotop ^{230}Th ist Bestandteil der $^{238}\text{Uran}$ -Zerfallsreihe und wird durch den α -Zerfall von $^{234}\text{Uran}$ gebildet [z.B. Ivanovich and Harmon, 1992]. ^{230}Th ist ebenfalls ein α -Strahler und zerfällt mit einer Halbwertszeit von 75.400 a zu ^{226}Ra . Für unsere Untersuchungen ist besonders der Anteil an ^{230}Th , der in der Wassersäule aus dem Zerfall von ^{234}U entstanden ist, von Bedeutung. Das Mutternuklid ^{234}U weist im Ozean eine mittlere Verweilzeit von ca. 400.000 a auf [Mangini et al., 1979]. Aufgrund der Durchmischungszeit der Ozeane von etwa 1.000 a führt dies zu einer homogenen Verteilung des Urans in der Wassersäule (konservativer Tracer) [Broecker und Peng, 1982]. Die Konzentration von gelöstem Uran im Meerwasser wurde bereits mehrfach bestimmt (Tab. 4):

Uran Konzentration	Lokation	Autoren
3,30 $\mu\text{g l}^{-1}$		[Rona et al., 1956] [Wilson et al., 1960]
3,16 \pm 0,15 $\mu\text{g l}^{-1}$	Nordatlantik	[Turekian und Chan, 1971]
3,30 \pm 0,20 $\mu\text{g l}^{-1}$	Antarktis, Arktis, Atlantik, Pazifik	[Ku et al., 1979]

Tab. 4: Gemessene Uran Konzentrationen in den Ozeanen

Das Aktivitätsverhältnis $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (AU) im Ozean ist nach Chen et al. [1986] mit $1,144 \pm 0,004$ geringfügig höher als der erwartete Gleichgewichtswert von 1. Diese Tatsache wird darauf zurückgeführt, daß $^{234}\text{Uran}$ weniger stark im Gestein gebunden ist und deshalb bei der

Verwitterung leichter freigesetzt und in die Weltmeere transportiert wird. Anhand der Halbwertszeit von ^{234}U ($t_{1/2} = 2,48 \cdot 10^5 \text{ a}$), dem AU-Verhältnis (1,144), der Konzentration von ^{234}U in der Wassersäule und der Annahme, daß die Konzentration von ^{234}U über mehrere Halbwertszeiten des ^{230}Th Thoriumisotops als konstant betrachtet werden kann, läßt sich die Produktionsrate von ^{230}Th [$P(^{230}\text{Th})$] im Meerwasser berechnen [z.B. Ivanovich and Harmon, 1992].

$$P(^{230}\text{Th}) = 2,63 \text{ dpm cm}^{-2} \text{ ka}^{-1} \cdot 1000 \text{ m}^{-1} \text{ Wassersäule} \quad (4)$$

^{230}Th ist sehr partikelreaktiv und wird, nachdem es in der Wassersäule gebildet wurde, schnell an Partikel adsorbiert. Als Adsorbermaterial kommen dabei vor allem Mangan- und Eisenoxihydroxide [Bacon und Anderson, 1982], terrigenes Material wie Aluminosilikate, sowie Partikel biogener Herkunft in Frage [Anderson et al., 1983 a]. Karbonatischer Detritus enthält hingegen im Vergleich zu karbonatfreiem Material einen deutlich geringeren Anteil an ^{230}Th [Paetsch, 1991]. Verglichen mit seiner Halbwertszeit sinkt das an Partikeln adsorbierte ^{230}Th schnell zum Meeresboden und wird dort in die Sedimente eingelagert. Die Verweilzeit von ^{230}Th liegt im offenen Ozean zwischen 10 und 60 Jahren. Im Arktischen Ozean wurden von Scholten et al. [1995] ^{230}Th Verweilzeiten bestimmt, die in Tabelle 5 aufgelistet sind.

Lokation	Verweilzeiten [a]	Autoren
Nansen- und Amundsen Becken	20 - 25	Scholten et al. [1995]
Makarov Becken	55	Scholten et al. [1995]
Antarktische Polarfront	29	Rutgers van de Loeff [1993]
Atlantik (Bermuda)	16 - 28	Anderson et al. [1983 b]
Pazifik	10 - 41	Anderson et al. [1983 a]

Tab. 5: ^{230}Th Verweilzeiten in der Wassersäule

2.1.2.2 Wissenschaftliche Anwendung

Im Sediment vorliegender Überschuß an ^{230}Th ($^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$), der nicht im Aktivitätsgleichgewicht mit seinem Mutternuklid ^{234}U steht, zerfällt nach dem radioaktiven Zerfallsgesetz mit der Halbwertszeit von ^{230}Th ($t_{1/2} = 75.400 \text{ a}$). Basierend auf diesem radioaktiven Zerfall können Sedimentkerne in einem Zeitraum bis zu 350.000 a datiert werden.

2.1.2.3 Bestimmung der $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten

Die gemessene ^{230}Th Aktivität in dem bearbeiteten Sedimentmaterial setzt sich, aufgrund des chemischen Vollaufschlusses [Anhang B.4.1], aus mehreren Komponenten zusammen (Gleichung 5), die im folgenden näher aufgeführt werden:

$$^{230}\text{Th}_{\text{gesamt}} = ^{230}\text{Th}_{\text{ex}} + ^{230}\text{Th}_{\text{terr}} + ^{230}\text{Th}_{\text{authigen}} \quad (5)$$

A) Terrigene ^{230}Th Komponente

Das Adsorbiermaterial für das in der Wassersäule gebildete ^{230}Th , der sogenannte Sedimentdetritus, enthält einen Anteil an ^{230}Th ($^{230}\text{Th}_{\text{terr}}$), welcher mit ^{234}U im Aktivitätsgleichgewicht steht. Dieser Anteil kann demzufolge anhand der Bestimmung der ^{234}U Aktivitäten ermittelt werden.

$$^{230}\text{Th}_{\text{terr}} = ^{234}\text{U} \quad (6)$$

Eine Voraussetzung für die Anwendbarkeit von Gleichung 6 stellt die Bedingung dar, daß nur der Sedimentdetritus Uran enthält und kein zusätzliches Uran (U_{authigen}) aus der Wassersäule in die Sedimente eingebaut wurde. Eine weitere Möglichkeit den terrigenen ^{230}Th Anteil zu bestimmen, kann anhand des Radioisotops ^{232}Th erfolgen. Das Aktivitätsverhältnis von $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ im Sedimentdetritus ist zwar von der Sedimentzusammensetzung abhängig, läßt sich aber zu $0,75 \pm 0,20$ [Wedepohl, 1995] abschätzen. Dies führt zum folgenden Zusammenhang:

$$^{230}\text{Th}_{\text{terr}} = ^{238}\text{U} \cdot \text{AU} = ^{234}\text{U}_{\text{terr}} = 0,75 \cdot \text{AU} \cdot ^{232}\text{Th} \quad (7)$$

B) Authigene ^{230}Th Komponente

Wurde authigenes Uran in die Sedimente eingebaut so muß der daraus entstandene Anteil an ^{230}Th ($^{230}\text{Th}_{\text{authigen}}$) bestimmt werden. Unter welchen Bedingungen authigenes Uran in die Sedimente gelangt, wird im folgenden näher betrachtet.

U_{authigen}

Wie bereits in Abschnitt 2.1.2.1 erwähnt, weist gelöstes ^{234}U im Meerwasser eine sehr lange Verweilzeit auf und gelangt nur zu einem äußerst geringen Prozentsatz in die Sedimente. Im Ozean liegt es vor allem in gelöster Form als Uranoxid vor. Ein erhöhter Einbau von Uran aus der Wassersäule ins Sediment wird jedoch unter speziellen Bedingungen ermöglicht. Dies ist der Fall, wenn im Sediment oder in der über dem Sediment liegenden Wassersäule der Sauerstoff abgereichert ist, d.h. suboxische bzw. anoxische Verhältnisse vorliegen. Anaerobe Mikroorganismen können unter diesen Bedingungen Uranoxid aus dem Porenwasser reduzieren [Barnes and Cochran, 1990]. Dieser Effekt beruht auf der Überführung von 6-wertigem Uran bei der Reduktion von organischem Material zu 4-wertigem Uran. Auf diese Weise wird sogenanntes „authigenes Uran“ (U_{authigen}) ins Sediment eingebaut. Das dadurch im Sediment abgelagerte Uran kann jedoch bei einsetzender Zufuhr von Sauerstoff wieder in die mobile Phase übergeführt werden und gelangt durch die Porenwasserkanäle diffusiv entweder in den überlagernden Tiefenwasserkörper oder in tiefere Kernabschnitte. Betrachtet man Gleichung 6 und 7 so erhält man nur dann die gleichen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten, wenn kein authigenes Uran ins Sediment eingebaut wurde. Unterscheiden sich jedoch die berechneten $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten, so läßt sich der Anteil an authigenem Uran nach Gleichung 8 bestimmen:

$$^{234}\text{U}_{\text{authigen}} = ^{234}\text{U}_{\text{gesamt}} - 0,75 \cdot ^{232}\text{Th} \quad (8)$$

$^{230}\text{Th}_{\text{authigen}}$

Die Berechnung der authigenen ^{230}Th Aktivität, die im Laufe der Zeit aus dem in den Sedimenten eingelagerten $^{234}\text{U}_{\text{authigen}}$ entstanden ist, kann näherungsweise mit Gleichung 9 erfolgen.

$$^{230}\text{Th}_{\text{authigen}} \approx ^{234}\text{U}_{\text{authigen}} (1 - \exp(-\lambda (^{230}\text{Th}) \cdot t)) \quad (9)$$

2.1.3 ^{232}Th Thorium (^{232}Th)

Während ^{230}Th hauptsächlich im Ozean produziert wird, ist das ^{232}Th in der Wassersäule terrigenen Ursprungs. Sein Anteil im Sediment spiegelt den kontinentalen Eintrag wider. Die Quellen von ^{232}Th im Ozean sind der fluviale Eintrag, sowie der atmosphärische Eintrag. Die Halbwertszeit von ^{232}Th beträgt $1,40 \cdot 10^{10}$ a.

2.1.4 ^{234}Th Thorium (^{234}Th)

^{234}Th ist das kurzlebigste Thoriumisotop mit einer Halbwertszeit von 24,1 d. Es entsteht aus dem α -Zerfall des Mutternuklids ^{238}U . Aufgrund der kurzen Halbwertszeit von ^{234}Th stellt sich ein dauerndes Aktivitätsgleichgewicht mit ^{238}U ein.

2.1.5 ^{231}Pa Protaktinium (^{231}Pa)

2.1.5.1 Produktion von ^{231}Pa in der Wassersäule

^{231}Pa entsteht aus dem Zerfall von ^{235}U und hat eine Halbwertszeit von 32.400 a. Der Anteil an natürlichem ^{235}U am Gesamturangehalt des Meerwassers liegt bei 0,72% (Aktivitätsverhältnis $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 21,7$). Die Quelle von ^{231}Pa in der Wassersäule stellt das gelöste ^{235}U dar, welches homogen verteilt ist. Demzufolge kann die Produktionsrate von ^{231}Pa in der Wassersäule analog zu ^{230}Th berechnet werden:

$$P(^{231}\text{Pa}) = 0,24 \text{ dpm cm}^{-2} \text{ ka}^{-1} \text{ pro } 1000 \text{ m Wassersäule} \quad (10)$$

Die Produktionsrate von ^{231}Pa in der Wassersäule ist demzufolge etwa zehnfach kleiner als die von ^{230}Th . Ein weiterer wesentlicher Unterschied zwischen den Radioisotopen ^{230}Th und ^{231}Pa ist die Verweilzeit der Nuklide in der Wassersäule. Mit etwa 125 a hat ^{231}Pa eine etwa 2 - 6 mal längere Verweilzeit in der Wassersäule als ^{230}Th . Messungen von gelöstem und partikulärem ^{231}Pa im Arktischen Ozean von Scholten et al. [1995] ergaben Verweilzeiten von 110 - 160 a im Nansen- und Amundsen Becken und von etwa 250 a im Makarov Becken. In Tabelle 6 sind zusätzlich die Verweilzeiten von ^{231}Pa für die Antarktische Polarfront, den Atlantik und den Pazifik aufgelistet.

Lokation	Verweilzeiten [a]	Autoren
Nansen- und Amundsen Becken	115 - 158	Scholten et al. [1995]
Makarov Becken	250	Scholten et al. [1995]
Antarktische Polarfront	120	Rutgers Van de Loeff [1993]
Atlantik (Bermuda)	34 - 70	Anderson et al. [1983b]
Pazifik	20 - 130	Anderson et al. [1983a]

Tab. 6: ^{231}Pa Verweilzeiten in der Wassersäule

Aufgrund der konstanten Produktion aus ^{234}U bzw. ^{235}U errechnet sich in der Wassersäule ein $^{230}\text{Th}/^{231}\text{Pa}$ Aktivitätsverhältnis von 10,8 [Mangini, 1984; Anderson et al., 1990]. Jedoch führt die geringere Partikelreaktivität von ^{231}Pa verglichen mit ^{230}Th zu tatsächlich beobachteten

Verhältnissen von 3 - 5 [Anderson, 1981]. Dementsprechend sind in diesen Gebieten die $^{230}\text{Th}/^{231}\text{Pa}$ Aktivitätsverhältnisse in den Sedimentkernen auf Werte von 20 - 30 erhöht [Yang et al., 1986]. Nach der Deposition in den Sedimenten kann die Mobilität von ^{231}Pa innerhalb der Sedimentschichten wie bei ^{230}Th vernachlässigt werden.

2.1.5.2 Wissenschaftliche Anwendung

Aus der Bestimmung des $^{230}\text{Th}/^{231}\text{Pa}$ Verhältnisses im Sediment können Rückschlüsse auf Scavenging Prozesse innerhalb der Wassersäule gezogen werden. Aufgrund der Verweilzeit von ^{231}Pa können einerseits durch Scavenging Prozesse die Hochproduktivitätsgebiete und andererseits durch boundary Scavenging die Randgebiete der Ozeane eine Senke für ^{231}Pa darstellen. Weiterhin ist es unter bestimmten Voraussetzungen möglich (konstanter Eintrag von ^{231}Pa aus der Wassersäule über mehrere ^{231}Pa Halbwertszeiten), Sedimentkerne zu datieren. Dabei kann ein Zeitraum von bis zu 200.000 a erfasst werden.

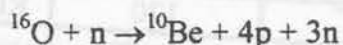
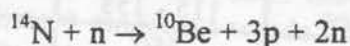
2.2 Kosmogenes Radionuklid

2.2.1 ^{10}Be (Beryllium)

In der Erdatmosphäre kommt es zu Spallationsreaktionen zwischen der kosmischen Strahlung und den in der Atmosphäre vorhandenen Atomen (z.B. O, N, Ar). Bei diesen Reaktionen entstehen unter anderem die für Untersuchungen von rezenten und palaeoklimatischen Prozessen interessanten Isotope ^3H , ^7Be , ^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al , ^{36}Cl . Im dieser Arbeit liegt das Hauptaugenmerk auf dem Radioisotop ^{10}Be . ^{10}Be hat eine Halbwertszeit von $1,52 \cdot 10^6$ a [Hofmann et al., 1987] und wird durch β^- -Zerfall in ^{10}B übergeführt.

2.2.1.1 Produktion von ^{10}Be

Die primäre kosmische Strahlung setzt sich vorwiegend aus Protonen (91,5 %), α -Teilchen (7,8 %) und schweren Kernen (0,7 %) zusammen. Beim Zusammenstoß der Primärstrahlung mit Sauerstoff- bzw. Stickstoffatomen kommt es zu Nukleon/Nukleon Reaktionen wobei einzelne Protonen und Neutronen aus den Kernen herausgeschossen werden. Es entsteht die sogenannte "Sekundärstrahlung", die sowohl Protonen als auch Neutronen enthält und im Energiebereich von einigen 100 MeV angesiedelt sind. Die gebildeten Neutronen sind hauptsächlich für die Isotopenproduktion verantwortlich. Am effektivsten für die Bildung von ^{10}Be -Atomen sind die folgenden Prozesse:



Die Produktionsrate von ^{10}Be ist abhängig von der Stärke der kosmischen Höhenstrahlung, der Sonnenaktivität und der Intensität des Erdmagnetfeldes [Lal und Peters, 1967; Lal et al., 1987; Mazaud et al., 1994]. Aufgrund der Form des Erdmagnetfeldes ist die Produktion von ^{10}Be Breitengradabhängig, mit Maxima in den Polgebieten (Abb. 5). Etwa 70% von ^{10}Be wird in der Stratosphäre und 30% in der Troposphäre gebildet, während die in-situ Produktion auf der Erdoberfläche vernachlässigbar gering ist [Lal und Peters, 1967]. Modellierete ^{10}Be Produktionsraten liegen in einem Bereich von $0,35 \cdot 10^6$ at $\text{cm}^{-2} \text{a}^{-1}$ bis $1,89 \cdot 10^6$ at $\text{cm}^{-2} \text{a}^{-1}$ [Monaghan et al., 1985/86, O'Brian, 1979, O'Brian et al., 1991].

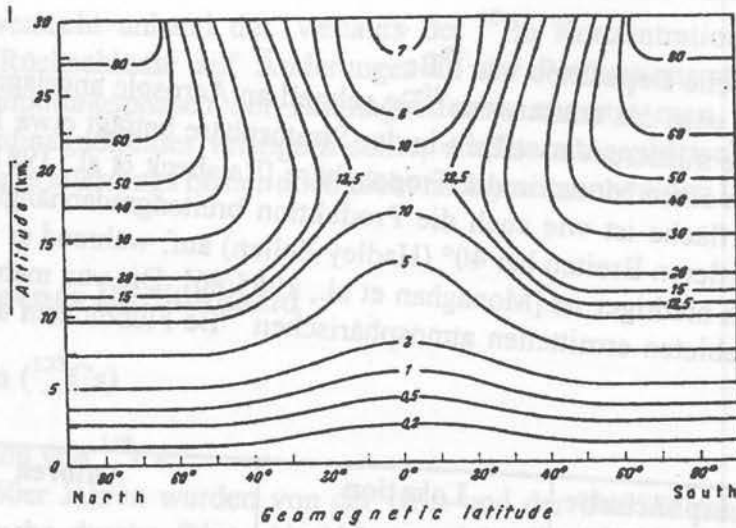


Abb. 5: Nord-Süd Schnitt durch die Atmosphäre; Die Linien zeigen Flächen konstanter ${}^7\text{Be}$ Produktion [$\text{at min}^{-1} \text{m}^{-3}$ Luft] (aus Lal und Peters [1967]); Produktionsverhältnis ${}^{10}\text{Be}/{}^7\text{Be} = 0,55$ [Lal und Peters, 1967]

Zeitliche Variationen in der Produktionsrate können dabei durch Schwankungen der solaren Aktivität oder durch Veränderungen des Geomagnetfeldes der Erde verursacht werden. Bei erhöhter Sonnenaktivität kann ein gewisser Teil der kosmischen Strahlung und im speziellen die niederenergetische Komponente durch die Magnetfelder des Sonnenwindes (Plasmaeruption der Sonne) vor dem Eindringen in unser Sonnensystem abgehalten werden. Dies hat eine Reduktion der Isotopenproduktion in der Erdatmosphäre [Lal und Peters, 1967] zur Folge. Die Zeiten erhöhter Sonnenaktivität unterliegen dabei z.B. einem 11-jährigen Zyklus, dem sogenannten Schwabezyklus. In Abbildung 6 ist der Zusammenhang zwischen der Anzahl der Sonnenflecken und der ${}^{10}\text{Be}$ -Konzentration eines Dye 3 Eisbohrkerns dargestellt. Hierbei zeigt sich, daß hohe ${}^{10}\text{Be}$ Konzentrationen mit geringeren Sonnenfleckenzahlen korrelieren.

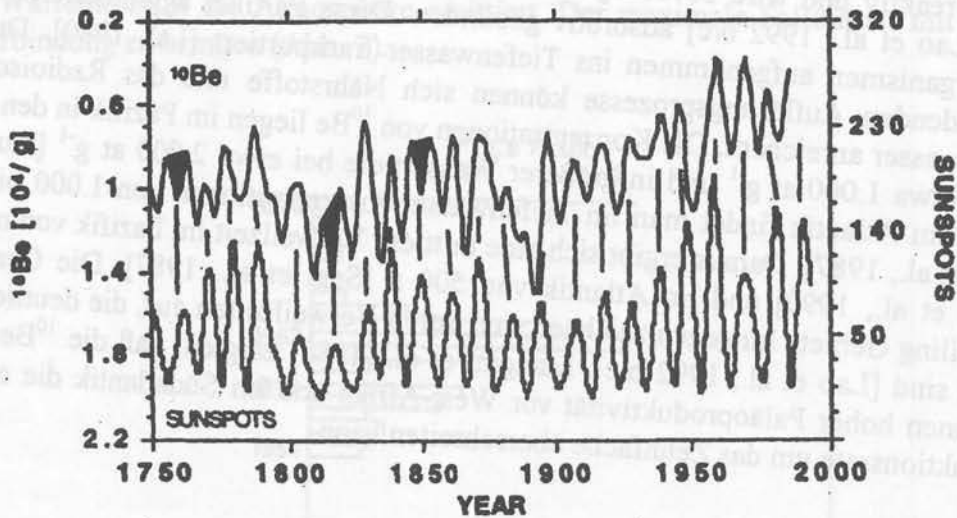


Abb. 6: Vergleich der ${}^{10}\text{Be}$ Konzentrationen im Eisbohrkern von Dye 3 (Grönland) [Beer et al., 1990] mit dem Sonnenfleckenzyklus (aus Baumgartner [1995])

2.2.1.2 Atmosphärische Deposition von ^{10}Be

In der Erdatmosphäre wird das entstandene ^{10}Be schnell an Aerosole angelagert und naß oder trocken deponiert. Die mittlere Verweilzeit in der Stratosphäre beträgt etwa 1 Jahr [Turekian et al., 1983] und etwa einen Monat in der Troposphäre [Raisbeck et al., 1981]. Der Fluß von ^{10}Be auf die Erdoberfläche ist wie auch die Produktion Breitengradabhängig und weist ein Maximum in den mittleren Breiten bei 40° (Hadley Zellen) auf, während er am Äquator und an den Polen deutlich niedriger ist [Monaghan et al., 1985/86]. Die von mehreren Autoren in unterschiedlichen Gebieten ermittelten atmosphärischen ^{10}Be -Flußdichten sind in Tabelle 7 aufgelistet.

Atmosphärische ^{10}Be Flußdichte [$10^6 \text{ at cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$]	Lokation	Autoren
$1,21 \pm 0,26$	Nordamerika <i>Niederschlag</i>	Monaghan, 1985/86
$1,50 \pm 0,50$	Pazifik <i>Sedimente</i>	Lao et al., 1992 b/c
$\sim 0,70$	Nordatlantik <i>Sedimente</i>	Southon et al., 1987
$\sim 0,30$	Arktis <i>Sedimente</i>	Finkel et al., 1977

Tab. 7: Atmosphärische ^{10}Be -Flußdichten

2.2.1.3 Transport von ^{10}Be in die Sedimente

Etwa 2/3 des global produzierten ^{10}Be wird direkt in den Ozeanen deponiert [Wagner, 1995]. Der auf den Kontinenten abgelagerte Anteil kann entweder durch fluvialen Transport (gelöst oder an Sedimentfracht gebunden) oder äolisch an Staubpartikel gebunden dem Ozean zugeführt werden [Kusakabe et al., 1991; Brown et al., 1992]. Im Ozean ist ^{10}Be wenig partikelreaktiv und wird bevorzugt an Aluminosilikate [Sharma et al., 1987] und biogenen Opal [Lao et al., 1992 b/c] adsorbtiv gebunden. Diese Partikel agglomerieren oder werden von Organismen aufgenommen ins Tiefenwasser transportiert [Lal, 1980]. Durch die dort stattfindenden Auflösungsprozesse können sich Nährstoffe und das Radioisotop ^{10}Be im Tiefenwasser anreichern. Die Konzentrationen von ^{10}Be liegen im Pazifik in den oberen 1.000 m bei etwa 1.000 at g^{-1} und in größerer Wassertiefe bei etwa 2.000 at g^{-1} [Kusakabe et al., 1987]. Im Atlantik findet man im Tiefenwasser Konzentrationen von 1.000 bis 1.500 at g^{-1} [Segl et al., 1987]. Daraus ergibt sich eine mittlere Verweilzeit im Pazifik von mehr als 1.000 a [Ku et al., 1990] und im Atlantik von 500 a [Segl et al., 1987]. Die Ozeanränder und Upwelling Gebiete hingegen zeichnen sich durch Verweilzeiten aus, die deutlich geringer als 250 a sind [Lao et al., 1992 b,c]. Mangini et al. [1984] zeigten, daß die ^{10}Be -Deposition in Regionen hoher Paläoproduktivität vor West-Afrika und im Südatlantik die atmosphärische Produktionsrate um das Zehnfache überschreiten kann.

2.2.1.4 Wissenschaftliche Anwendungen von ^{10}Be

Das Radionuklid ^{10}Be ist von großer Bedeutung für die Datierung von Meeressedimenten. Dies setzt allerdings voraus, daß die Transportwege von ^{10}Be genauestens bekannt sind.

Weiterhin wird versucht anhand des Verlaufs der ^{10}Be Konzentrationen in Eisbohr- und Sedimentkernen Rückschlüsse auf Änderungen in der Produktionsrate zu schliessen. Im Zeitraum von Umpolungsphasen der Erdmagnetfeldes erwartet man hierbei, da sich die Feldstärke des Erdmagnetfeldes verringern sollte, erhöhte atmosphärische ^{10}Be Flußdichten. Dieser Effekt konnte allerdings bisher noch nicht nachgewiesen werden [Morris, 1991].

2.3 Anthropogenes Radionuklid

2.3.1 ^{137}Cs (Cäsium)

2.3.1.1 Produktion von ^{137}Cs

In den 50er und 60er Jahren wurden von der USA und der UdSSR zahlreiche oberirdische Atombombenversuche durchgeführt. Als Nebenprodukt dieser Versuche wurden zahlreiche künstliche radioaktive Nuklide, wie z.B. $^{90}\text{Strontium}$ und $^{137}\text{Cäsium}$ in die Atmosphäre emittiert, die je nach Stärke der Detonation sogar bis in die Stratosphäre gelangen konnten. In der Tabelle 8 sind die Detonationsstärken der oberirdischen Atombombentests dargestellt.

Land	Zeitperiode	Anzahl der Tests	Detonationsstärken [Mt]
USA	1945 - 1962	193	138,6
UdSSR	1949 - 1962	142	357,5
UK	1952 - 1953	21	16,7
France	1960 - 1974	45	11,9
China	1964 - 1980	22	20,7
TOTAL	1945 - 1980	423	545,4

Tab. 8: Anzahl und Detonationsstärken [Mt] der oberirdischen Atombombentests (aus Carter und Moghissi [1977])

2.3.1.2 Atmosphärische Deposition von ^{137}Cs

^{137}Cs entsteht bei nuklearen Explosionen und wurde erstmals 1945 durch den Beginn der nuklearen Waffentests in die Atmosphäre emittiert. Der maximale Fallout ist mit dem Jahr 1963 in Verbindung zu bringen (Abb. 7).

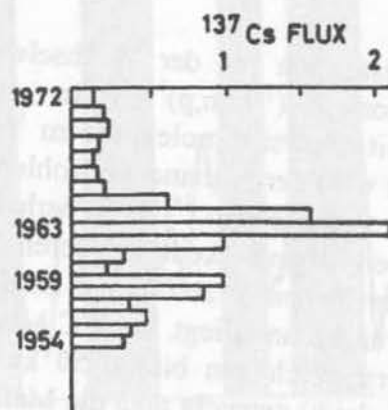


Abb. 7: Atmosphärische ^{137}Cs Flußdichten in relativen Einheiten (nach Robbins and Edington, 1976)

2.4 Datierung von Sedimentkernen

Mit Hilfe von stabilen Isotopen, Radionukliden und der ESR Methode ist es möglich, Sedimentkerne zu datieren. Die Altersbereiche, die anhand dieser Methodiken abgedeckt werden, sind in Tabelle 9 aufgelistet.

Methode	Datierungsintervall [ka]
$^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (Abschnitt 2.4.3)	0,10 - 0,15
$^{210}\text{Pb}_{\text{terr}}$ (Abschnitt 4.2)	3 - 4
^{14}C (Abschnitt 2.4.1)	50
$^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ (Abschnitt 2.4.3)	200
$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ (Abschnitt 2.4.3)	350
ESR (Abschnitt 2.4.5)	800
^{18}O (Abschnitt 2.4.2)	900
^{10}Be (Abschnitt 2.4.4)	5.000 - 6.000

Tab. 9: Datierungszeiträume der angeführten Methodiken

2.4.1 Radiokarbon Methode (^{14}C)

Durch die Messung des Radioisotops ^{14}C an organischem Material (z.B. Foraminiferen, Muscheln) können absolute Altersdatierungen durchgeführt werden. Der Anteil an ^{14}C im Kohlenstoff ist im Vergleich zu den Isotopen ^{12}C und ^{13}C äußerst gering (Tab. 10).

Radioisotope	rel. Häufigkeit	Halbwertszeit
^{12}C	98,98%	stabil
^{13}C	1,11%	stabil
^{14}C	< 0,01%	5.730 a

Tab. 10: Relative Häufigkeit und Halbwertszeiten der Kohlenstoffisotope

^{14}C entsteht wie ^{10}Be hauptsächlich bei der Wechselwirkung zwischen der kosmischen Strahlung und Stickstoffatomen ($^{14}\text{N}(n,p)^{14}\text{C}$) in der Stratosphäre. Das gebildete Kohlenstoffisotop reagiert mit Sauerstoffmolekülen zu $^{14}\text{CO}_2$ und diffundiert in die untere Atmosphäre. In den Ozeanen wird der vorhandene Kohlenstoff von lebenden Foraminiferen, mit dem in der Wassersäule vorliegenden $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ Verhältnis, in ihr Kalkskelett eingebaut. Sobald Organismen absterben, können keine weiteren Stickstoffverbindungen mehr aufgenommen werden. Ab diesem Zeitpunkt zerfällt das im Kalkskelett eingebaute ^{14}C , während das stabile ^{12}C keinen Änderungen unterliegt. Die ^{14}C Methode kann mit dem heutigen Stand der Meßtechnik einen Altersbereich von bis zu 50 ka zeitlich erfassen. Durch moderne Meßverfahren (z.B. AMS Technik) versucht man die Meßgrenze auf über 70 ka auszudehnen [Wagner, 1995]. Ein weiterer wesentlicher Vorteil der AMS-Technik liegt in der geringen benötigten Probenmenge. Hierdurch kann eine gezielte Auswahl des Probenmaterials gewährleistet werden. Überprüft wurde die Zuverlässigkeit der Altersdatierungen mit der ^{14}C

Methode mit den Datierungen der Jahresringe (Dendrochronologie) am selben Probenmaterial. Dabei zeigte sich, daß das atmosphärische $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ Verhältnis nicht konstant ist. Analog zu ^{10}Be können Änderungen in der Intensität der kosmischen Strahlung, im Magnetfeld der Sonne und der Erde zu Variationen im $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ Verhältnis geführt haben. Diese Schwierigkeiten bei der ^{14}C -Methode, aufgrund der Schwankungen in der atmosphärischen ^{14}C Produktion, ist ausführlich bei Kromer und Becker [1990] dargestellt.

2.4.2 $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie

Im Ozean liegt das Wassermolekül in den Modifikationen H_2^{16}O , H_2^{18}O und $\text{HD}^{16-18}\text{O}$ vor. Bei der Verdunstung, vor allem in Gebieten nahe des Äquators, tritt eine Fraktionierung zugunsten der leichteren Isotope auf, wodurch der Wasserdampf isotopisch leichter als das Ausgangswasser wird. Zusätzlich kommt es zu einer Abreicherung an H_2^{18}O im Vergleich zu H_2^{16}O bei der Ausregnung von in äquatorial gebildetem Wasserdampf auf seinem Weg in höhere nördliche Breiten. Hieraus ergibt sich, daß in Kaltzeiten (Glazialen) H_2^{16}O bevorzugt in den sich in hohen nördlichen Breiten gebildeten Eismassen gespeichert und nicht wieder dem Ozean zugeführt wird. Der glaziale Ozean zeichnet sich deshalb durch ein höheres $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Verhältnis aus als der interglaziale Ozean [Broecker und Denton, 1990]. Das vorherrschende Sauerstoffisotopenverhältnis in der Wassersäule wird von den lebenden Foraminiferen in den karbonatischen Skeletten eingebaut und bei ihrer Ablagerung in den Sedimenten archiviert. Durch den Vergleich der gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Foraminiferen in den untersuchten Sedimentkernen mit dem Verlauf der generalisierten Sauerstoffisotopenstratigraphie von Martinson et al. [1987] und Imbrie et al. [1984] ist es möglich Klimastadienübergänge festzulegen. Bei höherer Auflösung der Profile können auch einzelne Unterstadien bestimmten Kerntiefen zugewiesen werden. Nach Emiliani [1955] kennzeichnen hierbei ungerade Zahlen Warm- und gerade Zahlen Kaltzeiten. Eine besondere Auffälligkeit im $\delta^{18}\text{O}$ Profil stellt der markante Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bei den Glazial/Interglazialübergängen 2/1 und 6/5 dar (Abb. 8), dessen Ursache in dem Abschmelzen großer Eismassen begründet liegt. Man bezeichnet z.B. den Übergang 2/1 als "Termination I", den Übergang 6/5 als "Termination II". Die Altersbereiche der jeweiligen Isotopenstadien sind in Tabelle 11 aufgelistet.

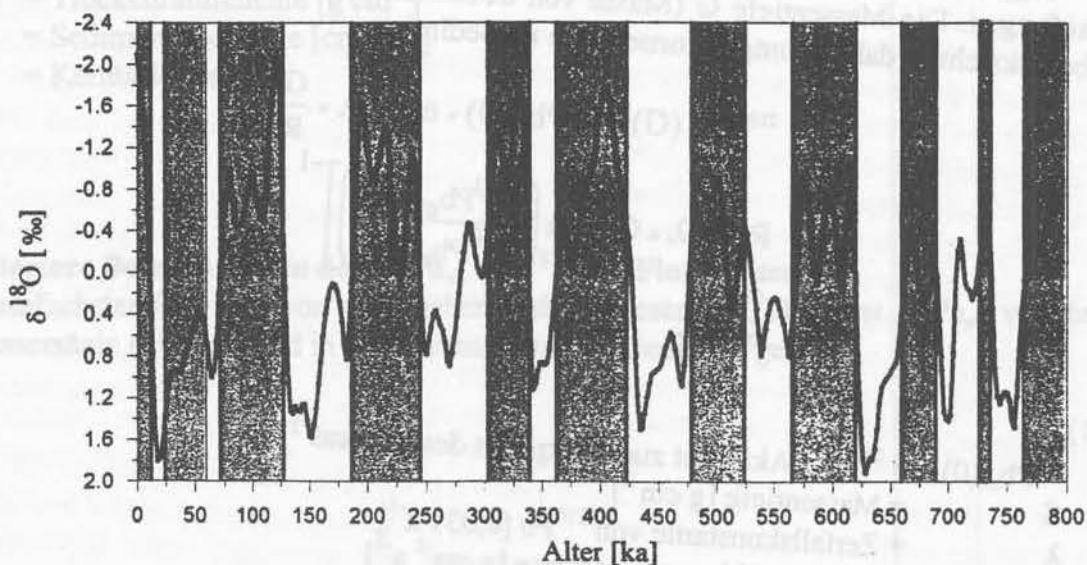


Abb. 8: $\delta^{18}\text{O}$ Stratigraphie nach Imbrie et al. [1984]

Stadiengrenze	Alter [ka]	Stadiengrenze	Alter [ka]
1/2	12	11/12	423
2/3	24	12/13	478
3/4	59	13/14	524
4/5	71	14/15	565
5/6	128	15/16	620
6/7	186	16/17	659
7/8	245	17/18	689
8/9	303	18/19	726
9/10	339	19/20	736
10/11	362	20/21	763

Tab. 11: Altersbereiche der jeweiligen Isotopenstadien

In hohen nördlichen Breiten ist die zeitliche Einteilung der untersuchten Sedimentkerne mit der $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie entweder nicht möglich oder mit großen Unsicherheiten verbunden. Dies ist durch die geringe Bioproduktivität im Arktischen Ozean und dem demzufolge geringen Anteil an biogenen karbonatischen Skeletten in der Wassersäule, der geringen Archivierung der Foraminiferen in den Sedimenten aufgrund der aggressiven Tiefenwassermassen (hoher Anteil an CO_2) und den Verfälschungen des $\delta^{18}\text{O}$ -Signals durch lokale Schmelzwassereinträge [Köhler und Spielhagen, 1990] bedingt.

2.4.3 Alterseinteilung anhand der Radionuklide $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$, $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$

2.4.3.1 Alterseinteilung anhand des radioaktiven Zerfalls

Anhand der Bestimmung der Sedimentationsraten ist es möglich, eine zeitliche Einteilung der bearbeiteten Sedimentkerne vorzunehmen. Die mittleren Sedimentations- bzw. Akkumulationsraten von Sedimentkernen können mit dem radioaktiven Zerfallsgesetz durch einen exponentiellen Fit (Gl. 11, 12, 13) abgeleitet werden. Hierzu werden die $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ($^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$, $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$) Aktivitäten auf einer logarithmischen Skala gegen die Massentiefe (bzw. Kerntiefe) auftragen. Die Massentiefe G (Masse von trockenem Sediment, die pro cm^2 abgelagert ist) berücksichtigt dabei Kompaktionseffekte im Sediment.

$$^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}(G) = ^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}(0) \cdot \exp(-\lambda \cdot \frac{G}{R}) \quad (11)$$

$$R = -\lambda \cdot G \cdot \left[\ln \left(\frac{^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}(G)}{^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}(0)} \right) \right]^{-1} \quad (12)$$

$$S = \frac{R}{\rho} \quad (13)$$

mit:

$^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}(0)$ = $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Aktivität zum Zeitpunkt des Einbaus

G = Massentiefe [g cm^{-2}]

λ = Zerfallskonstante von ^{210}Pb [$0,031 \text{ a}^{-1}$]

R = mittlere Akkumulationsrate [$\text{g cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$]

S = mittlere Sedimentationsrate [cm ka^{-1}]

ρ = in situ Dichte [g cm^{-3}]

2.4.3.2 Alterseinteilung anhand des "Constant Flux" Modells

Unter der Voraussetzung einer konstanten $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ ($^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ bzw. $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$) Depositionsflußdichte über die letzten 350 ka (200 ka bzw. 150 a) kann für jeden bearbeiteten Kernabschnitt ein Alter berechnet werden. Abweichungen der $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ bzw. $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ oder $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Aktivitäten vom idealen exponentiellen Verlauf werden hierbei auf Änderungen in der Sedimentationsrate zurückgeführt.

Flußdichteberechnungen der Radionuklide $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$, $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ und $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$
Die Depositionsflußdichte ist als Durchgang von Partikeln (wie ^{230}Th , ^{231}Pa , ^{210}Pb) durch eine Grenzschicht Wasser/Sediment pro Fläche und Zeiteinheit definiert. Die aus der Produktion erwarteten Depositionsflußdichten von $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ und $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ errechnen sich nach den Gleichungen 4 bzw. 10 und der Wassertiefe, in der sich der zu untersuchende Sedimentkern befunden hat. Bei $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ist die erwartete Depositionsflußdichte gleich der atmosphärischen Produktion.

$$\begin{aligned} F_P (^{230}\text{Th}_{\text{ex}}) &= 2,63 \text{ dpm cm}^{-2} \text{ ka}^{-1} 1000\text{m}^{-1} \cdot \text{WT} \\ F_P (^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}) &= 0,24 \text{ dpm cm}^{-2} \text{ ka}^{-1} 1000\text{m}^{-1} \cdot \text{WT} \\ F_P (^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}) &= F_{\text{ATM}} \end{aligned}$$

mit

WT = Tiefe des Sedimentkernes unterhalb der Wasseroberfläche [km]

Die tatsächlichen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$, $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ und $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten (F_A) werden mit Hilfe der Gleichung 14 berechnet:

$$F_A(x) = A(x) \cdot \rho(x) \cdot S(x) \quad (14)$$

mit

$A(x)$ = Zerfallskorrigierte $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$, $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ und $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Aktivität [dpm g^{-1}]

$\rho(x)$ = Trockenraumdichte [g cm^{-3}]

$S(x)$ = Sedimentationsrate [cm ka^{-1}]

x = Kerntiefe [cm]

Detailliertere Betrachtungen der $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ und $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ Flußdichten

A) Im einfachsten Fall ist davon auszugehen, daß das gesamte $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ bzw. $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$, welches in der Wassersäule gebildet wird in das darunterliegende Sediment gelangt.

$$F_A = F_P \quad (15)$$

Ist diese Bedingung stets erfüllt, ist es möglich, Sedimentkerne mit dem „Constant Flux“ Modell (Abschnitt 2.4.3.3) zu datieren. Hierbei wird die Gleichung 14 nach der Sedimentationsrate S aufgelöst und F_A durch F_P ersetzt.

$$S = \frac{F_P(x)}{A(x) \cdot \rho(x)} \quad (16)$$

Die Bedingung $F_A = F_P$ stellt jedoch einen Sonderfall dar und ist in den meisten Fällen nicht gegeben. Prozesse wie SCAVENGING, FOCUSING und WINNOWING stellen die Ursache für die Abweichung zwischen der erwarteten Flußdichte (F_P) und der tatsächlich in den Sedimenten akkumulierten Flußdichte (F_A) dar. Diese Prozesse werden im folgenden detaillierter beschrieben und in Abbildung 9 dargestellt.

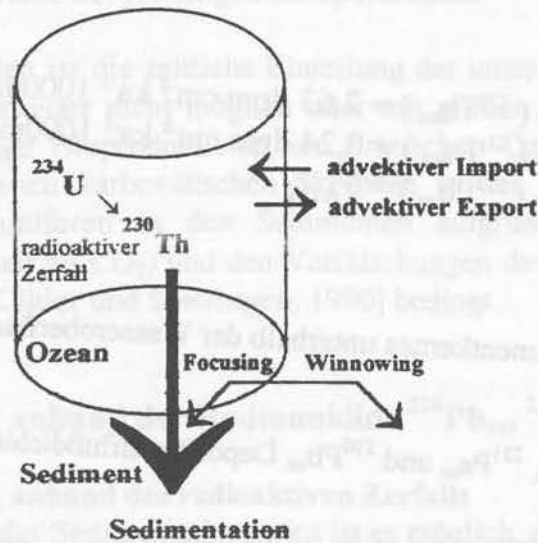


Abb. 9: Veranschaulichung der ^{230}Th Flußdichten

SCAVENGING: Dieser Prozeß spiegelt das effektive Entfernen der Radionuklide aus der Wassersäule wider. Ist dies in einem bestimmten Gebiet der Fall, können diese Nuklide aufgrund des entstandenen Konzentrationsgradienten diffusiv aus den umgebenden Bereichen nachgeliefert werden. Ein solcher Prozeß kann vor allem an Ozeanrändern (boundary Scavenging) und in Gebieten hoher biologischer Produktivität [Mangini und Diester-Haas, 1983] beobachtet werden. Je länger die Verweilzeiten der betrachteten Radionuklide in der Wassersäule sind, desto ausgeprägter ist der diffusive Antransport der Radionuklide in die Gebiete in denen erhöhtes Scavenging vorliegt. Während Thorium mit Verweilzeiten von 5 - 60 Jahren unmittelbar in die Sedimente deponiert wird [Scholten et al., 1995; Anderson et al., 1993 a,b], spielen Scavenging Prozesse eine bedeutende Rolle bei den Radioisotopen ^{231}Pa und ^{10}Be , die Verweilzeiten von 20 - 160 a [Scholten et al., 1995; Anderson et al., 1993 a,b] bzw. 500 - 1.000 a [Segl et al., 1987; Ku et al, 1990; Lao et al., 1992 a] aufweisen.

FOCUSING: Als Focusing bezeichnet man den Vorgang, daß bereits die in den Sedimenten abgelagerten Radionuklide ($^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$, $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$) durch Bodenströmungen und Rutschungen wieder an Partikeln adsorbiert in den Wasserkörper gelangen und zum Untersuchungsgebiet transportiert werden.

WINNOWING: Winnowing kennzeichnet hingegen den Export der an Sedimentpartikeln adsorbierten Radionukliden ($^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$, $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$) aus dem Untersuchungsgebiet.

Können Scavenging Prozesse für ^{230}Th vernachlässigt werden, deuten $F_A/F_P (^{230}\text{Th}) > 1$ auf Focusing und $F_A/F_P (^{230}\text{Th}) < 1$ auf Winnowing hin [Scholten et al., 1994]. Der Quotient der Flußdichten - F_A/F_P - von $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ wird als Focusing-Faktor bezeichnet. Die Flußdichten anderer Radionuklide oder Elemente können unter Berücksichtigung der angeführten Bedingung anhand dieses Focusing-Faktors nach Gleichung 17 auf Sedimentumlagerungen korrigiert werden.

$$F_V(A) = \frac{F(A)}{\frac{F_A}{F_P} (^{230}\text{Th}_{\text{ex}})} \quad (17)$$

mit

$F(A)$ berechnete Flußdichte des Elementes A [dpm bzw. ppm $\text{cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]
 $F_V(A)$ auf Sedimentumlagerung korrigierte Flußdichte des Elementes A
 [dpm $\text{cm}^{-2} \text{a}^{-1}$] bzw. [ppm $\text{cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]

B) Ist $F_A = F_P$ nicht erfüllt, so kann F_A in Gleichung 14 nicht durch F_P ersetzt werden. In diesem Fall wird anhand der $\delta^{18}\text{O}$ Stratigraphie für jedes Isotopenstadium eine mittlere $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichte berechnet. Unter der Annahme, daß sich die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Flußdichte während der einzelnen Klimastadien nicht geändert hat, kann eine Datierung mit Hilfe des „Constant Flux“ Modells in den jeweiligen Isotopenstadien erstellt werden. Man erhält auf diese Weise im Vergleich zur $\delta^{18}\text{O}$ Stratigraphie eine hochaufgelöstere Datierung des bearbeiteten Sedimentkernes.

„Constant Flux“ Modell

Die Alter pro Probe können durch Auflösen von Gleichung 16 nach der Sedimentationsrate berechnet werden:

$$S_1 = \frac{F}{C_{x1}} = \frac{dx_1}{dt_1} \quad (18)$$

mit

dx = Tiefenintervall [cm]
 dt = Altersintervall [ka]
 C_{x1} = $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Konzentration der obersten Probe [dpm g^{-1}]

Zur Bestimmung des Altersintervalls, daß in dem obersten bearbeiteten Probenstück enthalten ist, wird die Gleichung 18 unter Berücksichtigung von Gleichung 14 umgeformt:

$$dt_1 = \frac{dx_1 \cdot C_{x1} \cdot \rho}{F} \quad (19)$$

Die Alter pro Probe für die weiteren Probenabschnitte wird wie folgt berechnet:

$$dt_x = \frac{dx_x \cdot C_{x_x} \cdot \rho \cdot e^{\lambda \cdot t_x}}{F \text{ Isotopenstadium}} \quad (20)$$

Zur Bestimmung eines kontinuierlichen Altersmodells werden die ermittelten Altersintervalle der untersuchten Probenabschnitte aufaddiert.

$$t_x = \sum_{x=0} \Delta t_x \quad (21)$$

mit

- λ = Zerfallskonstante von ^{230}Th ($9,22 \cdot 10^{-3} \text{ ka}^{-1}$)
- = Zerfallskonstante von ^{231}Pa ($2,15 \cdot 10^{-2} \text{ ka}^{-1}$)
- = Zerfallskonstante von ^{210}Pb ($0,031 \text{ a}^{-1}$)

2.4.4 ^{10}Be Stratigraphie

Das kosmogene Radionuklid ^{10}Be stellt einen sensiblen Indikator für klimatische Veränderungen im Arktischen Ozean während der letzten 1 Million Jahre dar. Untersuchungen an Sedimentkernen aus der Norwegischen und Grönländischen See ergaben eine hohe ^{10}Be -Konzentration im Sediment während der Interglazialstadien und eine deutlich geringere Konzentration während den Glazialstadien [Eisenhauer et al., 1994]. Diese deutlichen Konzentrationsänderungen an den Klimastadienübergängen ermöglichen eine stratigraphische Zuordnung der einzelnen Isotopenstadien, die sogenannte „ ^{10}Be -Stratigraphie“, für die Gebiete hoher Breiten.

2.4.5 ESR (Elektronen - Spin - Resonanz)

Die ESR Datierung liefert wie die ^{14}C Methode absolute Alter. Sie ist neben der $\delta^{18}\text{O}$ Stratigraphie, der ^{10}Be - und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Methode ein zusätzliches Hilfsmittel zur Kontrolle der stratigraphischen Einteilung von Sedimentkernen. Im Folgenden werden die Grundlagen der ESR Datierung soweit dargestellt, wie sie zum Verständnis dieser Arbeit notwendig sind. Für eine tiefergehende Behandlung sowohl des Datierungsprinzips als auch der ESR Spektroskopie sei auf die Arbeiten von Grün [1989], Barabas [1989] und Molnar [1995] verwiesen.

Bei der ESR Datierung nutzt man die Tatsache aus, daß nichtleitende Kristalle (z.B. Karbonatschalen von Foraminiferen oder Muscheln) die radioaktive Umgebungsstrahlung speichern können. Dabei wird die radioaktive Umgebungsstrahlung hauptsächlich durch die Isotope der Uran- und Thoriumzerfallsreihe und das ^{40}K Isotop bestimmt. Läßt sich die gespeicherte Dosis (D_E) messen und ist die natürliche radioaktive Dosisrate $D(t)$, der das Material während einer Zeit T ausgesetzt war, bekannt, so kann man aus

$$D_E = \int_0^T D(t) dt \quad (22)$$

die Zeitdauer der radioaktiven Bestrahlung und demzufolge das Probenalter bestimmen. Damit die ermittelten Alter den Zeitpunkt der Deposition der Foraminiferen bzw. Muscheln in den Sedimenten repräsentieren, muß gewährleistet sein, daß

- der Speicherprozeß erst mit der Deposition beginnt
- die Größe der gespeicherten Energie während des Bestrahlungszeiraums nicht verfälscht wird (Fading)

2.4.5.1 Speicherung der Energie

In natürlichen Substanzen (Realkristall) gibt es Störungen in der Kristallstruktur durch Fremdatome, Gitter-Leerstellen und Zwischengitteratome. Diese Störungen können die Bildung von räumlich lokalisierten Energieniveaus zwischen Valenz- und Leitungsband bewirken. Wird in einem solchen Kristall ein Elektron durch Bestrahlung mit α -, β -, oder γ -Strahlung aus dem Valenzband ins Leitungsband angehoben, so besteht eine gewisse Wahrscheinlichkeit, daß dieses nicht in das Valenzband rekombiniert, sondern als ungepaartes Elektron in eines der Zwischenniveaus fällt (Abb.10). Je größer der energetische Abstand zwischen Leitungsband und Zwischenniveau ist, desto länger können die Elektronen darin fixiert werden. Eine Methode zur Messung der relativen Anzahl der Elektronen in diesen Zwischenniveaus bildet die ESR Spektroskopie.

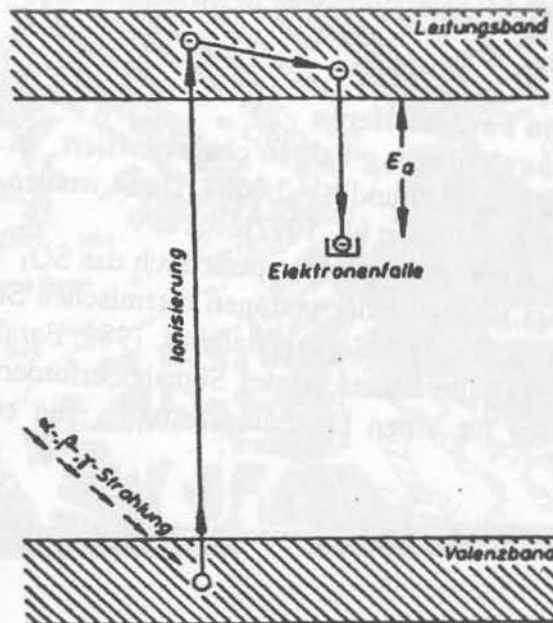


Abb. 10: Modell der Signalentstehung durch Einwirkung radioaktiver Strahlung (nach Grün [1989])

2.4.5.2 Bestimmung der Äquivalenzdosis D_E

Die akkumulierte Dosis wird durch die „Additive-Dosis Methode“ [Grün, 1989] bestimmt. Hierbei wird eine Probe künstlich in mehreren Schritten zusätzlich bestrahlt, in jedem Schritt das ESR-Signal gemessen und die ESR Intensität anschließend gegen die applizierten Dosen aufgetragen (Abb. 11).

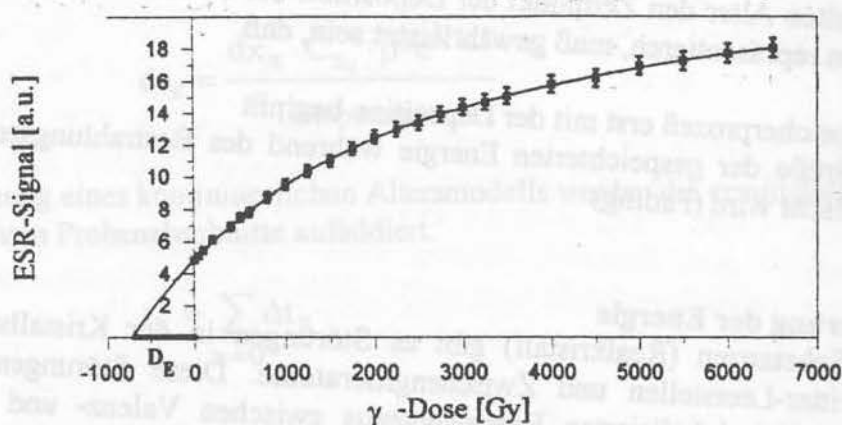


Abb. 11: SO_3^- Bestrahlungskurve von Foraminiferen aus 92 cm des Sedimentkerns PS2200-5 mit a.u. = arbitrary unit (aus Molnar [1995])

Extrapoliert man das ESR Signal auf den Nullwert, so erhält man die Strahlungsdosis (D_E), die die Probe von ihrer Deposition bis zur Gegenwart akkumuliert hat. Die ESR Signale in den Foraminiferen nähern sich bei zunehmender Bestrahlung einem Sättigungsbereich an [Barabas et al., 1989]. Zur Regression wird deshalb eine exponentielle Sättigungsfunktion benutzt [Molnar, 1995].

2.4.5.3 ESR Signale von Foraminiferen

ESR Signale werden durch ihren g-Faktor charakterisiert. In Foraminiferen findet man Signale bei $g = 2,0006$, $g = 2,0036$ und $g = 2,0057$. Diese werden einem CO_2^- und einem SO_2^- -Radikal zugeordnet [Barabas et al., 1992].

Zur Datierung von Sedimentkernen wird hauptsächlich das SO_3^- Signal verwendet. Das CO_2^- Signal ($g = 2,0006$) zeigt wegen seiner geringen thermischen Stabilität ab einem Alter von 100 ka ein systematisch zu niedriges Signal [Barabas, 1989; Barabas et al., 1992; Mudelsee et al., 1992], was eine thermische Korrektur des Signales erfordern würde. Dagegen kann das SO_3^- Signal ($g = 2,0036$) für einen Datierungszeitraum von etwa 800 ka genutzt werden [Mudelsee et al., 1992].

2.5 Der Arktische Ozean und das Europäische Nordmeer

2.5.1 Bathymetrie des Arktischen Ozeans

Der Arktische Ozean, der zum größten Teil von Landmassen umschlossen ist, steht mit den anderen Ozeangebieten über die Beringstraße (Pazifischer Ozean) und die Framstraße (Atlantischer Ozean) in Verbindung. Die einzige Tiefenwasser Verbindung stellt die 2600 m tiefe Framstraße dar. Die Bathymetrie des Arktischen Ozeans (Abb. 12) ist durch Rückensysteme (Nansen-Gakkel Rücken, Mendeleev Rücken, Alpha-Rücken, Lomonosov Rücken), Tiefseeebenen (Makarov Becken, Amundsen Becken, Nansen-Becken, Kanadisches Becken) und durch ausgedehnte Schelfgebiete (Barents See, Kara See, Laptev See, Ostsibirische See) gekennzeichnet.

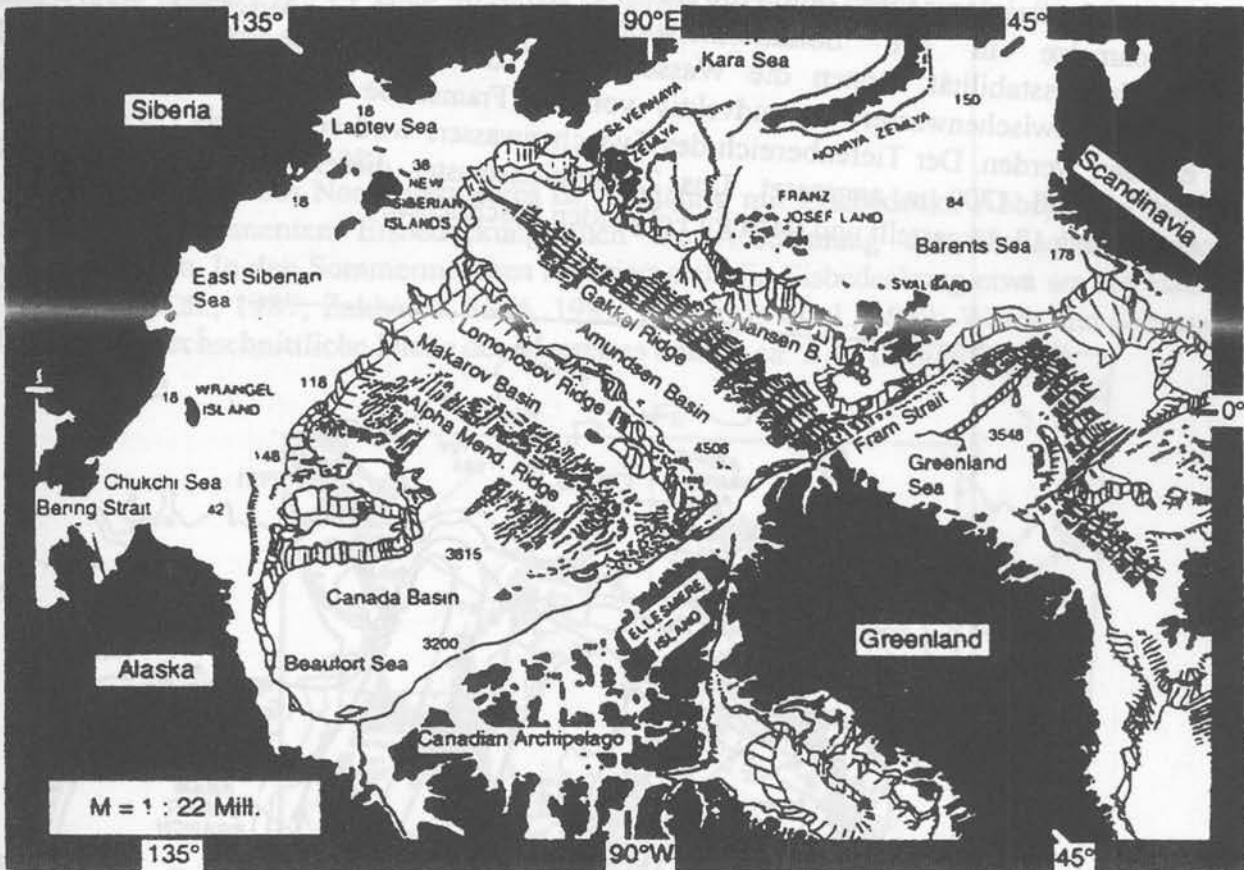


Abb. 12: Die Tiefseeebenen, Rückensysteme und Schelfgebiete des Arktischen Ozeans [Tiefe in m] aus Schubert [1995] nach Gierloff-Emden [1982], Wollenburg [1993]

Im Eurasischen Teil nehmen die Schelfgebiete etwa 35% der Fläche ein [Barry, 1989]. Aufgrund der großen Mengen an Sedimentfracht, die rezent mit den Flüssen (wie Lena, Yenisei, Ob) eingetragen werden, kommt den Schelfgebieten eine besondere Rolle zu, da sie die Akkumulationsbedingungen im Arktischen Ozean wesentlich mitbestimmen. Das Hauptaugenmerk in dieser Arbeit wurde auf das Schelfgebiet der Laptev See (Abschnitt 2.5.3) gelegt.

2.5.2 Wassermassenzirkulation und Eisbedeckung im Arktischen Ozean und im Europäischen Nordmeer

2.5.2.1 Wassermassenzirkulation

Kennzeichnend für die Wassermassen des Nordpolarmeeres (Abb. 13) sind vor allem der Einstrom von atlantischem Wasser durch die Framstraße und über die Barentssee sowie der Einstrom von pazifischen Wassermassen durch die Beringstraße. Einen weiteren wesentlichen Beitrag, wie oben angeführt, liefern die sibirischen und kanadischen Flußsysteme, die dem Nordpolarmeer salzarmes Wasser zuführen. Die Wassersäule im Nordpolarmeer weist eine deutliche Schichtung in Oberflächen-, Zwischen- und Tiefenwasser auf [Aagard et al., 1985]. Das Oberflächenwasser besteht hauptsächlich aus niedrigsalinem Süßwasser, das vorwiegend durch die fluvialen Einträge der zirkumarktischen Flüsse und der Eisschmelze in den Sommermonaten bestimmt wird. Aufgrund der hohen Schichtungsstabilität können die Wassermassen, die unterhalb der Halokline gefunden werden (Zwischenwasser) nur advektiv von der Framstraße oder von den Schelfen her erneuert werden. Der Tiefenbereich des Zwischenwassers wird von Rudels [1994] zwischen 200 m und 1700 m angesetzt. Das Zirkulationsmuster dieser Wasserschichtung ist in Abbildung 13 dargestellt und wird im Folgenden beschrieben.

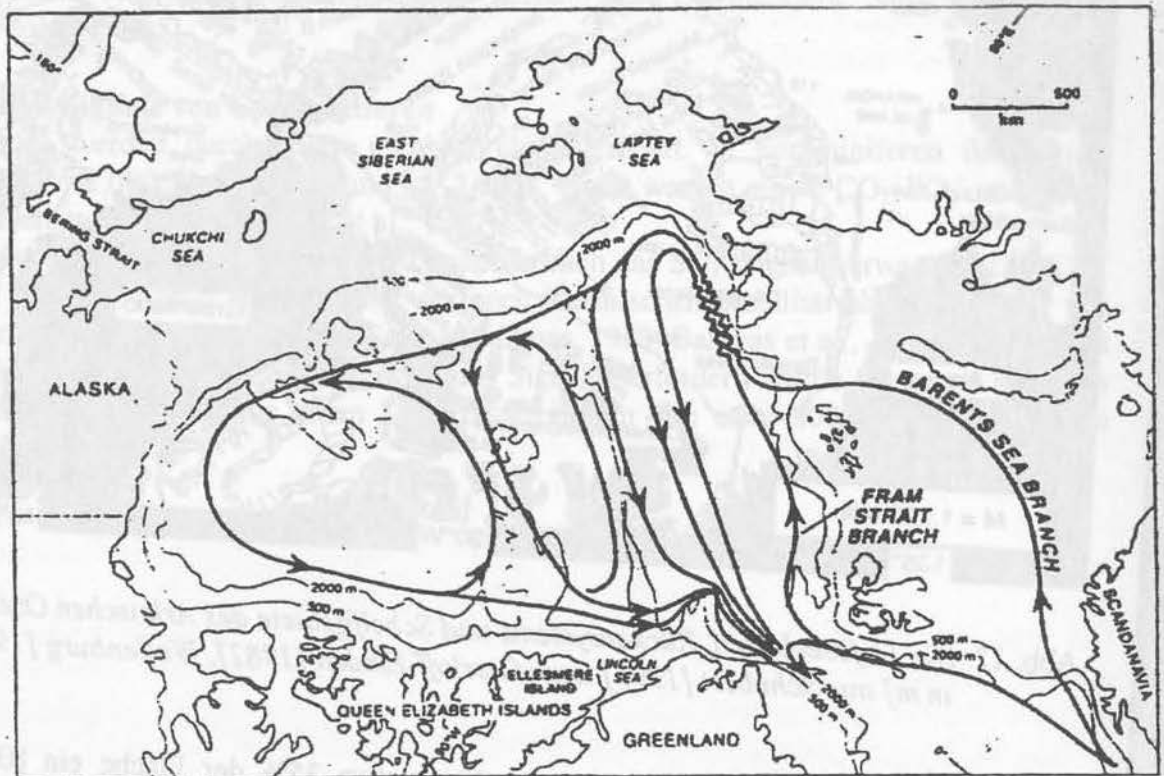


Abb.13: Zirkulation des Zwischenwassers nach Rudels et al. [1994] (aus Schubert [1995])

Ausgangspunkt für die Wassermassenzirkulation ist das Atlantische Wasser, daß mit dem Norwegischen Strom, dem Ausläufer des warmen Nordatlantikstromes („Golfstrom“), entlang der Norwegischen Küste nach Norden vordringt. Dieser spaltet sich etwa auf der Höhe des Nordkaps in den Westspitzbergenstrom (Fram Strait Branch) und den Nordkapstrom (Barents Sea Branch) auf. Ein Teil des Westspitzbergenstroms rezirkuliert im Bereich der Framstraße,

der andere Teil gelangt als Zwischenwasser ins Nordpolarmeer. Die weitere Zirkulation im Nordpolarmeer wird durch die dort vorherrschende Topographie bestimmt. Der Westspitzbergen- und der Nordkapstrom vereinigen sich wieder im Nansenbecken im Bereich des St. Anna Trops. Diese Strömung bewegt sich in Richtung Laptev See und fließt weiter im Fram Becken zwischen Lomonosov- und Nansen Gakkel Rücken über den Nordpol hinweg zur Framstraße. Die ausströmenden Wassermassen besitzen sowohl im Oberflächen- als auch im Zwischenwasser die gleiche Strömungsstruktur. Dieses Strömungsmuster heißt „Transpolardrift“. Mit der Transpolardrift wird das Meereis, das in den eurasischen sibirischen Schelfgebieten und insbesondere der Laptev See gebildet wird, aus dem Arktischen Ozean über die Framstraße in den Atlantik exportiert [Gordienko and Laktionov, 1969]. In der Laptev See gebildetes Eis benötigt etwa drei bis fünf Jahre [Dethleff, 1995], um in den Atlantik zu gelangen. Die charakteristische Oberflächenströmung im amerasischen Teil des Arktischen Ozeans ist der antizyklonale Beaufortwirbel, in dem das arktische Meereis im Mittel 5 bis 15 Jahre zirkuliert [Koerner, 1973], bevor das arktische Meereis im Europäischen Nordmeer abgelagert wird.

2.5.2.2 Meereisbedeckung

Der Zentralbereich des Nordpolarmeeres ist ganzjährig mit Eis bedeckt. Abbildung 14 zeigt neben der permanenten Eisbedeckung auch die Ausdehnung der Eisflächen in den Wintermonaten. In den Sommermonaten reduziert sich die Eisbedeckung etwa um die Hälfte [Parkinson et al., 1987; Zakharov, 1976, 1981; Parkinson et al., 1989; Walsh and Johnson, 1979]. Die durchschnittliche Dicke des Meereises beträgt ca. 3 m [Dethleff, 1995].

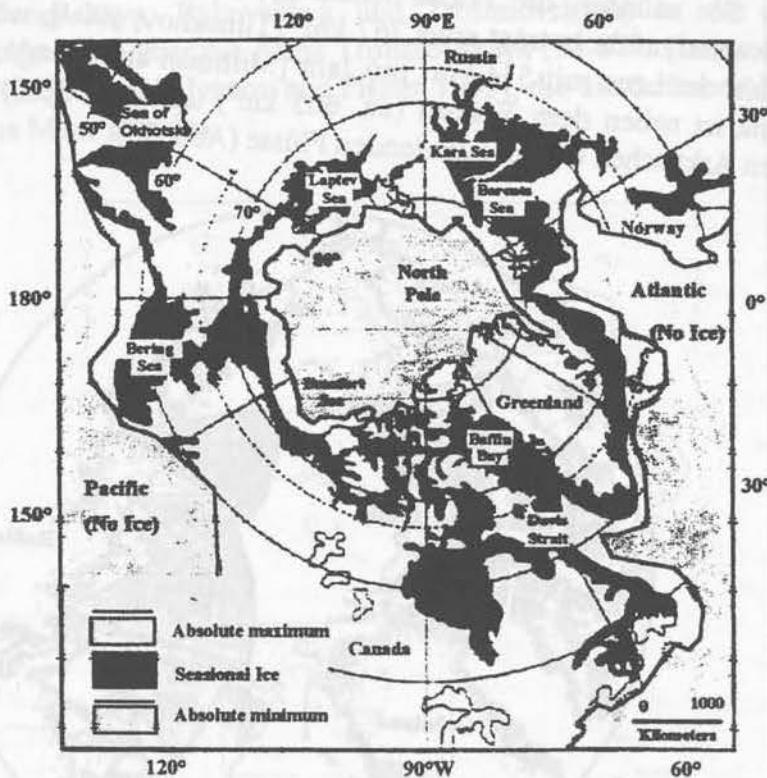


Abb. 14: Die durchschnittliche und maximale Meereisausdehnung im Arktischen Ozean (nach CIA [1978]; Barry [1989], and Myhre et al., [1995]).

2.5.3 Laptev See

Die Laptev See (Abb. 15) erstreckt sich von 105°E bis 145°E und von 71°N bis 77°N, weist eine mittlere Wassertiefe von 30 - 50 m auf und ist das flachste Schelfgebiet an der Nordküste Eurasiens mit einer Fläche von 662,000 km² [Timokhov, 1994].

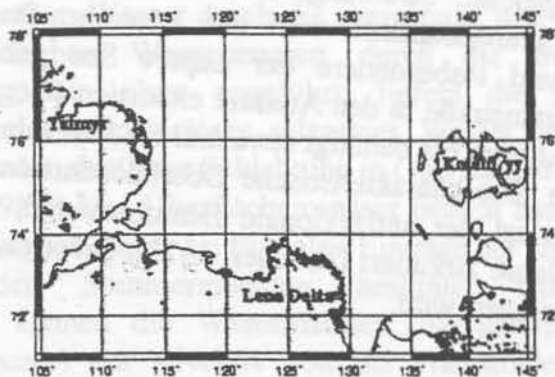


Abb. 15: Übersichtskarte der Laptev See

2.5.3.1 Flußeintrag in die Laptev See

In die Laptev See münden die Flüsse Khatanga, Anabar, Olenek, Lena und Yana. Die jährliche Flußwasserzufuhr beträgt etwa 767 km³ [Timokhov, 1994], wobei der größte Anteil an dieser Zufuhr der Lena mit 514 km³ pro Jahr [Milliman and Meade, 1983] zugeschrieben wird. Die Lena ist neben dem Yenisei (ca. 603 km³) und dem Ob (ca 503 km³) einer der größten, in den Arktischen Ozean mündenden Flüsse (Abb. 16).

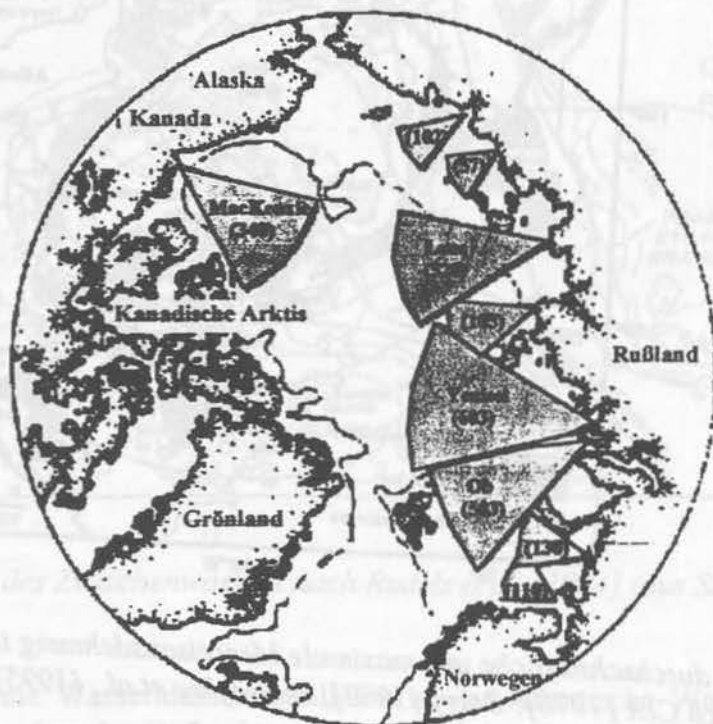


Abb. 16: Flußeintrag [km³ a⁻¹] in den Arktischen Ozean (aus Aagard and Carmack [1989])

Die Lena führt allerdings nicht ganzjährig Flußwasser dem Arktischen Ozean zu, sondern der Eintrag der Lena ist durch saisonale Schwankungen gekennzeichnet. Während die Lena in den Wintermonaten sehr geringe Ausflußraten aufweist, sind im Frühsommer nach dem Aufbrechen der Flüsse für nur kurze Zeit extrem hohe Ausflußraten vorzufinden. Der monatliche Jahrgang der Lena-Ausflußraten über die Jahre 1935 bis 1988 ist in Abbildung 17 dargestellt.

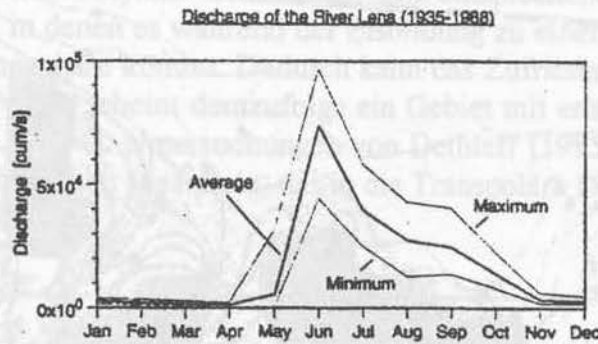


Abb. 17: Jahrgang der monatlichen Abflußraten der Lena. Der Beobachtungszeitraum umfaßt die Jahre 1935 - 1988 (unveröffentl. Daten AARI St. Petersburg, Russia)

Nach Letolle et al. [1993] gelangt das Wasser der Lena über 4 Hauptmündungsarme (Abb. 18) (Tumatskaya, Olenekskaya, Bykovskaya und Trofimovskaya) in die Laptev See. Der Haupteintrag erfolgt dabei über die Arme Trofimovskaya (53-67% [Ivanov and Piskun,1995] und Bykovskaya (23,5-34,6% [Ivanov and Piskun,1995], die am östlichen bzw. nordöstlichen Teil des Deltas ins Meer münden.

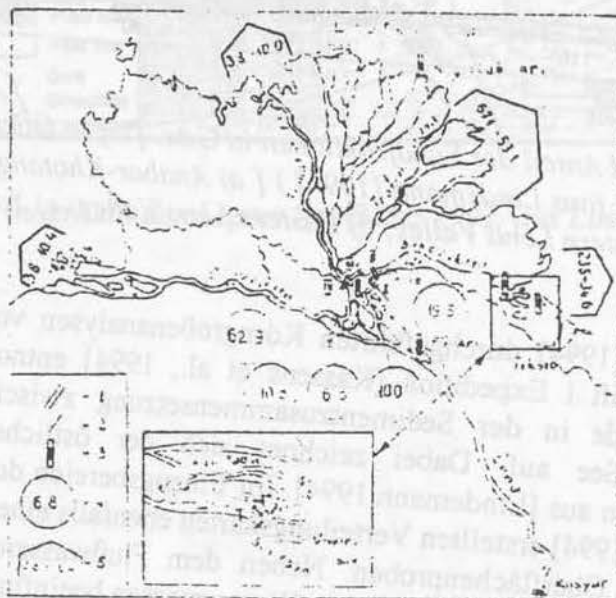


Abb.18: Hauptausflußarme der Lena (nach Ivanov and Piskun [1995])

2.5.3.2 Bathymetrie der Laptev See

Die Bathymetrie der Laptev See (Abb. 19) ist durch fünf große, das Schelfgebiet durchziehende Rinnensysteme gekennzeichnet. Sie sind nach den Flüssen benannt, von denen sie während pleistozäner Meeresspiegelschwankungen geformt wurden und deren Verlängerung sie heute bilden [Holmes, 1967].

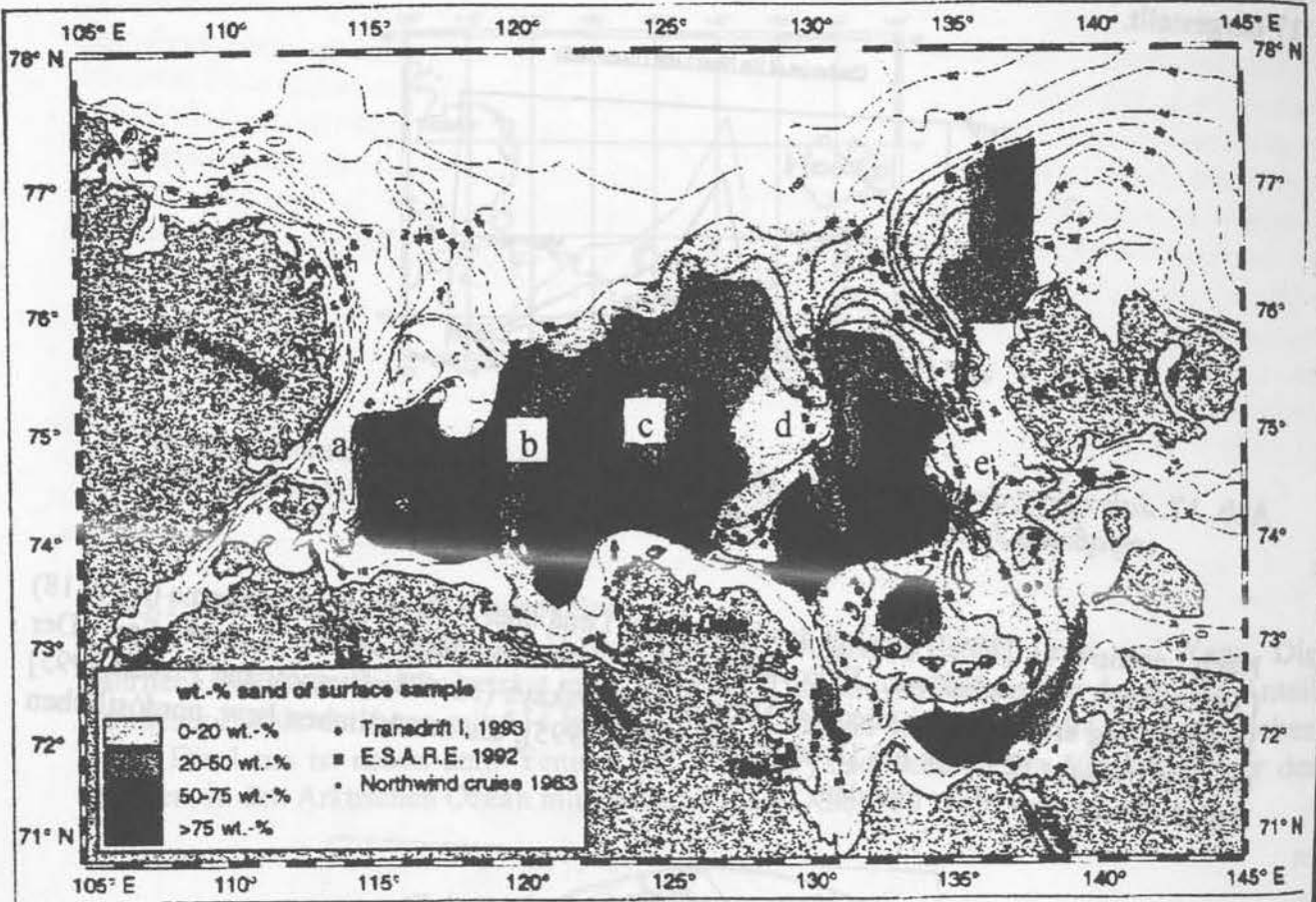


Abb. 19: Verteilung und Anteil der Sandfraktionen in Gew. [%] in Oberflächensedimenten der Laptev See (aus Lindemann [1994]) [a] Anabar-Khatanga Valley; b) Olenek Valley; c) Western Lena Valley; d) Eastern Lena Valley; e) Yana Valley]

Die von Lindemann [1994] durchgeführten Korngrößenanalysen von Sedimentkernen, die während der Tranedrift I Expedition [Kassens et al., 1994] entnommen wurden, weisen deutliche Unterschiede in der Sedimentzusammensetzung zwischen der östlichen und westlichen Laptev See auf. Dabei zeichnet sich der östliche Teil durch tonigere Sedimentablagerungen aus [Lindemann, 1994]. Im Einzugsbereich der Lena und Yana zeigen die von Lindemann [1994] erstellten Verteilungskarten ebenfalls eine deutliche Dominanz der Feinfraktion in den Oberflächenproben. Neben dem Flußwassereintrag wird die äußere Laptev See von atlantischen und pazifischen Wassermassen beeinflusst [Gorshkov, 1983]. Die Verbreitung dieser Wassermassen wird von der Flußwasserzufuhr gesteuert, so daß bei geringen Abflußraten der Lena oder des Khatangas die atlantischen und pazifischen Wassermassen bis zur Küstennähe vordringen können.

2.5.3.3 Eisregime in der Laptev See

Die Laptev See wird während der Wintermonate Oktober bis Mai von einer geschlossenen küstennahen Festeisdecke mit einer Mächtigkeit von etwa 2 bis 2,5 m [Barnett, 1991] überdeckt. Zwischen der Festeisgrenze und dem sich in nördlicher Richtung daran anschließenden Packeis bildet sich in den Wintermonaten (Abb. 20) eine Zone von offenem Wasser (Polynia) aus. Nur in den Monaten Juli bis September ist das Schelfgebiet der Laptev See weitgehend eisfrei. Polynias "Flaw Lead" sind entsprechend der Definition von Smith et al. [1990] Gebiete, in denen es während der Eisbildung zu einer kontinuierlichen Abgabe von Wärme an die Atmosphäre kommt. Dadurch kann das Zufrieren der Wasseroberfläche verhindert werden. Die Laptev See scheint demzufolge ein Gebiet mit erheblicher Neueisproduktion zu sein [Kassens et al., 1994]. Untersuchungen von Dethleff [1995] im Winter 1991/92 zeigten, daß etwa 1/3 des arktischen Meereises, das in die Transpolare Drift gelangt, in der Laptev See gebildet wird.

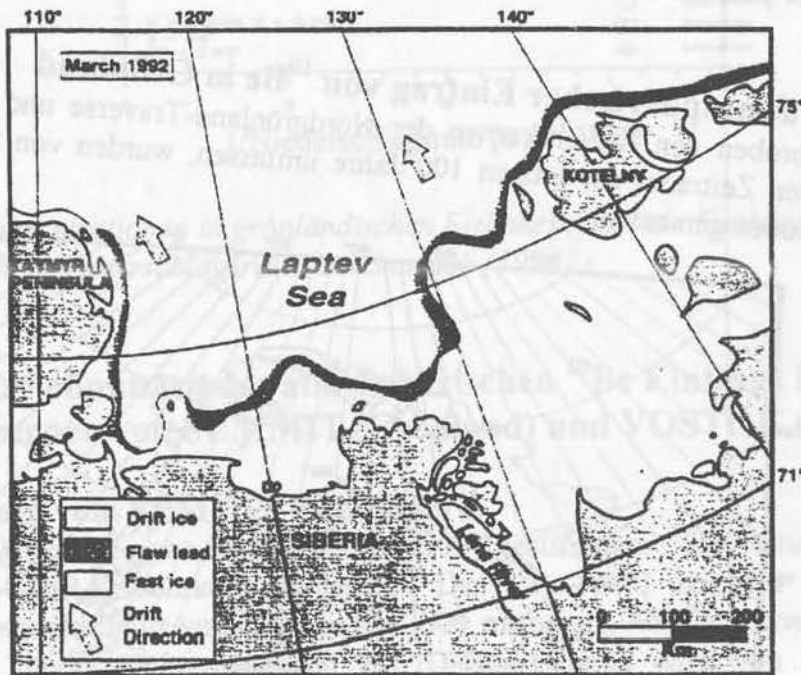


Abb. 20: Eisverteilung innerhalb der Laptev See (März 1992, aus Lindemann [1994])

3 Atmosphärischer ^{10}Be Eintrag in Grönland und in der Antarktis

In diesem Kapitel werden die atmosphärischen ^{10}Be Flußdichten im Zeitraum der letzten 55 ka in Grönland und in der Antarktis dargestellt. Die atmosphärischen ^{10}Be Flußdichten spielen eine wichtige Rolle bei der Datierung der Sedimentkerne (Kapitel 4 und 5) und für die Rekonstruktion der paläoklimatischen Bedingungen in hohen nördlichen Breiten (Kapitel 8).

3.1 Rezenter atmosphärischer Eintrag von ^{10}Be in Grönland

An Oberflächenproben von Eisbohrkernen der Nordgrönland-Traverse und EGIG-Traverse (Abb. 21), die den Zeitraum der letzten 100 Jahre umfassen, wurden von Stanzick [1996] ^{10}Be -Konzentrationen gemessen.

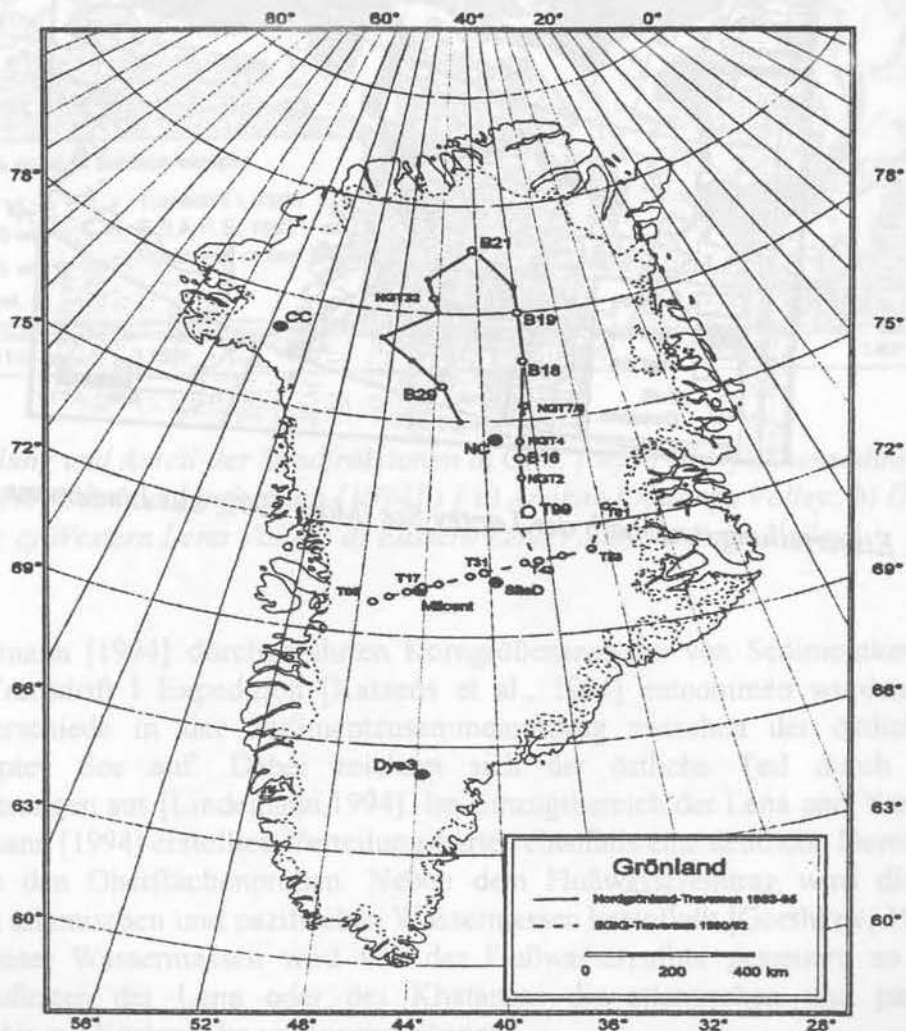


Abb. 21: Verlauf der NGT und EGIG Traversen in Grönland; an den dargestellten Lokationen wurden an Oberflächenproben ^{10}Be Konzentrationen gemessen [Stanzick, 1996]

Die ermittelten ^{10}Be Konzentrationen sind in Abbildung 22 gegen die vorherrschenden reziproken Niederschlagsraten aufgetragen. Die rezenten atmosphärischen ^{10}Be Flußdichten liegen im Bereich von $(0,15 - 0,60) \cdot 10^6 \text{ at cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$. Weiterhin wurde von Stanzick [1996] die in Grönland vorgefundene Beziehung zwischen der Niederschlagsrate und der ^{10}Be Flußdichte auf den Arktischen Ozean übertragen. Hieraus konnte eine rezente atmosphärische ^{10}Be Flußdichte von $(0,20 - 0,40) \cdot 10^6 \text{ at cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ für den zentralen Arktischen Ozean bestimmt werden.

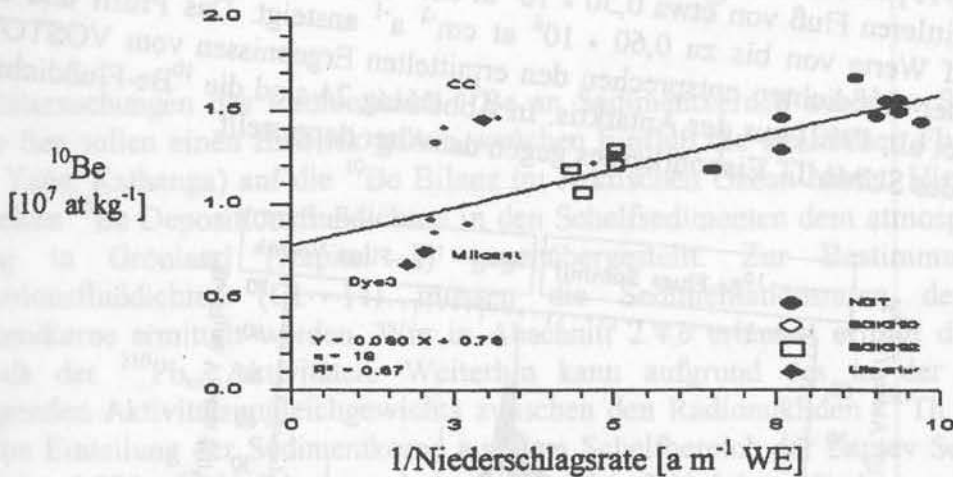


Abb. 22: ^{10}Be Konzentrationen in grönländischen Eisbohrkernen als Funktion der reziproken jährlichen Niederschlagsrate (aus Stanzick [1996])

3.2 Paläoaufzeichnungen des atmosphärischen ^{10}Be Eintrags in den Eisbohrkernen von SUMMIT (Grönland) und VOSTOK (Antarktis)

3.2.1 ^{10}Be -Profil vom SUMMIT Eisbohrkern

In Abbildung 23 sind die von Baumgartner [1995] bestimmten ^{10}Be Konzentrationsprofile vom SUMMIT-GRIP-Eisbohrkern dargestellt. Das ^{10}Be -Profil zeichnet sich hierbei im betrachteten Tiefenabschnitt von 2000 m bis 3000 m nur im Abschnitt zwischen 2200 und 2250 m durch höhere Konzentrationen aus. Dieser Bereich wird von Baumgartner als „Raisbeck-Peak“ (Maximum bei 37 ka (grau schraffiert)) identifiziert. Im Isotopenstadium 5 (Pfeil kennzeichnet Stadium 5d bei 2788 m Tiefe; aus Baumgartner, 1995) liegt hingegen ein konstantes Konzentrationsprofil vor.

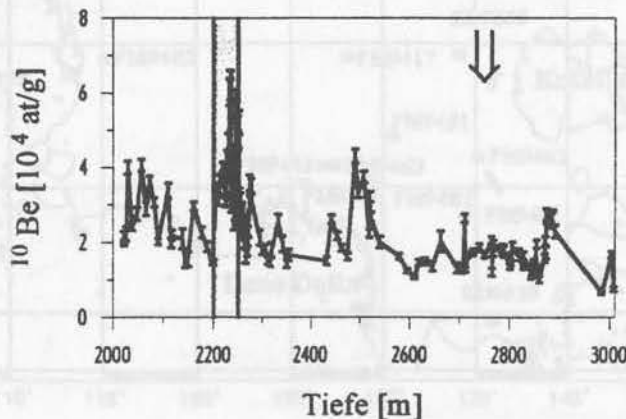


Abb. 23: ^{10}Be Konzentrationen im SUMMIT-GRIP-Eisbohrkern (aus Baumgartner [1995])

3.2.2 Vergleich der atmosphärischen ^{10}Be Flußdichten von SUMMIT und VOSTOK

Die ^{10}Be -Flußdichten wurden für den GRIP Eisbohrkern im Altersbereich von 15 ka bis 55 ka aus den ^{10}Be -Konzentrationen, der Dichte des Eises und den Akkumulationsraten [cm Eis a^{-1}] von Baumgartner [1995] berechnet.

Man erhält einen mittleren Fluß von etwa $0,30 \cdot 10^6 \text{ at cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$, der zwischen 30 und 40 ka (Raisbeck-Peak) auf Werte von bis zu $0,60 \cdot 10^6 \text{ at cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ansteigt. Das Profil und die Größenordnungen der Flußdichten entsprechen den ermittelten Ergebnissen vom VOSTOK-Eiskern [Raisbeck et al., 1992] aus der Antarktis. In Abbildung 24 sind die ^{10}Be -Flußdichten des VOSTOK und des SUMMIT Eisbohrkernes gegen das Alter dargestellt.

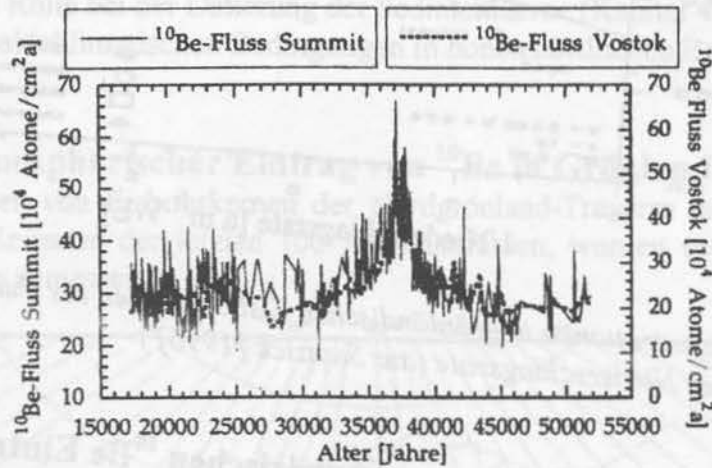


Abb. 24: Vergleich der atmosphärischen ^{10}Be Flußdichten von SUMMIT und VOSTOK (aus Baumgartner [1995])

4 Radionukliduntersuchungen im Schelfgebiet der Laptev See

Die Untersuchungen des Radionuklids ^{10}Be an Sedimentkernen aus dem Schelfgebiet der Laptev See sollen einen Einblick geben, welchen Einfluß die sibirischen Flußsysteme (z.B. Lena, Yana, Kathanga) auf die ^{10}Be Bilanz im Arktischen Ozean haben. Hierzu werden die ermittelten ^{10}Be Depositionsflußdichten in den Schelfsedimenten dem atmosphärischen ^{10}Be Eintrag in Grönland (Kapitel 3) gegenübergestellt. Zur Bestimmung der ^{10}Be Depositionsflußdichten (Gl. 14) müssen die Sedimentationsraten der bearbeiteten Sedimentkerne ermittelt werden. Wie in Abschnitt 2.4.3 erläutert erfolgt dies anhand des Verlaufs der $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Aktivitäten. Weiterhin kann aufgrund des in der Sedimentsäule vorliegenden Aktivitätsungleichgewichts zwischen den Radionukliden ^{230}Th und ^{226}Ra eine zeitliche Einteilung der Sedimentkerne aus dem Schelfbereich der Laptev See im Zeitraum der letzten 4.000 - 5.000 Jahre vorgenommen werden. Dies ist von Bedeutung, weil aufgrund der geringen Anteile an biogenen Karbonats in den Sedimentkernen vom Schelfgebiet der Laptev See oftmals keine ^{14}C Datierungen erstellt werden können.

4.1 Datierung (≈ 150 a) von Sedimentkernen aus dem Schelfgebiet der Laptev See mit der $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Methode

Im folgenden werden die Radionuklidprofile von 12 Sedimentkernen, die während den russisch-deutschen Expeditionen Transdrift II [Kassens, 1994] und Transdrift III [Kassens, 1995] gezogen wurden, näher betrachtet (Abb. 25). Die geographischen Lokationen sind im Anhang A.1 aufgelistet.

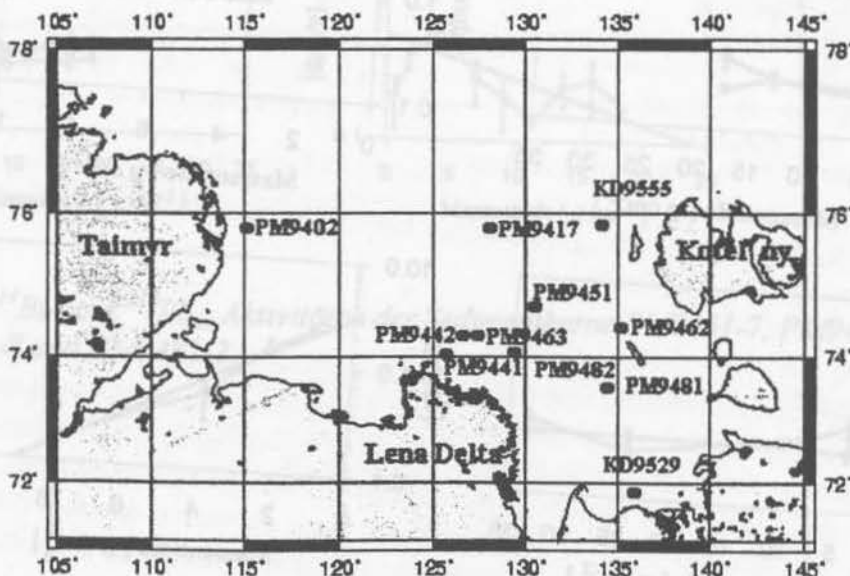


Abb. 25: Die Laptev See mit den Lokationen der bearbeiteten Sedimentkerne

4.1.1 Datierung der Sedimentkerne anhand exponentieller Fitgeraden

Die Akkumulations- bzw. Sedimentationsraten werden aus den Steigungen des natürlichen Logarithmus an die $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Aktivitäten nach Gleichung 12 bzw. 13 abgeleitet. Die $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Aktivitäten wurden dabei gegen die Massentiefe G oder gegen die Kerntiefe x aufgetragen. In den Abbildungen 26, 27 und 28 sind die ^{210}Pb , die ^{214}Bi und die $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Aktivitäten der 12 bearbeiteten Sedimentkerne dargestellt.

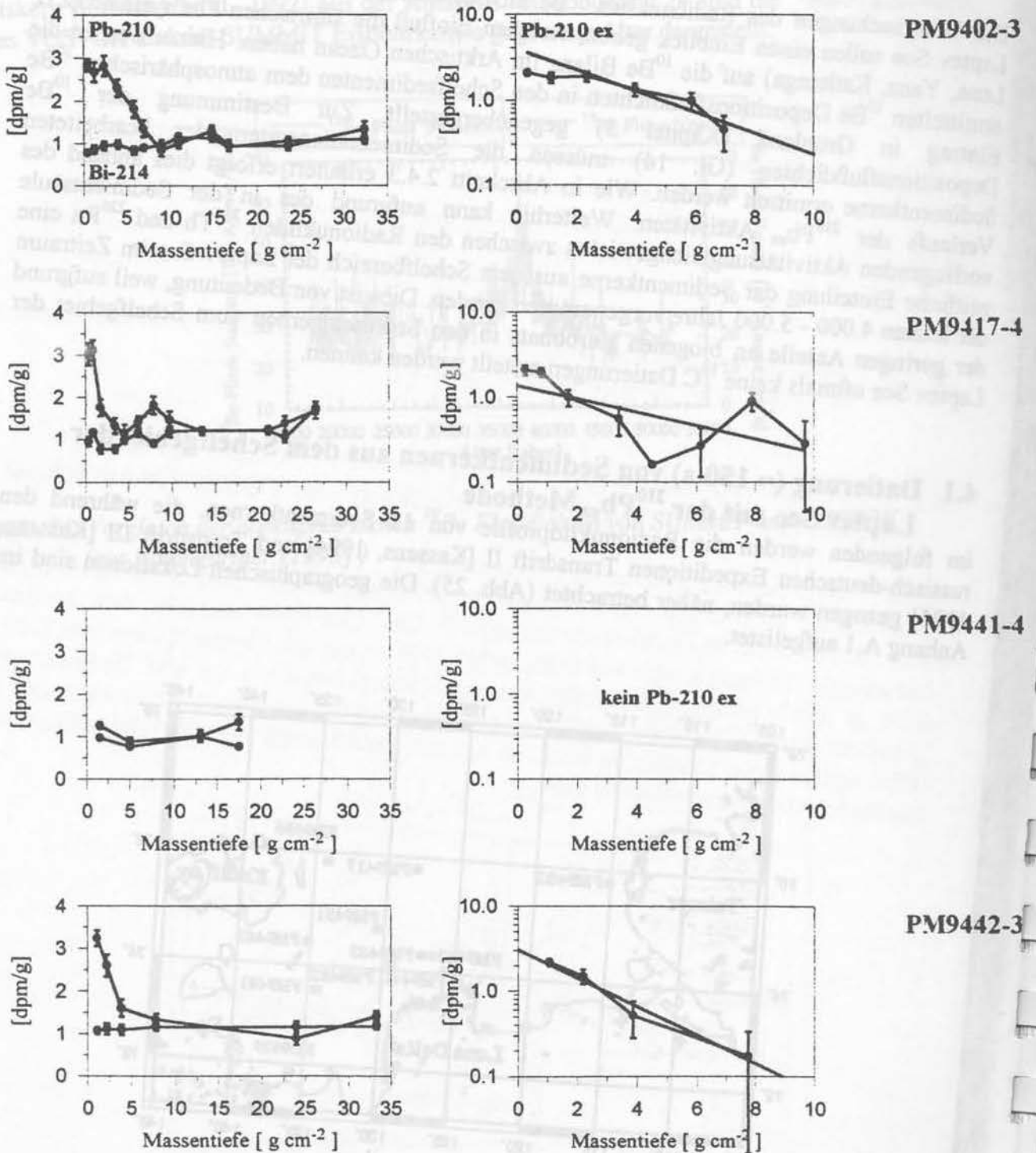


Abb. 26: ^{210}Pb -, ^{214}Bi - und $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Aktivitäten der Sedimentkerne PM9402-3, PM9417-4, PM9441-4 und PM9442-3.

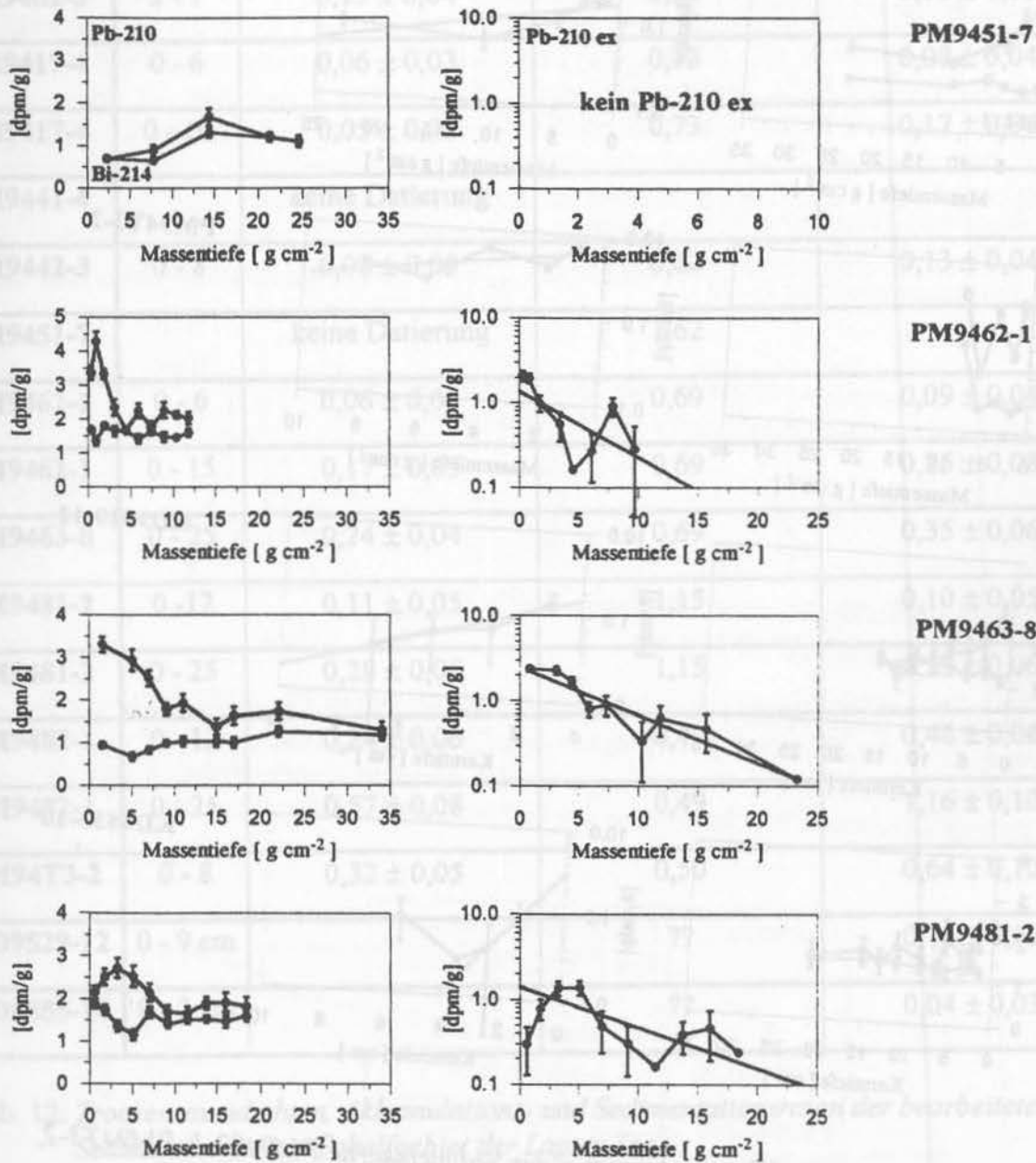


Abb. 27: ^{210}Pb -, ^{214}Bi - und $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Aktivitäten der Sedimentkerne PM9451-7, PM9462-1, PM9463-8 und PM9481-2.

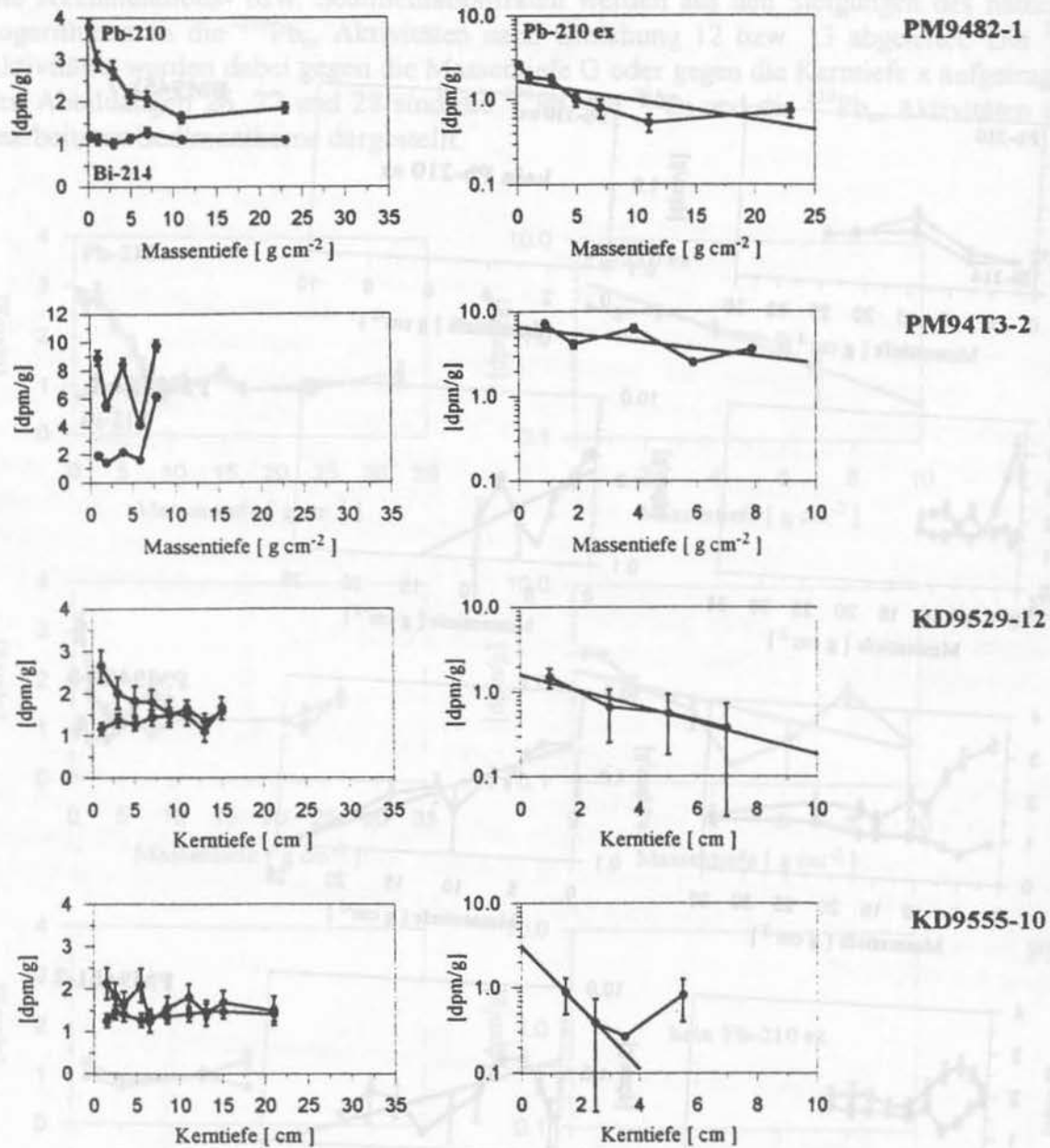


Abb. 28: ^{210}Pb -, ^{214}Bi - und $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Aktivitäten der Sedimentkerne PM9482-1, PM94T3-2, KD9529-12 und KD9555-10.

Die durch den exponentiellen Fit ermittelten Akkumulationsraten $\text{g cm}^{-2} \text{a}^{-1}$, die Trockenraumdichten (pers. Mitteilung H. Kassens) und die berechneten mittleren Sedimentationsraten der untersuchten Sedimentkerne sind in Tabelle 12 aufgelistet. An den Sedimentkernen PM9441-4 und PM9451-7 konnte keine Datierung vorgenommen werden, da keine $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Aktivitäten aufzufinden sind. Dieser Umstand kann entweder durch Verdünnungsprozesse aufgrund sehr hoher Akkumulationsraten oder durch Bedingungen, die eine Ablagerung von $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ an diesen Lokationen verhindern, bedingt sein.

Lokation	Fit- bereich [g/cm ²]	Akkumulationsrate (R) [g cm ⁻² a ⁻¹]	Trockenraumdichte [g cm ⁻³]	Sedimentationsrate (Sed. Rate) [cm a ⁻¹]
PM9402-3	2 - 7	0,15 ± 0,04	0,95	0,16 ± 0,06
PM9417-4	0 - 6	0,06 ± 0,03	0,73	0,08 ± 0,04
PM9417-4	0 - 10	0,05 ± 0,02	0,73	0,17 ± 0,06
PM9441-4		keine Datierung		
PM9442-3	0 - 8	0,08 ± 0,03	0,62	0,13 ± 0,04
PM9451-7		keine Datierung	1,62	
PM9462-1	0 - 6	0,06 ± 0,03	0,69	0,09 ± 0,04
PM9462-1	0 - 15	0,17 ± 0,05	0,69	0,25 ± 0,08
PM9463-8	0 - 25	0,24 ± 0,04	0,69	0,35 ± 0,06
PM9481-2	0 - 12	0,11 ± 0,05	1,15	0,10 ± 0,05
PM9481-2	0 - 25	0,28 ± 0,06	1,15	0,25 ± 0,06
PM9482-1	0 - 12	0,24 ± 0,06	0,49	0,46 ± 0,08
PM9482-1	0 - 25	0,57 ± 0,08	0,49	1,16 ± 0,10
PM94T3-2	0 - 8	0,32 ± 0,05	0,50	0,64 ± 0,10
KD9529-12	0 - 9 cm		??	0,15 ± 0,05
KD9555-10	0 - 3 cm		??	0,04 ± 0,03

Tab. 12: Trockenraumdichten, Akkumulations- und Sedimentationsraten der bearbeiteten Sedimentkerne vom Schelfgebiet der Laptev See

Die Akkumulationsraten reichen von (0,06 - 0,57) g cm⁻² a⁻¹ und entsprechen somit Sedimentationsraten von (0,09 - 1,16) cm a⁻¹. Diese Sedimentationsraten sind deutlich höher als die Raten im zentralen Arktischen Ozean von etwa 0,0005 cm a⁻¹ [Schäper, 1994]. Die Akkumulationsraten liegen allerdings in derselben Größenordnung wie im Bodensee, wo Werte von (0,05 - 0,20) g cm⁻² a⁻¹ [Bollhöfer et al., 1994] vorliegen.

4.1.2 "Standing Crop" Modell

Zur genaueren Bestimmung der Sedimentationsraten wird das "Standing Crop" Modell hinzugezogen. Hierbei geht man davon aus, daß das gesamte $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Inventar in der Sedimentsäule den atmosphärischen Eintrag widerspiegelt. Das Gesamtinventar an $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ in der Sedimentsäule wird nach Gleichung 23 wie folgt bestimmt

$$\text{SC} := \int_0^{\infty} \rho(x) \cdot ^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}(x) \cdot dx \quad (23)$$

mit

SC = Standing Crop [dpm cm^{-2}]

$^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ = $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Aktivität [dpm g^{-1}]

ρ = Trockenraumdichte [g cm^{-3}]

Aus den berechneten Gesamtinventaren können die Depositionsflußdichten von $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ für die jeweiligen Sedimentkerne mit Gleichung 24 abgeleitet werden:

$$F_A := \lambda \cdot \text{SC} \quad (24)$$

mit

F_A = Depositionsflußdichte von $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ [$\text{dpm cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]

λ = Zerfallskonstante von ^{210}Pb [$0,031 \text{a}^{-1}$]

Die $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten (Tab. 13) liegen im Bereich von $(0,12 - 0,35) \text{dpm cm}^{-2} \text{a}^{-1}$ mit Ausnahme der Sedimentkerne PM9463-8 und PM9482-1, die deutlich größere Flußdichten aufweisen. All diese Werte liegen in der gleichen Größenordnung wie die ermittelten atmosphärischen ^{210}Pb Flußdichten, die in Abschnitt 2.1.1.1 aufgelistet sind.

Lokation	Depositionsflußdichte von $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (F_A) [$\text{dpm cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]
PM9402-3	$0,35 \pm 0,04$
PM9417-4	$0,19 \pm 0,02$
PM9442-3	$0,22 \pm 0,04$
PM9462-1	$0,30 \pm 0,03$
PM9463-8	$0,60 \pm 0,04$
PM9481-2	$0,32 \pm 0,04$
PM9482-1	$> 0,55$
KD9529-12	$0,19 \pm 0,04$
KD9555-10	$0,12 \pm 0,04$

Tab. 13: ^{210}Pb Depositionsflußdichten der bearbeiteten Sedimentkerne aus dem Schelfgebiet der Laptev See

4.1.3 Datierung der Sedimentkerne anhand des „Constant Flux“ Modells und Vergleich mit der ^{137}Cs Datierung

Ausgehend von den $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten (Tab. 13) können für jeden Sedimentkern mit dem „Constant Flux“ Modell (Abschnitt 2.4.3.2) Alters-Tiefenbeziehungen mit Gleichung 20 bestimmt werden. Die Alters-Tiefenbeziehungen der bearbeiteten Sedimentkerne sind in den Abbildungen 30, 31, 32 und 33 dargestellt und in Tabelle 15 aufgelistet. Desweiteren wurden die zerfallskorrigierten ^{137}Cs -Aktivitäten ($^{137}\text{Cs}_{\text{z.k.}}$) in den Abbildungen 30, 31, 32 und 33 gegen die aus dem Constant Flux Modell ermittelten Alter aufgetragen, da das anthropogene Radionuklid ^{137}Cs einen unabhängigen Indikator zur Beurteilung der $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Datierungen darstellt. Der Verlauf des atmosphärischen Inputs an ^{137}Cs wurde von Werner [1995] an Eisbohrkernen aus Grönland ermittelt. In Abbildung 29 sind die zerfallskorrigierten ^{137}Cs Aktivitäten von zwei Eisbohrkernen gegen die Altersskala aufgetragen. Die beiden Profile zeichnen sich durch maximale $^{137}\text{Cs}_{\text{z.k.}}$ Aktivitäten im Altersbereich um 1965 aus.

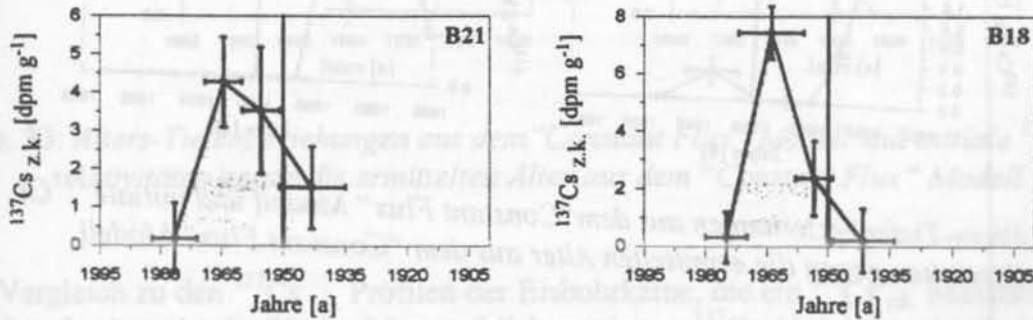


Abb. 29: Zerfallskorrigierte ^{137}Cs Aktivitäten in Eisbohrkernen aus Grönland (aus Werner [1995]); Lokationen der beiden Eisbohrkerne sind in Abbildung 21 eingezeichnet

Nordausfluß der Lena

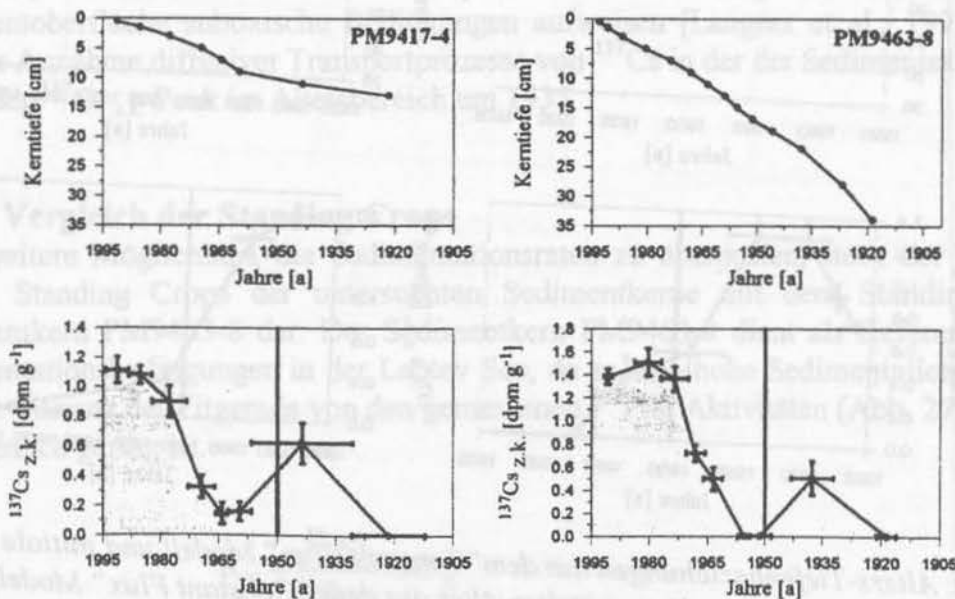


Abb.30: Alters-Tiefenbeziehungen aus dem „Constant Flux“ Modell und initiale ^{137}Cs Aktivitäten gegen die ermittelten Alter aus dem „Constant Flux“ Modell

Ostausfluß der Lena

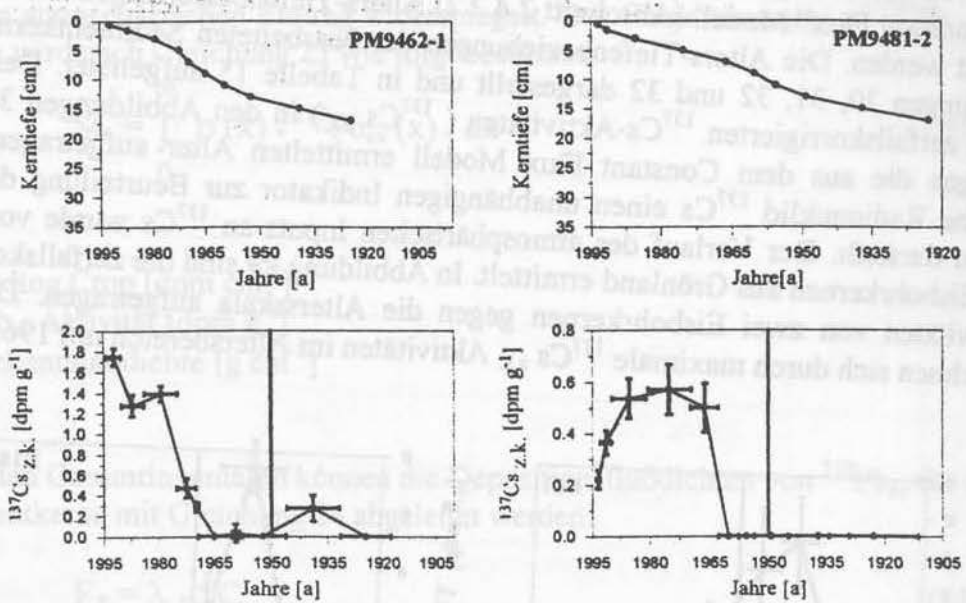


Abb. 31: Alters-Tiefenbeziehungen aus dem "Constant Flux" Modell und initiale ^{137}Cs Aktivitäten gegen die ermittelten Alter aus dem "Constant Flux" Modell

Übrige Regionen

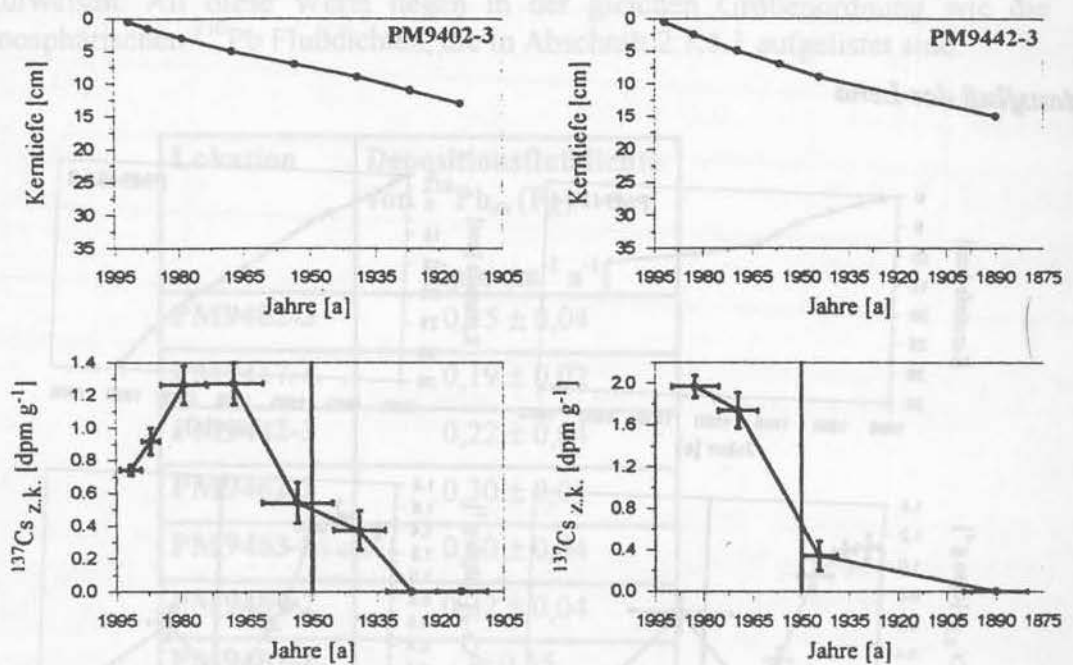


Abb. 32: Alters-Tiefenbeziehungen aus dem "Constant Flux" Modell und initiale ^{137}Cs Aktivitäten gegen die ermittelten Alter aus dem "Constant Flux" Modell

Übrige Regionen

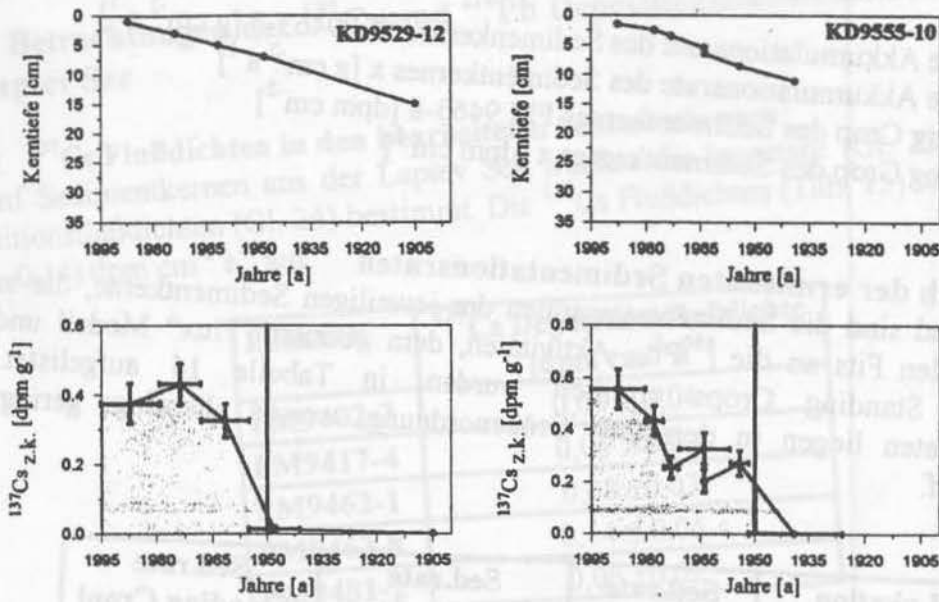


Abb. 33: Alters-Tiefenbeziehungen aus dem "Constant Flux" Modell und initiale ^{137}Cs Aktivitäten gegen die ermittelten Alter aus dem "Constant Flux" Modell

Im Vergleich zu den $^{137}\text{Cs}_{\text{z.k.}}$ Profilen der Eisbohrkerne, die ein $^{137}\text{Cs}_{\text{z.k.}}$ Maximum im Jahre 1965 aufweisen, ist der Verlauf der zerfallskorrigierten ^{137}Cs Aktivitäten der Sedimentprofile nicht durch ein derartig scharfes Profil gekennzeichnet. Hohe Aktivitäten liegen im Altersbereich von 1960 bis 1995 vor. Bei einzelnen Kernen (PM9402-3, PM9417-4, PM9462-1, PM9463-8) sind sogar Aktivitäten im Altersbereich um 1935 vorzufinden. Die Verteilung der $^{137}\text{Cs}_{\text{z.k.}}$ Aktivitäten von 1960 bis 1995 kann durch nachträgliche diffusive Transportprozesse von ^{137}Cs in der Sedimentsäule herrühren. Es wird angenommen, daß solche Prozesse unter suboxischen bzw. anoxischen Bedingungen ablaufen können [Evans et al., 1983]. Da die Sedimente in der Laptev See schon wenige Zentimeter unterhalb der Sedimentoberfläche suboxische Bedingungen aufweisen [Langner et al., 1995], unterstützt dies die Annahme diffusiver Transportprozesse von ^{137}Cs in der der Sedimentsäule. Ungeklärt bleibt der $^{137}\text{Cs}_{\text{z.k.}}$ Peak im Altersbereich um 1935.

4.1.4 Vergleich der Standing Crops

Eine weitere Möglichkeit, die Sedimentationsraten zu überprüfen, stellt der Vergleich der $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Standing Crops der untersuchten Sedimentkerne mit dem Standing Crop vom Sedimentkern PM9463-8 dar. Der Sedimentkern PM9463-8 dient als Referenzkern für die Sedimentationsbedingungen in der Laptev See, da er eine hohe Sedimentationsrate aufweist und die Varianz der Fitgerade von den gemessenen $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Aktivitäten (Abb. 27) im gesamten Kernbereich gering ist.

$$R_x = \frac{R_{63}}{SC_{63}} \cdot SC_x \quad (25)$$

mit

R_{63} = mittlere Akkumulationsrate des Sedimenkernes PM 9463-8 [$\text{g cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]

R_x = mittlere Akkumulationsrate des Sedimentkernes x [$\text{g cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]

SC_{63} = Standing Crop des Sedimentkernes PM 9463-8 [dpm cm^{-2}]

SC_x = Standing Crop des Sedimentkernes x [dpm cm^{-2}]

4.1.5 Vergleich der ermittelten Sedimentationsraten

Zusammenfassend sind die Sedimentationsraten der jeweiligen Sedimentkerne, die anhand von exponentiellen Fits an die $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Aktivitäten, dem „Contant Flux“ Modell und dem Vergleich der Standing Crops ermittelt wurden, in Tabelle 14 aufgelistet. Die Sedimentationsraten liegen in derselben Größenordnung, weisen allerdings geringfügige Unterschiede auf.

Lokation	Sed.rate [Fitgerade]	Sed.rate [Constant Flux]	Sed.rate [Standing Crop]
	[cm a^{-1}]	[cm a^{-1}]	[cm a^{-1}]
PM9402-3	$0,16 \pm 0,06$	$0,16 \pm 0,05$	$0,15 \pm 0,03$
PM9417-4	$0,17 \pm 0,06$	$0,19 \pm 0,04$	$0,11 \pm 0,03$
PM9442-3	$0,13 \pm 0,04$	$0,14 \pm 0,04$	$0,13 \pm 0,03$
PM9462-1	$0,25 \pm 0,08$	$0,27 \pm 0,06$	$0,17 \pm 0,04$
PM9463-8	$0,35 \pm 0,06$	$0,43 \pm 0,04$	$0,35 \pm 0,06$
PM9481-2	$0,25 \pm 0,06$	$0,24 \pm 0,05$	$0,12 \pm 0,03$
KD9529-12	$0,15 \pm 0,05$	$0,15 \pm 0,05$	$0,11 \pm 0,03$
KD9555-10	$0,04 \pm 0,03$	$0,21 \pm 0,10$	$0,07 \pm 0,04$

Tab. 14: Ermittelte Sedimentationsraten anhand exponentieller Fits an die $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Aktivitäten, dem „Contant Flux“ Modell und dem Vergleich der Standing Crops

4.1.6 Betrachtungen der ^{137}Cs und ^{210}Pb Depositionsflußdichten im Schelfgebiet der Laptev See

4.1.6.1 ^{137}Cs Flußdichten in den bearbeiteten Sedimentkernen

An fünf Sedimentkernen aus der Laptev See wurden die Inventare (Gl. 23) und die ^{137}Cs Depositionsflußdichten (Gl. 24) bestimmt. Die ^{137}Cs Flußdichten (Tab. 15) weisen Werte von $(0,06 - 0,14) \text{ dpm cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ auf.

Lokation	^{137}Cs Depositionsflußdichte [$\text{dpm cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$]
PM9402-3	$0,09 \pm 0,04$
PM9417-4	$0,06 \pm 0,02$
PM9462-1	$0,08 \pm 0,03$
PM9463-8	$0,14 \pm 0,05$
PM9481-2	$0,06 \pm 0,02$

Tab. 15: ^{137}Cs Depositionsflußdichten im Schelfgebiet der Laptev See

Die ^{137}Cs Flußdichten in der Laptev See sind etwas geringer als in der Kara See, wo Werte von $(0,09 - 0,34) \text{ dpm cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ [IAEA-MEL, 1996] vorliegen. Trägt man die ^{137}Cs Flußdichten gegen die Sedimentationsrate der jeweiligen Sedimentkerne auf (Abb. 34), so zeigt sich eine lineare Abhängigkeit der beiden Größen.

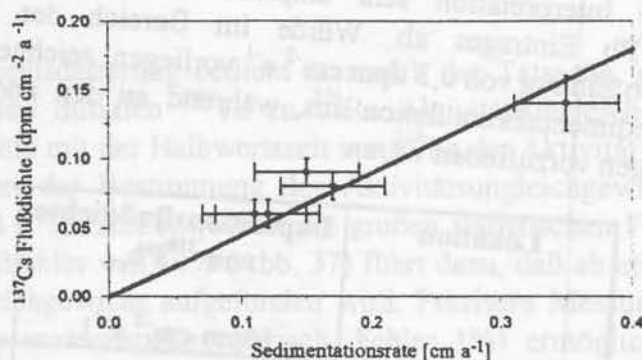


Abb. 34: ^{137}Cs Depositionsflußdichten der bearbeiteten Sedimentkerne gegen die entsprechenden Sedimentationsraten aufgetragen

4.1.6.2 ^{210}Pb Flußdichten im Schelfgebiet der Laptev See

Im Schelfgebiet der Laptev See erfolgt die Zufuhr von $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, wie in Abschnitt 2.1.1.2 dargestellt, hauptsächlich durch den atmosphärischen Eintrag und der Zufuhr von ^{210}Pb aus den umliegenden Gebieten, während die Bildung von $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ in der Wassersäule durch den Zerfall von ^{226}Ra aufgrund der geringen Wassertiefen von etwa 50 m keinen Beitrag leistet. Der Abtransport von $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ aus dem Untersuchungsgebiet erfolgt im wesentlichen durch die Sedimentation und den Sedimentexport, während der radioaktive Zerfall von $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ in der Wassersäule, aufgrund der geringen Wassertiefe und der kurzen Verweilzeit von ^{210}Pb , vernachlässigbar ist. Der Vergleich der atmosphärischen Flußdichten mit dem Depositionsflußdichten liefert demzufolge eine Aussage über den Import bzw. Export von Sedimentmaterial (Sedimentumlagerung). Während die Depositionsflußdichten im Rahmen

dieser Arbeit bestimmt wurden, gibt es bis dato keine Messungen des atmosphärischen ^{210}Pb Eintrags im Gebiet der Laptev See. Bisherige weltweite Messungen atmosphärischer $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Flußdichten ergaben Werte von 0,15 bis 1,5 $\text{dpm cm}^{-2} \text{a}^{-1}$ [Turekian et al., 1977]. In unseren weiteren Betrachtungen gehen wir, in Analogie zu einem atmosphärischen Radionuklidmodell von Rehfeld [1994], von einem atmosphärischen ^{210}Pb Fluß von $(0,6 \pm 0,1) \text{dpm cm}^{-2} \text{a}^{-1}$ aus.

Aus dem Verhältnis des atmosphärischen ^{210}Pb Flusses (F_P) und des Depositionsflusses (F_A) können, wenn Scavenging Prozesse vernachlässigbar sind, Aussagen über Focusing oder Winnowing Prozesse im Untersuchungsgebiet getroffen werden. Die Ergebnisse sind in Abbildung 35 dargestellt und in Tabelle 16 aufgelistet. Mit Ausnahme des Sedimentkernes PM9463-8 weisen alle Kerne F_A/F_P Verhältnisse kleiner 1 auf, was auf einen Nettoexport von $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ mit Sedimentpartikeln an den bearbeiteten Probenlokationen hinweist.

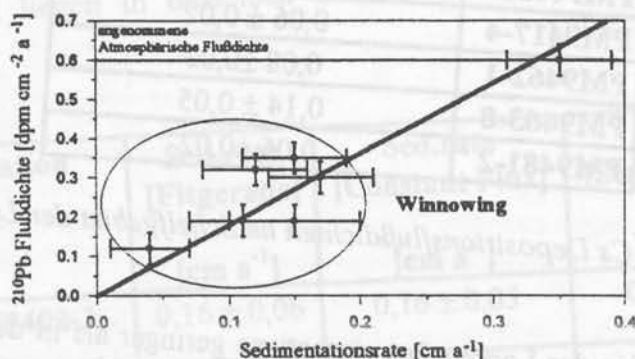


Abb. 35: ^{210}Pb Depositionsflußdichten der bearbeiteten Sedimentkerne gegen die entsprechenden Sedimentationsraten aufgetragen

Jedoch hängt diese Interpretation sehr empfindlich von der genauen Kenntnis des atmosphärischen ^{210}Pb Eintrages ab. Würde im Bereich der Laptev See z.B. ein atmosphärischer ^{210}Pb Eintrag von $0,3 \text{dpm cm}^{-2} \text{a}^{-1}$ vorliegen, zeichnet sich der Sedimentkern PM9463-8 durch Sedimentakkumulation aus, während an den anderen Lokationen keine Sedimentumlagerungen vorzufinden wären.

Lokation	Depositionsflußdichte von $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ [$\text{dpm cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]	F_A/F_P
PM9402-3	$0,35 \pm 0,04$	$0,58 \pm 0,04$
PM9417-4	$0,19 \pm 0,04$	$0,32 \pm 0,04$
PM9442-3	$0,22 \pm 0,04$	$0,37 \pm 0,06$
PM9462-1	$0,30 \pm 0,04$	$0,50 \pm 0,03$
PM9463-8	$0,60 \pm 0,04$	$1,00 \pm 0,08$
PM9481-2	$0,32 \pm 0,04$	$0,53 \pm 0,03$
KD9529-12	$0,19 \pm 0,04$	$0,32 \pm 0,04$
KD9555-10	$0,12 \pm 0,04$	$0,20 \pm 0,04$

Tab. 16: ^{210}Pb Depositionsflußdichten und F_A/F_P Verhältnisse der bearbeiteten Sedimentkerne

4.2 Datierung (4000 - 5000 a) von Sedimentkernen aufgrund des Aktivitätsungleichgewichts zwischen den Radionukliden ^{230}Th und ^{226}Ra

Das vorliegende Aktivitätsungleichgewicht soll am Sedimentkern PM9462-1/4 näher betrachtet werden, da in diesem Fall sowohl ^{210}Pb , ^{214}Bi und ^{230}Th Profile als auch ^{14}C Alter vorliegen. Die ^{226}Ra Aktivitäten konnten nicht direkt gemessen werden, sondern wurden über das Tochternuklid ^{214}Bi ($^{210}\text{Pb}_{\text{terr}}$), daß sich aufgrund der kurzen Halbwertszeit von 19,7 Minuten mit ^{226}Ra im Aktivitätsgleichgewicht befindet, bestimmt. In Abbildung 36 sind die $^{210}\text{Pb}_{\text{terr}}$ (^{226}Ra), die ^{230}Th Aktivitäten sowie die ^{14}C Alter (pers. Mitt. H. Bauch) aufgetragen.

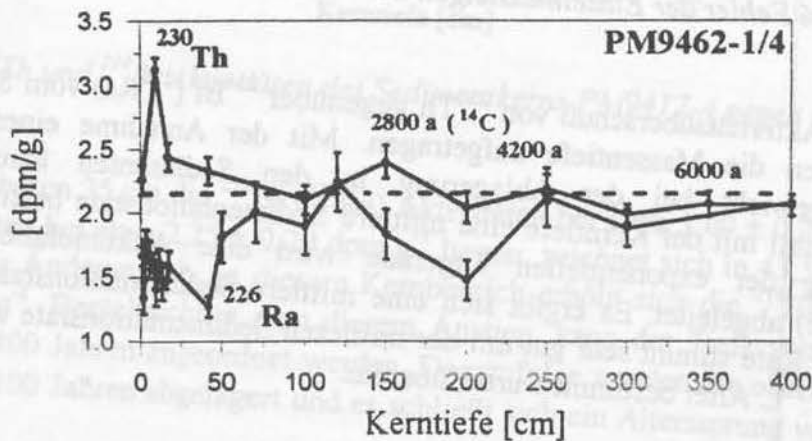


Abb. 36: ^{230}Th und ^{226}Ra Aktivitäten des Sedimentkernes PM9462-1 + gegen die Kerntiefe; desweiteren sind drei ^{14}C Alter eingetragen

Bei dieser Ungleichgewichtsdatierung bedient man sich der Tatsache, daß sich bei einem angenommenen konstanten initialen ^{230}Th zu ^{226}Ra Aktivitätsungleichgewichts die ^{226}Ra Aktivität im Laufe der Jahre mit der Halbwertszeit von ^{226}Ra der Aktivität von ^{230}Th annähert. Große Unsicherheiten bei der Bestimmung des Aktivitätsungleichgewichts zwischen den Radionukliden ^{230}Th und ^{226}Ra stellen jedoch die großen statistischen Fehler der einzelnen Messpunkte dar. Ein Meßfehler von 10% (Abb. 37) führt dazu, daß ab etwa 2000 Jahren ein scheinbares Aktivitätsgleichgewicht aufgefunden wird. Präzisere Messungen (Abb. 38) der Aktivitäten (^{230}Th , ^{226}Ra massenspektrometrisch, Fehler 1%) ermöglichen hingegen eine genauere Bestimmung der Kerntiefe, in der das Aktivitätsgleichgewicht vorliegt.

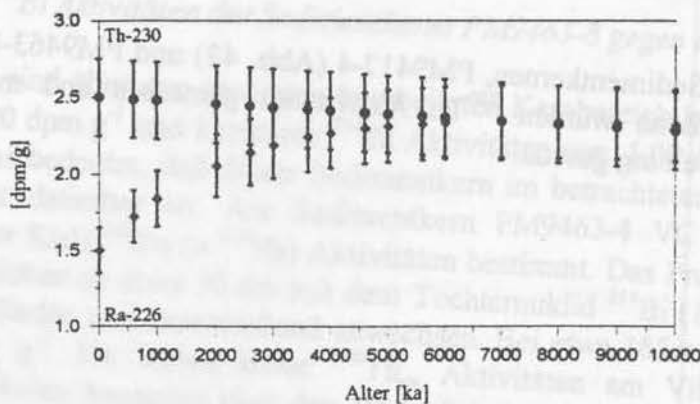


Abb. 37: 10% Fehler der Einzelmessungen der ^{230}Th und ^{226}Ra Aktivitäten gegen Alter

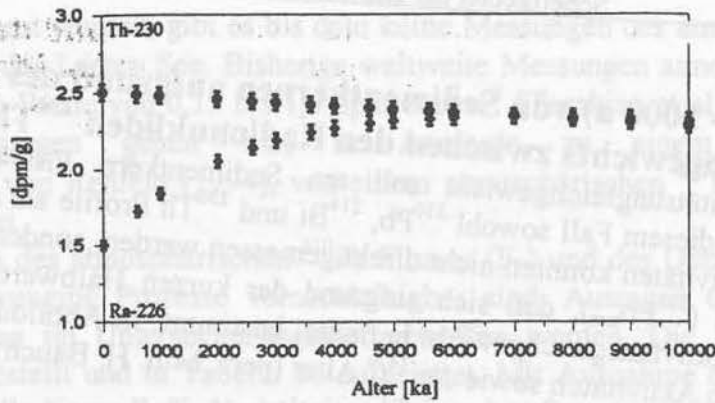


Abb. 38: 2% Fehler der Einzelmessungen der ^{230}Th und ^{226}Ra Aktivitäten gegen Alter

In Abb. 39 ist der Aktivitätsüberschuß von ^{230}Th gegenüber ^{214}Bi (^{226}Ra) vom Sedimentkern PM 9462-1/4 gegen die Massentiefe aufgetragen. Mit der Annahme eines konstanten Aktivitätsungleichgewicht bei der Ablagerung in den Sedimenten kann aus dem exponentiellen Zerfall mit der Kerntiefe eine mittlere Sedimentationsrate bestimmt werden. Aus der Steigung der exponentiellen Fitgerade wird eine Akkumulationsrate (bzw. Sedimentationsrate) abgeleitet. Es ergibt sich eine mittlere Sedimentationsrate von $0,05 \pm 0,03 \text{ cm a}^{-1}$. Diese Rate stimmt sehr gut mit der mittleren Sedimentationsrate von $0,055 \text{ cm a}^{-1}$, die anhand der ^{14}C Alter bestimmt wurde, überein.

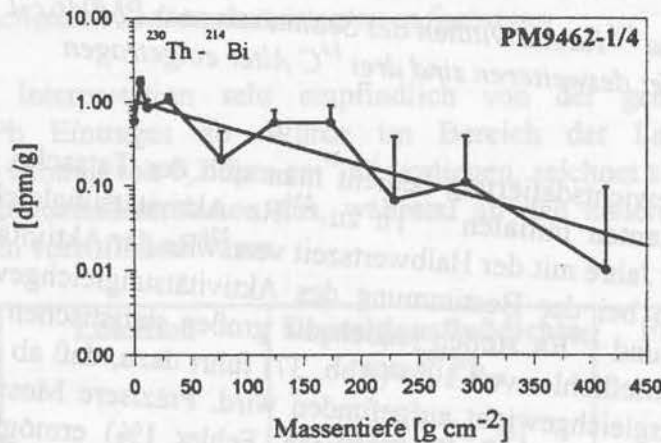


Abb. 39: (^{230}Th - ^{214}Bi) Profil des Sedimentkernes PM9462-1. 4 gegen die Massentiefe

An zwei weiteren Sedimentkernen, PM9417-4 (Abb. 42) und PM9463-8 (Abb. 40), aus dem Nordausfluß der Lena wurden ^{230}Th Aktivitäten gemessen und mit den ^{214}Bi (^{226}Ra) Aktivitäten in Beziehung gesetzt.

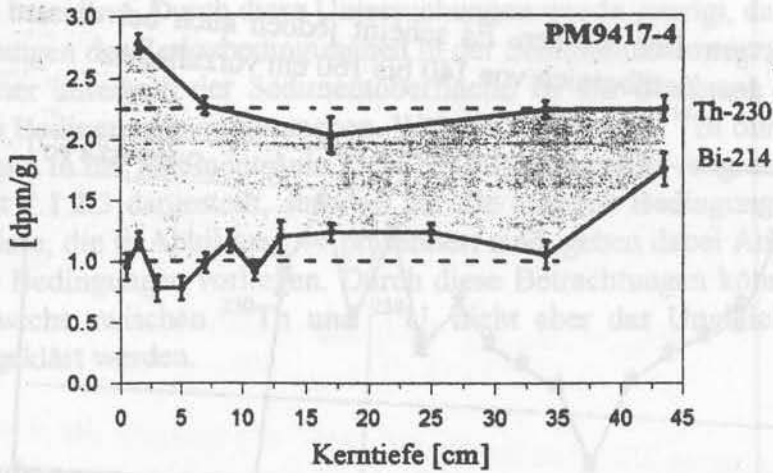


Abb. 40: ^{230}Th und ^{214}Bi Aktivitäten des Sedimentkerns PM9417-4 gegen die Kerntiefe

Während in den oberen 35 cm die ^{214}Bi (^{226}Ra) Aktivitäten bei etwa $1,00 \pm 0,20 \text{ dpm g}^{-1}$ und die ^{230}Th -Aktivitäten bei etwa $2,25 \pm 0,20 \text{ dpm g}^{-1}$ liegen, zeichnet sich in 43,5 cm Kerntiefe eine entscheidende Änderung ab. In diesem Kernbereich erhöht sich die ^{214}Bi -Aktivität auf $1,75 \pm 0,14 \text{ dpm g}^{-1}$. Berücksichtigt man diesem Anstieg, kann der Tiefe von 43,5 cm ein Alter von 1700 ± 400 Jahren zugeordnet werden. Demzufolge wurden die obersten 35 cm in den letzten 350 ± 100 Jahren abgelagert und es schließt sich ein Alterssprung von etwa 1300 Jahren an.

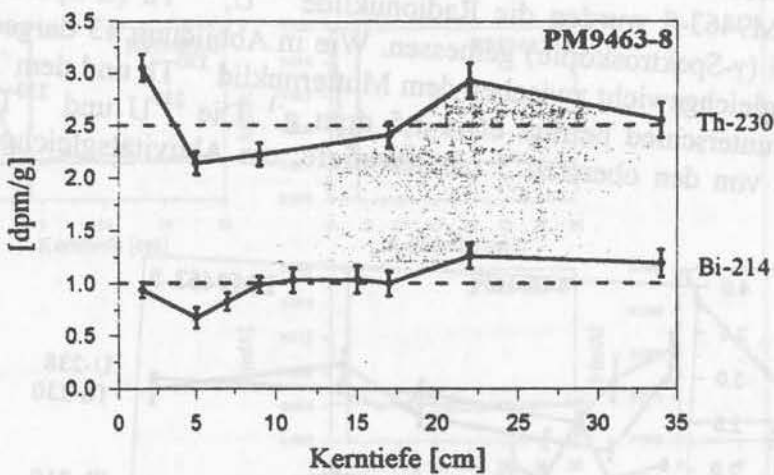


Abb. 41: ^{230}Th und ^{214}Bi Aktivitäten des Sedimentkerns PM9463-8 gegen die Kerntiefe

Bei diesem Sedimentkern sind über den gesamten bearbeiteten Kernbereich konstante ^{230}Th Aktivitäten von $2,50 \pm 0,20 \text{ dpm g}^{-1}$ und konstante ^{214}Bi Aktivitäten von $1,00 \pm 0,20 \text{ dpm g}^{-1}$ aufzufinden (Abb. 41). Das bedeutet, daß dieser Sedimentkern im betrachteten Kernbereich mit dieser Methode nicht datierbar ist. Am Sedimentkern PM9463-4 VC wurden von Erlenkeuser (Leibnitz Labor Kiel) ^{210}Po (\equiv ^{210}Pb) Aktivitäten bestimmt. Das Profil (Abb. 42) zeigt, daß sich ^{210}Po Aktivitäten ab etwa 70 cm mit dem Tochternuklid ^{214}Bi (1 dpm g^{-1}) im Aktivitätsgleichgewicht befinden und anschließend anwachsen. Bei etwa 165 cm beträgt die ^{210}Po Aktivität $1,45 \text{ dpm g}^{-1}$. Da bisher keine $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten am Vibrocore-Kern gemessen wurden, können keine Aussagen über den Verlauf des Aktivitätsungleichgewichts

zwischen ^{230}Th und ^{226}Ra getroffen werden. Es scheint jedoch auch bei diesem Kern ein deutlicher Alterssprung in dem Kernbereich von 140 bis 160 cm vorzuliegen.

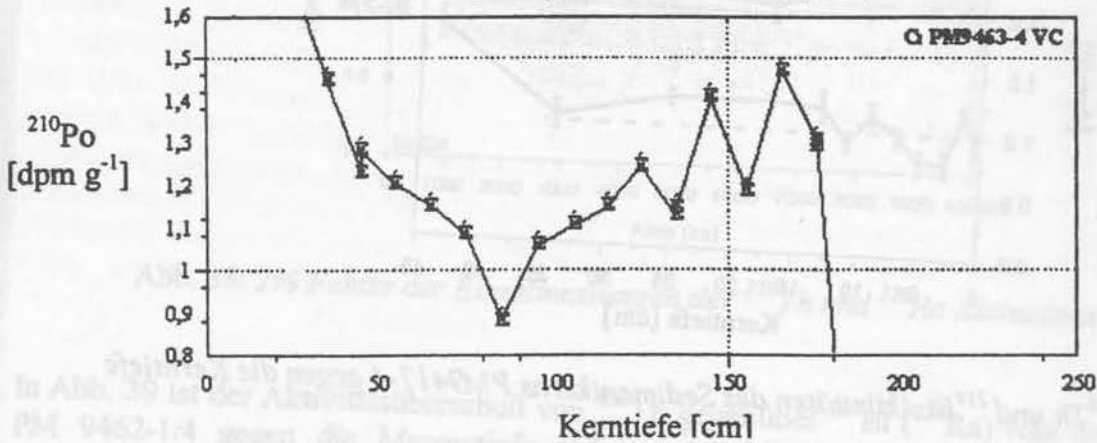


Abb. 42: ^{210}Po Aktivitäten des Sedimentkernes PM9463-4 (Erlenkeuser, pers. Mitt.)

Detailliertere Betrachtungen der Radionuklidprofile aus dem Schelfbereich der Laptev See

Um die Ursachen für das vorliegende Aktivitätsungleichgewicht zu klären, werden im folgenden die Radionuklidprofile des Sedimentkernes PM9463-8 und die Elementprofile von 6 Sedimentkernen, die repräsentativ für die Laptev See sind, näher betrachtet. Hierbei wurden am Sedimentmaterial die Elemente Mangan, Barium und Eisen anhand der Atom-Absorptionsspektrometrie bestimmt. Das chemische Aufschlußverfahren des Probenmaterials ist im Anhang beschrieben.

Am Sedimentkern PM9463-8 wurden die Radionuklide ^{238}U , ^{230}Th (α -Spektroskopie) und ^{234}Th , ^{210}Pb und ^{214}Bi (γ -Spektroskopie) gemessen. Wie in Abbildung 43 dargestellt, erkennt man ein Aktivitätsungleichgewicht zwischen dem Mutternuclid ^{230}Th und dem Tochternuclid ^{214}Bi . Der Aktivitätsunterschied beträgt etwa $1,5 \text{ dpm g}^{-1}$. Die ^{238}U und ^{230}Th Aktivitäten scheinen, abgesehen von den obersten 5 cm Kerntiefe, ein Aktivitätsgleichgewicht aufzuweisen.

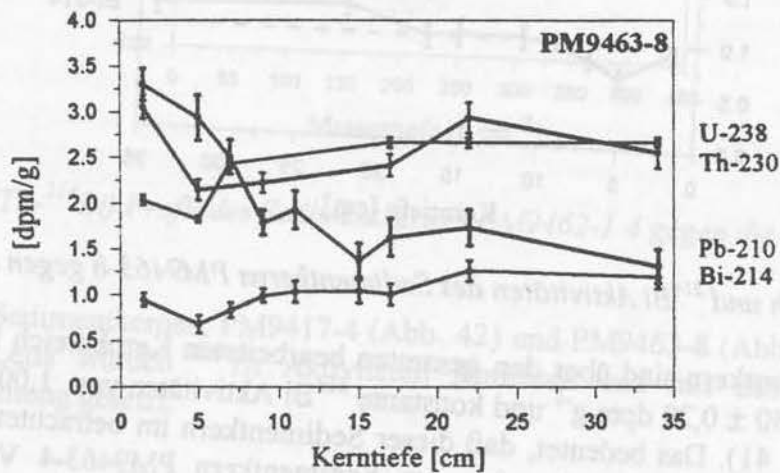


Abb. 43: ^{238}U , ^{230}Th , ^{214}Bi und ^{210}Pb Aktivitäten des Sedimentkernes PM9463-8 gegen Kerntiefe

Zum besseren Verständnis der Radionuklidverteilungen in der Sedimentsäule ist es notwendig einen Einblick in die geochemischen Bedingungen der Sedimente zu erhalten. Langner [1995] hat an Sedimentkernen aus der Laptev See die Konzentrationen an Mangan, Eisen und Sulfat

in Porenwässern bestimmt. Durch diese Untersuchungen wurde gezeigt, daß in der Laptev See deutliche Änderungen der Redoxbedingungen in der Sedimentsäule vorzufinden sind. Schon wenige Zentimeter unterhalb der Sedimentoberfläche ist ein Übergang zwischen oxischen und suboxischen Bedingungen auszumachen. Während ^{230}Th und ^{214}Bi durch Änderungen der Redoxbedingungen in der Sedimentsäule nicht beeinflußt werden, reagieren die Uranisotope, wie in Abschnitt 2.1.2.3 dargestellt, sensibel auf die äußeren Bedingungen. Die ermittelten Mn/Al Verhältnisse, die in Abbildung 44 präsentiert sind, geben dabei Aufschluß, ob oxische oder suboxische Bedingungen vorliegen. Durch diese Betrachtungen könnte demzufolge nur das Ungleichgewicht zwischen ^{230}Th und ^{238}U , nicht aber das Ungleichgewicht zwischen ^{230}Th und ^{214}Bi geklärt werden.

Mn/Al-Verhältnisse

Während Mangan unter suboxischen bzw. anoxischen Bedingungen in gelöster Phase (Mn^{2+}) vorliegt, wird es am Übergangsbereich suboxisch/oxisch wieder aufoxidiert (MnO_2) und im Sediment fixiert. In der Abbildung 44 sind die Mn/Al Profile und das terrigene Mn/Al Verhältnis von 0,0044 eingezeichnet. Mn/Al Verhältnisse größer als die terrigene Komponente werden dabei mit oxischen Bedingungen, Verhältnisse, die der terrigenen Komponente entsprechen mit sub- bzw. anoxischen Bedingungen gleichgesetzt. Der oxische Bereich ist demzufolge bei den Sedimentkernen PM9402-3, PM9417-4, PM9463-8 und PM9482-1 in den obersten 0 - 4 cm vorzufinden. Bei den Sedimentkernen PM9462-1 und PM9481-2 aus dem östlichen Gebiet der Laptev See erstreckt sich dieser Bereich in eine Tiefen größer 15 cm. Diese Ergebnisse sind im Einklang mit den Ergebnissen von Langner [1995]. Der Fehler der Einzelmessung liegt bei 10%.

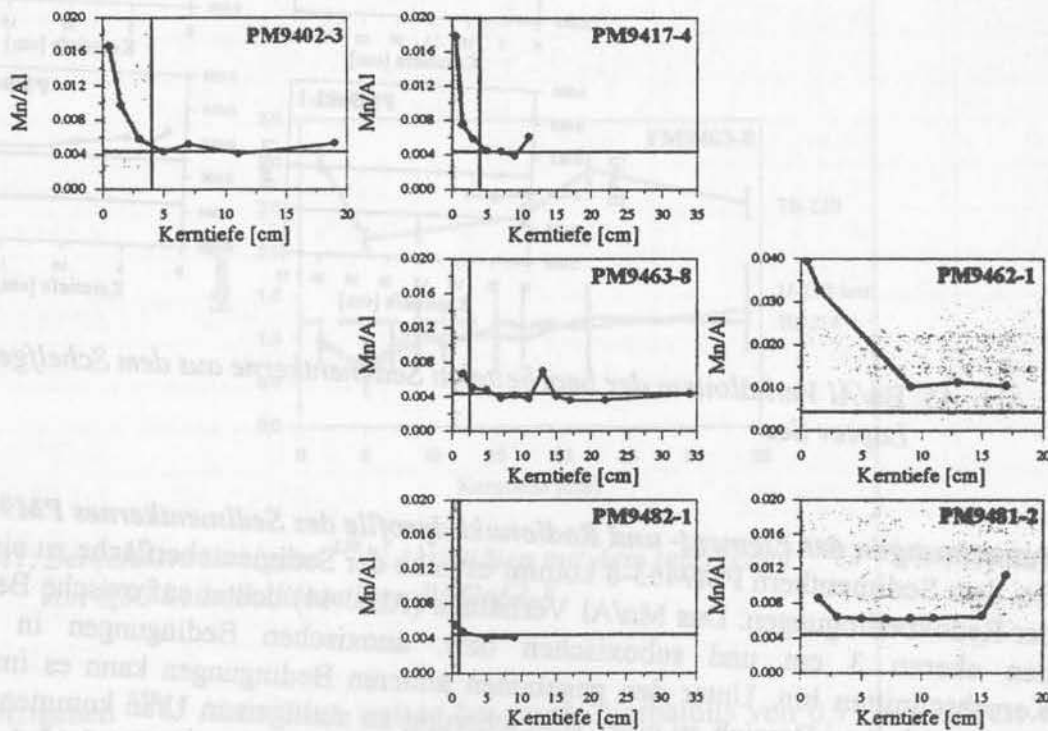


Abb. 44: Mn/Al Verhältnisse der bearbeiteten Sedimentkerne aus dem Schelfgebiet der Laptev See

Ba/Al-Verhältnisse

Die Ba/Al Verhältnisse von Sedimentkernen aus der Laptev See, die im Rahmen dieser Arbeit bestimmt wurden, geben einen Einblick über die Produktivitätsbedingungen in der Wassersäule. Wie bei Rutsch et al. [1995] gezeigt, führen hohe Produktivitäten zu erhöhten Radionuklidflußdichten in die Sedimente. Der biogene Anteil an Barium kann mit der Gleichung 26 berechnet werden. Hierbei geht man von einem terrigenen Ba/Al Verhältnis im Bereich von 0,005 bis 0,01 [Rutsch et al., 1995; Dymond, 1992; Wedepohl, 1995] aus.

$$Ba_{bio} = Ba_{gesamt} - (Al_{gesamt} \cdot [(Ba/Al)_{terr}]) \quad (26)$$

Die Ba/Al Verhältnisse aller Sedimentkerne (Abb. 45) spiegeln die terrigene Komponente wieder und deuten auf eine äußerst geringe oder gar nicht vorhandene Produktivität im Schelfgebiet der Laptev See hin.

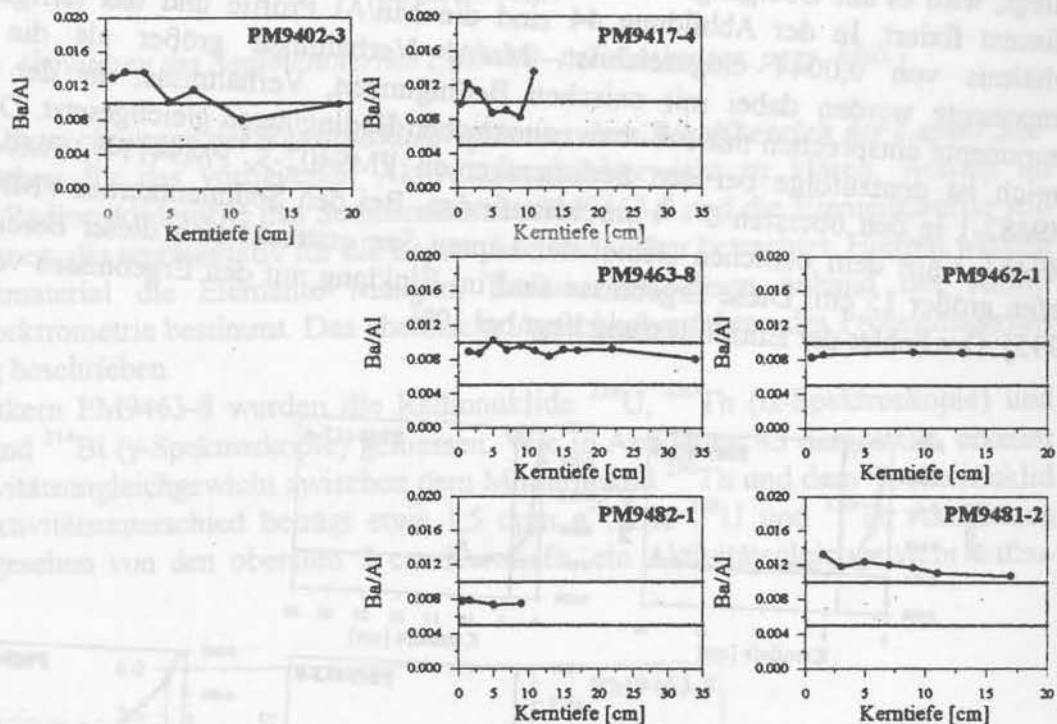


Abb. 45: Ba/Al Verhältnisse der bearbeiteten Sedimentkerne aus dem Schelfgebiet der Laptev See

Betrachtungen der Element- und Radionuklidprofile des Sedimentkernes PM9463-8

Bei dem Sedimentkern PM9463-8 kommt es nahe der Sedimentoberfläche zu einer Änderung der Redoxbedingungen. Das Mn/Al Verhältnis (Abb. 44) deutet auf oxische Bedingungen in den oberen 3 cm und suboxischen bzw. anoxischen Bedingungen in den tieferen Kernabschnitten hin. Unter den gegebenen äußeren Bedingungen kann es im suboxischen bzw. anoxischen Bereich zu einer Anreicherung an authigenem Uran kommen. Im oxischen Bereich (0 - 3 cm) liegen beim PM9463-8 ^{230}Th Aktivitäten von $3,00 \pm 0,15 \text{ dpm g}^{-1}$ vor und ^{238}U Aktivitäten von $2,00 \pm 0,05 \text{ dpm g}^{-1}$. Hieraus ergibt sich ein terrigenes $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ -Verhältnis von $0,73 \pm 0,10$. Dieses Verhältnis steht im Einklang mit dem von Wedepohl [1995] bestimmten Wert von $0,75 \pm 0,20$. Die $^{230}\text{Th}_{ex}$ Aktivitäten können mit Gleichung 27, die an dieser Stelle nochmals aufgeführt wird, berechnet werden.

$$^{230}\text{Th}_{\text{ex}} = ^{230}\text{Th}_{\text{gesamt}} - (0,73 \cdot ^{232}\text{Th}) \quad (27)$$

Hieraus ergibt sich in 1,5 cm Kerntiefe eine $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivität von $1,00 \pm 0,30$ [dpm g^{-1}]. Die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten für den gesamten bearbeiteten Kernbereich vom PM9463-8 wurden für die terrigenen $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ Aktivitätsverhältnisse von 0,50 und 0,75 ermittelt. Die terrigenen ^{238}U Aktivitäten werden durch folgende Gleichung 28 berechnet und in den Abbildungen 46 und 47 dargestellt.

$$^{238}\text{U}_{\text{terr}} = ^{238}\text{U}_{\text{gesamt}} - (0,73 \cdot ^{232}\text{Th}) \quad (28)$$

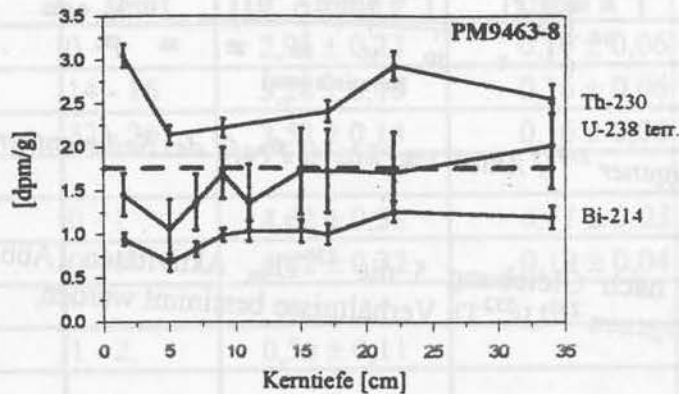


Abb. 46: Berechnete terrigene ^{238}U Aktivitäten mit dem terrigenen $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ -Verhältnis von 0,75 beim Sedimentkern PM9463-8

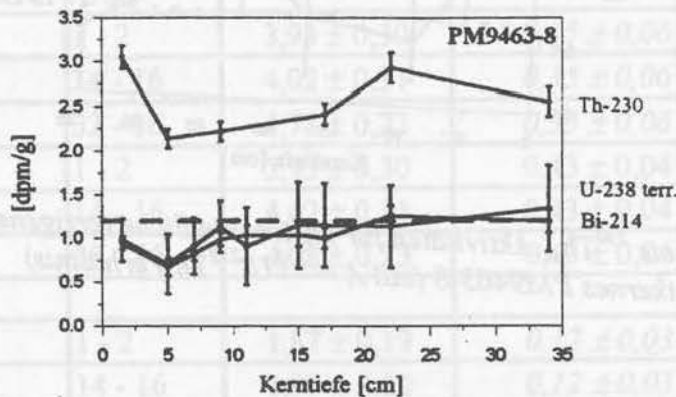


Abb. 47: Berechnete terrigene ^{238}U Aktivitäten mit dem terrigenen $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ -Verhältnis von 0,50 beim Sedimentkern PM9463-8

Die terrigenen ^{238}U Aktivitäten weisen bei einem Verhältnis von 0,75 einen Wert von $1,75$ dpm g^{-1} und bei einem angenommenen Verhältnis von 0,50 einen Wert von $1,2$ auf. Aus dem authigenem ^{238}U Profil, die nach Gleichung 8 ermittelt wurden, und den Mn/Al Verhältnissen (Abb. 48) läßt sich ableiten, daß Mangan hauptsächlich in der oxischen Schicht eingelagert wird, während kein authigenes ^{238}U in diesem Kernabschnitt vorliegt. Im suboxischen bzw. anoxischen Bereich liegen hohe Anteile an authigenem ^{238}U vor, wohingegen das

gemessene Mn/Al Verhältnis dem terrigenen Verhältnis entspricht. Die beiden Profile weisen demzufolge einen Verlauf auf, wie er unter den vorherrschenden Bedingungen gefordert wird.

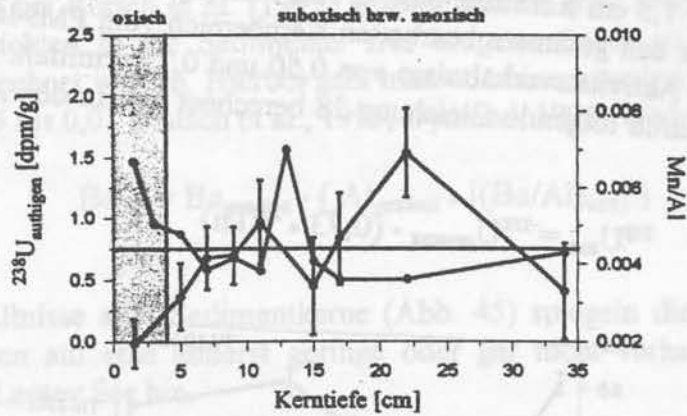


Abb. 48: Authigener ^{238}U Anteil und Mn/Al Profil des Sedimentkernes PM9463-8

Weiterhin konnten nach Gleichung 5 die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten (Abb. 49) für die beiden angenommenen terrigenen $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ Verhältnisse bestimmt werden.

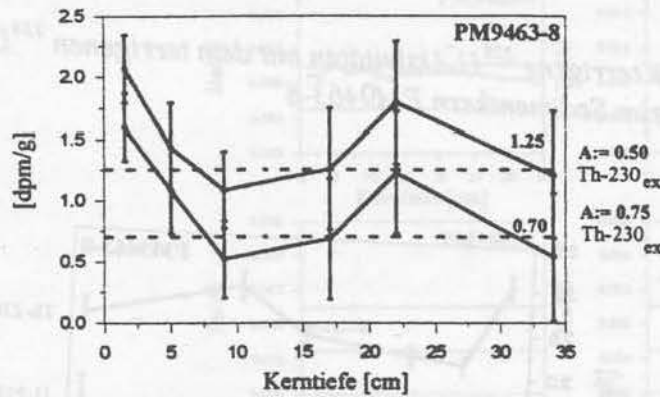


Abb. 49: Berechnete $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten für unterschiedliche terrigene ^{230}Th Anteile des Sedimentkernes PM9463-8 (mit $A = ^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ Verhältnis)

Hieraus würden sich $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten von 220 oder 400 $\text{dpm cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ergeben. Diese Flußdichten liegen etwa um das 1500 bis 3000 fache über der Produktionsrate im Schelfbereich der Laptev See und erscheinen nicht als realistisch. Aus diesem Grund wurden die Aktivitäten der Radionuklide ^{230}Th , ^{232}Th , ^{238}U , ^{234}U , ^{214}Bi , ^{210}Pb am Gesteinsmaterial aus der unmittelbaren Nähe zur Lena Nordenskiöld Hütte gemessen. Diese Aktivitäten sind in Tabelle 17 aufgelistet.

4.3 ^{10}Be Depositionsflußdichten im Schelfgebiet der Laptev See

Die ^{10}Be Depositionsflußdichten wurden nach Gleichung 14 unter Verwendung der Sedimentationsraten (Tab. 14) berechnet. Für die Sedimentationsraten wurden hierbei sowohl die ermittelten Werte aus dem „Constant Flux“ Modell als auch aus dem Vergleich der Standing Crops eingesetzt. In Tabelle 18 sind die ^{10}Be Konzentrationen, die Sedimentationsraten und die berechneten ^{10}Be -Depositionsflußdichten der bearbeiteten Sedimentkerne aufgelistet.

Lokation	Kerntiefe [cm]	^{10}Be [10^8 Atome g^{-1}]	Sedimentationsrate [cm a^{-1}]	^{10}Be - Depositionsflußdichte [10^6 Atome $\text{cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]
PM9402-3	0 - 1	$2,95 \pm 0,23$	$0,16 \pm 0,06$	$44,8 \pm 17,0$
PM9402-3	14 - 16	$3,28 \pm 0,16$	$0,16 \pm 0,06$	$49,8 \pm 19,0$
PM9402-3	32 - 36	$3,53 \pm 0,14$	$0,16 \pm 0,06$	$53,6 \pm 20,0$
PM9417-4	0 - 1	$4,62 \pm 0,32$	$0,11 \pm 0,03$	$37,1 \pm 10,5$
PM9417-4	0 - 1	$4,62 \pm 0,32$	$0,19 \pm 0,04$	$64,1 \pm 15,0$
PM9451-7	1 - 2	$0,56 \pm 0,11$		
PM9462-1	0 - 1	$3,53 \pm 0,16$	$0,17 \pm 0,04$	$41,4 \pm 10,0$
PM9462-1	14 - 16	$4,49 \pm 0,21$	$0,17 \pm 0,04$	$52,6 \pm 13,0$
PM9462-1	0 - 1	$3,53 \pm 0,16$	$0,27 \pm 0,06$	$65,7 \pm 15,0$
PM9462-1	14 - 16	$4,49 \pm 0,21$	$0,27 \pm 0,06$	$83,6 \pm 20,0$
PM9463-8	1 - 2	$3,93 \pm 0,30$	$0,35 \pm 0,06$	$94,9 \pm 18,0$
PM9463-8	14 - 16	$4,02 \pm 0,31$	$0,35 \pm 0,06$	$97,1 \pm 18,5$
PM9463-8	32 - 36	$4,78 \pm 0,23$	$0,35 \pm 0,06$	$115,4 \pm 20,5$
PM9463-8	1 - 2	$3,93 \pm 0,30$	$0,43 \pm 0,04$	$116,6 \pm 15,0$
PM9463-8	14 - 16	$4,02 \pm 0,31$	$0,43 \pm 0,04$	$119,3 \pm 15,0$
PM9463-8	32 - 36	$4,78 \pm 0,23$	$0,43 \pm 0,04$	$142,0 \pm 15,0$
PM9481-2	1 - 2	$1,87 \pm 0,19$	$0,12 \pm 0,03$	$25,8 \pm 7,0$
PM9481-2	14 - 16	$1,99 \pm 0,10$	$0,12 \pm 0,03$	$27,5 \pm 7,0$
PM9481-2	1 - 2	$1,87 \pm 0,19$	$0,24 \pm 0,05$	$51,6 \pm 12,0$
PM9481-2	14 - 16	$1,99 \pm 0,10$	$0,24 \pm 0,05$	$55,0 \pm 12,0$
PM9482-1	0 - 1	$4,10 \pm 0,44$	$0,46 \pm 0,08$	$94,3 \pm 20,0$
PM9482-1	0 - 1	$4,10 \pm 0,44$	$1,16 \pm 0,10$	$237,8 \pm 34,0$

Tab. 18: ^{10}Be Konzentrationen, Sedimentationsraten und die berechneten ^{10}Be Depositionsflußdichten

Diese ^{10}Be Flußdichten weisen Werte zwischen $(25 - 240) \cdot 10^6 \text{ at cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ auf und sind um bis zu zwei Größenordnungen höher als der erwartete rezente atmosphärische Eintrag im Arktischen Ozean von $(0,2 - 0,4) \cdot 10^6 \text{ at cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ und in anderen Regionen von $(0,2 - 1,5) \cdot 10^6$

^{230}Th	^{232}Th	^{238}U	^{234}Th	^{234}U	AU
[dpm g ⁻¹]	[dpm g ⁻¹]	[dpm g ⁻¹]	[dpm g ⁻¹]	[dpm g ⁻¹]	[dpm g ⁻¹]
2,17 ± 0,10	2,85 ± 0,12	1,76 ± 0,15	1,76 ± 0,10	1,76 ± 0,15	1,00 ± 0,09

^{214}Bi	^{210}Pb	$^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$
[dpm g ⁻¹]	[dpm g ⁻¹]	
1,49 ± 0,05	1,73 ± 0,08	0,60 ± 0,05

Tab. 17: Gemessene Radionuklidaktivitäten im Sedimentmaterial in der Nähe der Lena Nordenskiöld Hütte (Yakutien)

Wie man in Tabelle 17 erkennt, befinden sich die Radionuklide ^{238}U und ^{234}U im Aktivitätsgleichgewicht. Weiterhin ist auch ein Aktivitätsgleichgewicht zwischen den Radionukliden ^{238}U , ^{234}Th und ^{210}Pb im terrigenen Material zu sehen. Deutlich erkennbar sind auch hier die vorliegenden Aktivitätsungleichgewichte zwischen ^{230}Th und den Radionukliden ^{238}U und ^{214}Bi . Geht man beim Sedimentkern PM9463-8 vom ermittelten terrigenen $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ Verhältnis von $0,60 \pm 0,05$ aus, spiegeln die ermittelten Radionuklidaktivitäten (Abb. 50) die Verhältnisse im Gesteinsmaterial wider.

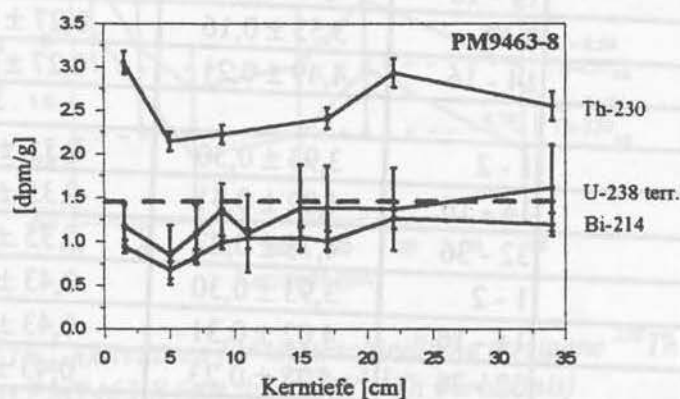


Abb. 50: Berechnete terrigene ^{238}U Aktivitäten mit dem terrigenen $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ -Verhältnis von 0,60 beim Sedimentkern PM9463-8

Es muß deshalb davon ausgegangen werden, daß die berechneten $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten nicht durch Adsorption von ^{230}Th aus der Wassersäule sondern hauptsächlich durch das Ungleichgewicht zwischen den ^{234}U und ^{230}Th Aktivitäten im terrigenen Material verursacht wird. Die Ursachen für dieses Ungleichgewicht und das Aktivitätsungleichgewicht zwischen ^{230}Th und ^{214}Bi kann in dieser Arbeit nicht geklärt werden.

at $\text{cm}^{-2} \text{a}^{-1}$ [Stanzick, 1996; Monaghan, 1985/86; Lao et al., 1992 a/b; Southon et al., 1987; Finkel et al., 1977]. Demzufolge kann der atmosphärische Eintrag im Bereich der Laptev See vernachlässigt werden. Diese Flußdichten deuten auf eine erhöhte Zufuhr von kontinentalem ^{10}Be durch die in die Laptev See mündenden Flüsse hin. In Abbildung 51 erkennt man, daß eine Abhängigkeit zwischen den ^{10}Be Konzentrationen und den ^{228}Ac Aktivitäten, die ein Maß für die mit den Flüssen eingetragenen Partikelmengen darstellen, vorliegt.

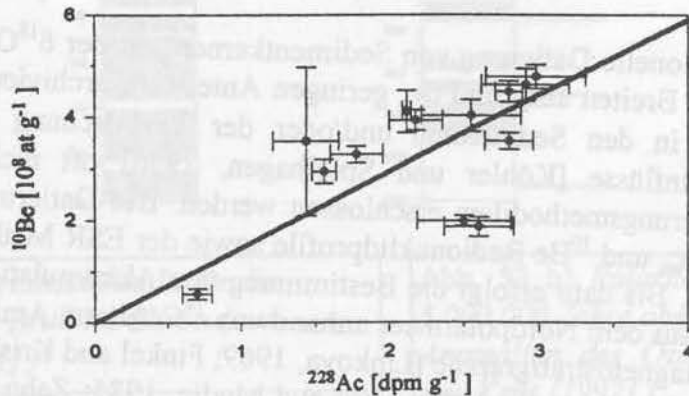


Abb. 51: ^{10}Be Konzentrationen gegen die entsprechenden ^{228}Ac Aktivitäten von Sedimentproben aus dem Schelfgebiet der Laptev See

Zeitlicher Verlauf der ^{10}Be -Depositionsflußdichten vom Sedimentkern PM9462-1/4

Neben der räumlichen Bestimmung der ^{10}Be -Depositionsflußdichten kann anhand der vorliegenden Datierung des Sedimentkernes PM9462-1/4 auch eine zeitliche Auflösung der ^{10}Be -Depositionsflußdichten in den letzten 7000 Jahren erfasst werden. Die Berechnung der ^{10}Be -Flußdichten erfolgt mit Gleichung 14, unter Berücksichtigung der in Abschnitt 4.2 ermittelten konstanten Sedimentationsrate von $0,05 \text{ [cm a}^{-1}\text{]}$. In Abbildung 52 sind die ^{10}Be -Depositionsflußdichten vom Sedimentkern PM9462-1/4 und der rezente atmosphärische ^{10}Be Eintrag dargestellt. Es zeigt sich, daß in den letzten 7000 Jahren die Depositionsflußdichten deutlich über dem atmosphärischen Eintrag lagen und demzufolge auf einen Eintrag von kontinentalem ^{10}Be mit den Flußsystemen im gesamten Zeitintervall geschlossen werden kann.

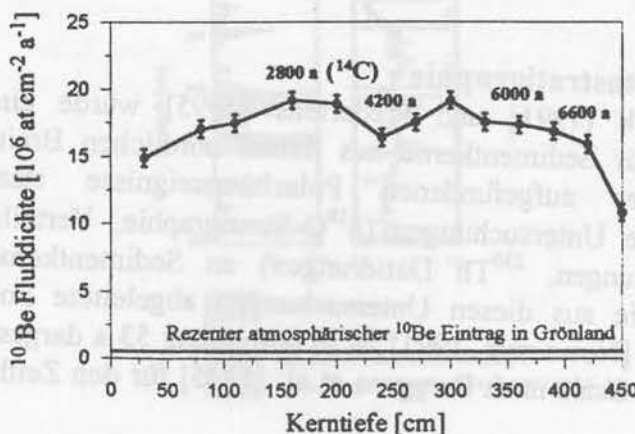


Abb. 52: Berechnete ^{10}Be Depositionsflußdichten des Sedimentkernes PM9462-1/4 gegen die Kerntiefe; desweiteren sind vier ^{14}C Alter eingezeichnet

5 Datierung von Sedimentkernen aus hohen Breiten

Da eine konventionelle Datierung von Sedimentkernen mit der $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie im Gebiet hoher nördlicher Breiten aufgrund der geringen Anteile an archiviertem biogenem Karbonat (Foraminiferen) in den Sedimenten und/oder der Verfälschung des $\delta^{18}\text{O}$ -Signals durch Schmelzwassereinflüsse [Köhler und Spielhagen, 1990] oft nicht möglich ist, müssen alternative Datierungsmethodiken erschlossen werden. Die Datierung dieser Sedimentkerne anhand der $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ und ^{10}Be Radionuklidprofile sowie der ESR Methode soll in dieser Arbeit etabliert werden. Bis dato erfolgt die Bestimmung von Akkumulationsraten der bearbeiteten Sedimentkerne aus dem Nordpolarmeer anhand von ^{14}C -Altern, Aminosäuredatierungen und der Bio- bzw. Magnetostratigraphie [Linkova, 1969; Finkel and Krishnaswami, 1977; Clark et al., 1984, 1985; Morris et al., 1985; Aksu and Mudie, 1985; Zahn et al., 1985; Clark et al., 1986; Herman, 1989; Darby et al., 1989; Mienert et al., 1990; Nowaczyk, 1991; Nowaczyk and Baumann, 1992; Nowaczyk et al., 1994; Stein et al., 1994 b; Henrich and Baumann, 1994; Ishman et al., 1996]. Während mittels der ^{14}C -Methode der Altersbereich der letzten 40.000 Jahre erfaßt wird, ermöglicht die Magnetostratigraphie die zeitliche Einteilung der Sedimentkerne im Bereich mehrerer Millionen Jahre. Weiterhin soll im Abschnitt 5.5 gezeigt werden, ob es möglich ist, Sedimentkerne aus der Antarktis analog zur Arktis mit Hilfe der Radionuklide $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ und ^{10}Be zu datieren.

5.1 Datierungsmethoden in hohen Breiten

5.1.1 ^{14}C Alter

Nørgaard [1996] ermittelte an mehreren Sedimentkernen aus dem zentralen Arktischen Ozean ^{14}C Alter. Hierbei wurden an den GKG-Sedimentkernen PS2185-3 und PS2200-5, die eine wichtige Rolle bei unseren Radionukliduntersuchungen spielen, für die letzten 30 ka Sedimentationsraten von $0,55 \pm 0,05 \text{ cm ka}^{-1}$ bzw. von $0,35 \pm 0,05 \text{ cm ka}^{-1}$ bestimmt.

5.1.2 Magnetostratigraphie

Von Nowaczyk [1991] und Frederichs [1995] wurde eine hochauflösende Magnetostratigraphie für Sedimentkerne aus hohen nördlichen Breiten erstellt. Für die zeitliche Einteilung der aufgefundenen Polaritätsereignisse standen unabhängige chronostratigraphische Untersuchungen ($\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie, Verteilungsmuster von Coccolithen vergesellschaftungen, ^{230}Th Datierungen) an Sedimentkernen aus der Framstrasse zur Verfügung. Die aus diesen Untersuchungen abgeleitete Polaritäts-Zeit-Skala der letzten 500.000 Jahre [Nowaczyk, 1991] ist in Abbildung 53 a dargestellt. Abbildung 53 b zeigt die Polaritäts-Zeit-Skala nach Berggren et al. [1985] für den Zeitbereich der letzten 5 Millionen Jahre.

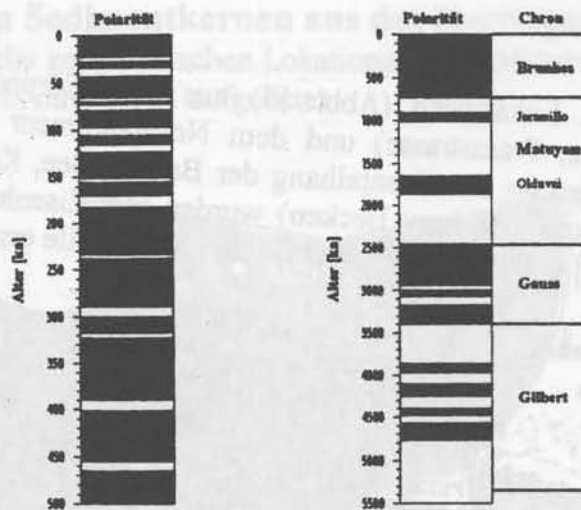


Abb. 53 a) Polaritätszeitskala für die geomagnetische Brunhes Chron (aus Nowaczyk [1991])

Abb. 53 b) Polaritätszeitskala der letzten 5.000.000 Jahre abgeleitet aus magnetischen Anomalien des Ozeanbodens (aus Cande and Kent [1992])

5.1.3 Biostratigraphie

An ausgewählten Sedimentkernen der ARK IV/3 Expedition wurden Untersuchungen zur Häufigkeit und Artenzusammensetzung von Coccolithen durchgeführt [Baumann, 1990, Nowaczyk and Baumann, 1992]. Dabei konnte gezeigt werden, daß das Sauerstoffisotopenstadium 1 im wesentlichen durch das Auftreten von *Coccolithus pelagicus* bestimmt ist, während im Klimastadium 3 die Coccolithenflora *Emiliana huxleyi* und im Klimastadium 5 *Geophyrocapsa muelleriae* (Abb. 54) dominieren. In den Glazialstadien 2, 4 und 6 sind, insbesondere in den hohen nördlichen Breiten, keine Coccolithen in den Sedimentkernen aufzufinden. Bei Gard und Backman (1990) wird gezeigt, daß die Coccolithen mit dem Norwegenstrom in die Norwegen- und Grönland See und in die Framstrasse gelangen. Im Gegensatz dazu ist der Ost-Grönlandstrom (Polare Wassermasse) an Coccolithen abgereichert. Die Anwesenheit von Coccolithen in den Sedimentkernen im Nordpolarmeer spiegelt demzufolge Zeitbereiche wider, in denen Nordatlantische Wassermassen weiter nach Norden vorgedrungen sind.

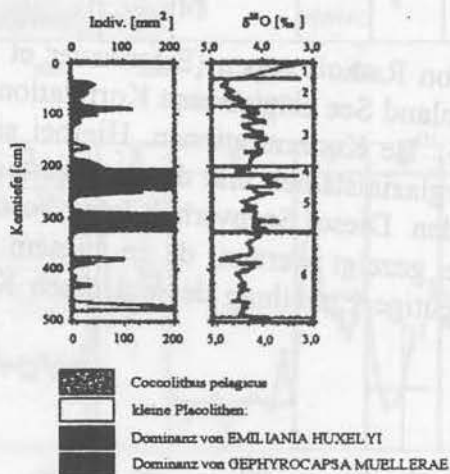


Abb. 54: Coccolithenvergesellschaftungen des mit der $\delta^{18}O$ Stratigraphie datierten Sedimentkernes PS1535-8 aus der Framstrasse (aus Nowaczyk [1991])

5.1.4 ^{230}Th , ^{10}Be

An zahlreichen ausgewählten Lokationen (Abb. 55) aus dem Europäischen Nordmeer (Norwegen und Grönland See, Framstrasse) und dem Nordpolarmeer (Yermak Plateau, Morris Jesup Rise, Nansen Becken, Kontinentalhang der Barents See, Kontinentalhang der Laptev See, Lomonosov Rücken, Makarov Becken) wurden von Eisenhauer et al. [1994], Schäper [1994], Molnar [1995] und in dieser Arbeit Radionuklidprofile erstellt.

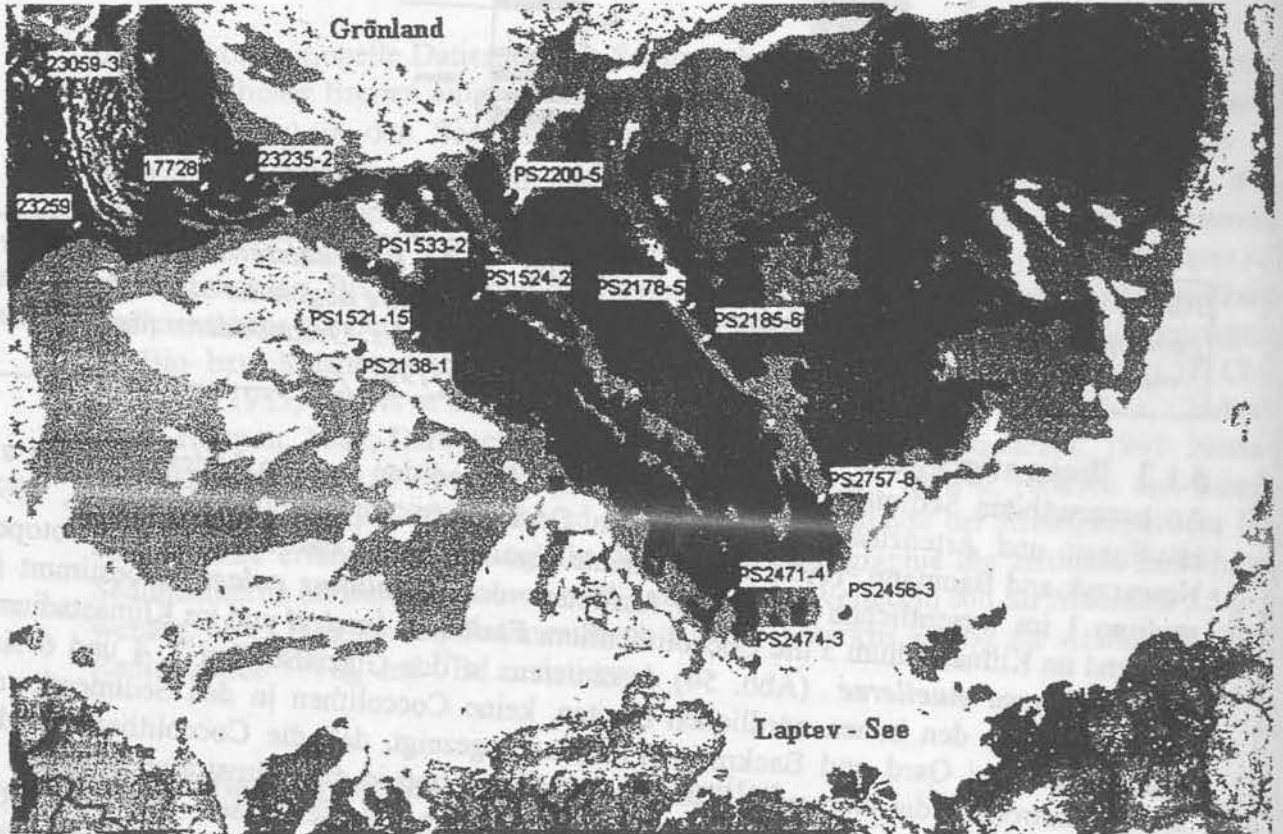


Abb. 55: Lokationen, an denen Radionuklidprofile (^{230}Th , ^{10}Be) bestimmt wurden

Erste Untersuchungen von Radioisotopen [Eisenhauer et al., 1994] an Sedimentkernen aus der Norwegen- und Grönland See zeigten eine Korrelation zwischen der Abfolge von Warm- und Kaltzeiten und den ^{10}Be Konzentrationen. Hierbei sind hohe ^{10}Be Konzentrationen im Sediment während Interglazialstadien und deutlich geringere Konzentrationen während den Glazialstadien aufzufinden. Dieser Sachverhalt kann besonders beim Sedimentkern 23059-3 aus der Norwegen See gezeigt werden, da in diesem Fall durch die vorhandene $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie eine eindeutige Einteilung der einzelnen Klimastadien vorgenommen werden konnte.

Das ^{10}Be -Profil zeichnet sich durch hohe ^{10}Be Konzentrationen in den Interglazialstadien 5, 7 und 9 aus, während in den Glazialstadien 2 - 4, 6 und 8 deutlich geringe ^{10}Be -Konzentrationen aufzufinden sind. Auf Grundlage dieser Abfolge beruht die sogenannte „ ^{10}Be -Stratigraphie“, die eine zeitliche Einteilung von Sedimenten aus dieser Region ermöglichen könnte. Jedoch ist es notwendig, daß die Datierungen von Sedimentkernen aus hohen nördlichen Breiten nicht nur auf den ^{10}Be -Profilen basieren, sondern zusätzliche Möglichkeiten zur Erfassung von Altersinformationen in Betracht gezogen werden. Nur ein in sich konsistentes Bild verschiedener Datierungsmethodiken führt zu einem vertrauenswürdigen Altersmodell, welches für die Rekonstruktion der komplexen paläoklimatischen Bedingungen im Nordpolarmeer unabdingbar ist. Ein solches Hilfsmittel für den Zeitraum der letzten 400.000 Jahren stellt das $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Profil dar. In Abbildung 58 ist das $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Profil des Sedimentkernes 23059-3 mit den entsprechenden Klimaeinteilungen aufgetragen. Kennzeichnend für die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Profile in diesen Regionen sind die deutlichen Aktivitätserhöhungen an den Stadiengrenzen 2/1 und 6/5 [Scholten et al., 1994, Paetsch, 1991]. Beim Sedimentkern 23059-3 ist vor allem der Übergang 6/5 (Pfeil) ausgeprägt.

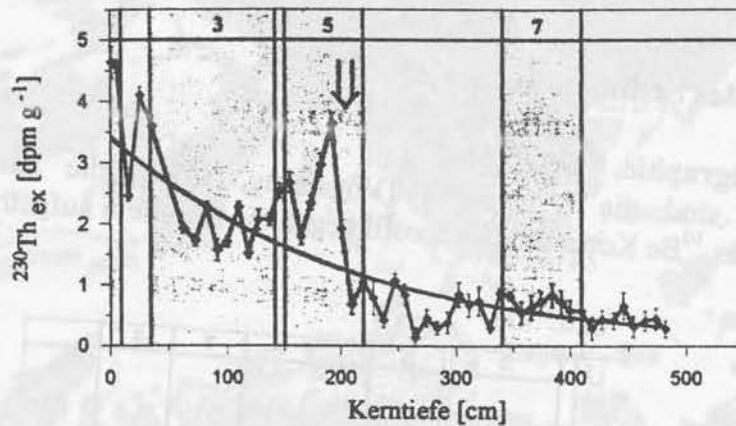


Abb. 58: $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten des Sedimentkernes 23059-3 gegen die Kerntiefe

Anhand der in Abbildung 58 eingezeichneten radioaktiven Zerfallskurve ergibt sich eine mittlere Sedimentationsrate des gesamten bearbeiteten Sedimentkernes von $1,85 \text{ cm ka}^{-1}$. Ausgehend von dieser Rate können die Alter für die entsprechenden Kerntiefen berechnet und mit den Altern aus der $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie verglichen werden. Wie in Tabelle 19 aufgelistet, zeigt sich, daß die zeitliche Einteilung bei diesem Sedimentkern bis zum Isotopenstadium 7 übereinstimmt, während sie in den tieferen Kernabschnitten differiert.

Kerntiefe [cm]	Alter [ka]	Isotopen-	Isotopen-
		stadium $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$	stadium $\delta^{18}\text{O}$
50	27	3	3
100	54	3	3
150	81	5	5
200	108	5	5
250	135	6	6
300	162	6	6

Kerntiefe [cm]	Alter [ka]	Isotopen-	Isotopen-
		stadium	stadium
		$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$	$\delta^{18}\text{O}$
350	189	7	7
400	216	7	7
450	242	7/8	8
500	270	8	9

Tab. 19: Aus dem exponentiellen Fit erwartete Alter und korrespondierende Isotopenstadien; Vergleich mit den Isotopenstadien, die mit der $\delta^{18}\text{O}$ Stratigraphie ermittelt wurden

Die deutlichen Abweichungen im Verlauf der $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten vom idealen exponentiellen Verlauf (Abb. 58) können durch Änderungen in der Sedimentationsrate (z.B. Verdünnungseffekte bei hohen Raten) und/oder durch Änderungen der deponierten $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichte im betrachteten Zeitintervall verursacht werden. Sind diese Abweichungen nur durch Änderungen in der Sedimentationsrate bedingt, kann ein grobes Altersmodell anhand der $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ -Verhältnisse und ein genaueres Altersmodell anhand des „Constant Flux“ Modells (siehe Abschnitt 2.4.3) ermittelt werden.

5.2.1.2 $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ Verhältnisse

Zur Korrektur der durch Verdünnungseffekte verursachten Konzentrationsschwankungen berechnet man das $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ Verhältnis. Aufgrund der langen Halbwertszeit von ^{10}Be zerfällt dieses Verhältnis (Abb. 59) mit der Halbwertszeit von ^{230}Th . Bei logarithmischer Darstellung ist aus der Steigung der Regressionsgeraden eine mittlere Sedimentationsrate von $1,85 \pm 0,05 \text{ cm ka}^{-1}$ ableitbar. In Abbildung 59 sind desweiteren die erwarteten $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten (horizontale Linien) unter der Annahme einer Anfangsaktivität von $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ von 5 dpm g^{-1} für die Interglazialstadien eingezeichnet.

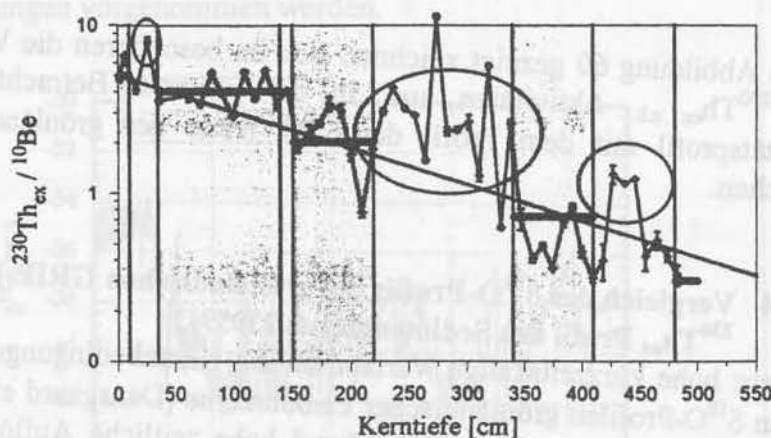


Abb. 59: $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ Verhältnisse des Sedimentkernes 23059-3 gegen die Kerntiefe

Während in den Interglazialstadien die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ Verhältnisse den radioaktiven Zerfall widerspiegeln, sind die Verhältnisse in den Glazialstadien 2, 6 und 8 deutlich größer als erwartet. Die Ursachen für die hohen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ Verhältnisse können entweder hohe $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$

Depositionsflußdichten oder niedrige ^{10}Be -Depositionsflußdichten in den jeweiligen Zeiträumen darstellen. Aufgrund der zunehmenden Eisbedeckung im Europäischen Nordmeer und im Nordpolarmeer während den Glazialstadien [Broecker und Denton, 1990] scheint ein verringerter Eintrag an ^{10}Be aus der Atmosphäre die entscheidende Größe für die erhöhten $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ Verhältnisse zu sein.

5.2.1.3 „Constant-Flux“ Modell

Basierend auf der Voraussetzung, daß die Ursache der Schwankungen der $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten in den jeweiligen Klimastadien in den Änderungen der Sedimentationsraten und nicht der Flußdichten liegt, kann mit der „Constant Flux“ Methode für jedes Isotopenstadium eine hohe zeitliche Auflösung erreicht werden. Die zerfallskorrigierten $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ ($\equiv ^{230}\text{Th}_{\text{ex z.k.}}$) Aktivitäten gegen die Alter, die aus dem „Constant Flux“ Modell berechnet wurden sind in Abbildung 60 dargestellt.

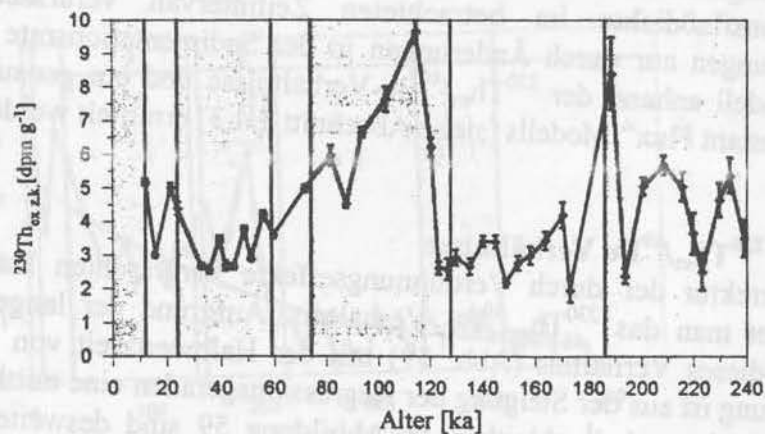


Abb. 60: Zerfallskorrigierte $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten des Sedimentkernes 23059-3 gegen die Alterskala

Wie in Abbildung 60 gezeigt zeichnen sich im besonderen die Warmstadien 5 und 7 durch hohe $^{230}\text{Th}_{\text{ex z.k.}}$ Aktivitäten aus. In der weiteren Betrachtung wird das $^{230}\text{Th}_{\text{ex z.k.}}$ Aktivitätsprofil mit dem Profil der $\delta^{18}\text{O}$ Werte des grönländischen GRIP-Eisbohrkerns verglichen.

5.2.1.4 Vergleich des $\delta^{18}\text{O}$ -Profils des grönländischen GRIP-Eisbohrkerns mit dem $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Profil des Sedimentkerns 23059-3

Die sehr hohe kurzzeitskalige Variabilität der Klimabedingungen im Nordpolarmeer wurde z.B. an $\delta^{18}\text{O}$ -Profilen grönländischer Eisbohrkerne [Dansgaard et al., 1993] nachgewiesen. In Sedimentkernen kann eine entsprechend hohe zeitliche Auflösung nicht erreicht werden. Allerdings können anhand von Sedimentkernen Klimavariationen mit Hilfe des Radionuklides ^{230}Th aufgrund seiner geringen Verweilzeit von 5 - 60 Jahren [Scholten et al., 1995] in der Wassersäule rekonstruiert werden. Die geringen Verweilzeiten verhindern großräumige Scavengingprozesse und eine Homogenisierung des Radionuklides in der Wassersäule. Insbesondere in exponierten Regionen (z.B. Kontinentalhangbereich), in denen hohe Akkumulationsraten vorliegen, können klimatisch bedingte Änderungen in der ^{230}Th Aktivität mit hoher zeitlicher Auflösung archiviert werden.

$\delta^{18}\text{O}$ -Werte vom Gisp Eisbohrkern

In Abbildung 61 sind die von Dansgaard et al. [1993] gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ Werte des Summit-Grip-Eisbohrkerns gegen die Kerntiefe in Meter aufgetragen. Je negativer die $\delta^{18}\text{O}$ Werte sind, desto tiefere Temperaturen lagen zu den gegebenen Zeitpunkten vor. Zwei wichtige Zeitmarken konnten in diesem Eisbohrkern festgelegt werden. Diese sind in Abb. 61 durch Pfeile gekennzeichnet:

Jüngere Dryas (11,5 ka B.P.) und das maritime Isotopenstadium 5 d bei 110 ka.

Ausgehend von diesem Profil zeigt sich, daß sich sowohl im Holozän (0 - 12 ka) als auch im Klimastadium 5 (74 - 128 ka) wärmere klimatische Bedingungen vorgelegen haben. Die Eiszeiten hingegen wurden durch eine Vielzahl an Interstadialen unterbrochen.

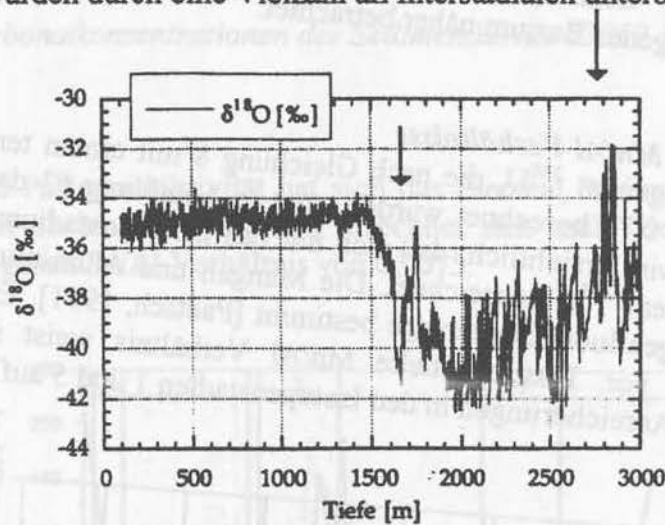


Abb. 61: $\delta^{18}\text{O}$ Werte im GRIP Eisbohrkern von SUMMIT (Grönland) (aus Baumgartner [1995])

Die Aufzeichnungen der $\delta^{18}\text{O}$ Werte gegen die geschätzten Alter nach Baumgartner [1995] sind in Abbildung 62 präsentiert. Für den Tiefenbereich von 2700 bis 3000 m konnten bisher keine Altersdatierungen vorgenommen werden.

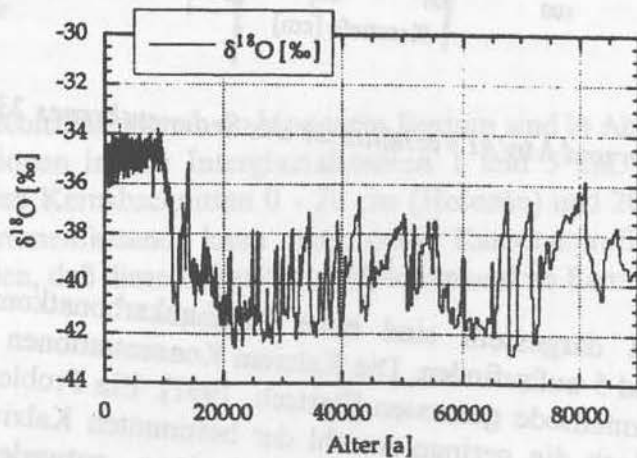


Abb. 62: $\delta^{18}\text{O}$ Werte im GRIP Eisbohrkern von SUMMIT (Grönland) gegen geschätzte Alter aufgetragen (aus Baumgartner [1995])

Vergleicht man das $^{230}\text{Th}_{\text{ex z.k.}}$ Aktivitätsprofil des Sedimentkernes 23059-3 mit dem Verlauf der $\delta^{18}\text{O}$ Werte vom GRIP Eisbohrkern, korrelieren hohe $^{230}\text{Th}_{\text{ex z.k.}}$ Aktivitäten im Altersintervall zwischen 100 und 120 ka mit hohen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten. In wärmeren Zeitabschnitten findet man demzufolge höhere $^{230}\text{Th}_{\text{ex z.k.}}$ Aktivitäten.

5.2.1.5 Sedimentologische Untersuchungen

Zur Bestimmung der Bedingungen in der Sedimentsäule werden die Mn/Al Verhältnisse, der Anteil an authigenem ^{238}U (Redoxbedingungen) und Produktivitätsindikatoren wie Kalziumkarbonat und biogenes Barium näher betrachtet.

Authigenes ^{238}U und Mn/Al Verhältnisse

Die Aktivitäten an authigenem ^{238}U , die nach Gleichung 8 mit einem terrigenen $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ Aktivitätsverhältnis von 0,75 berechnet wurden, sind in Abbildung 63 dargestellt. Aus dem Verlauf dieses Profils wird ersichtlich, daß sich nur das Isotopenstadium 6 durch deutliche Aktivitäten an authigenem ^{238}U auszeichnet. Die Mangan und Aluminium Konzentrationen wurden mit einer Röntgenfluoreszenzanlage bestimmt [Paetsch, 1991]. Es liegen jedoch nur vereinzelt Stichproben vor. Das ermittelte Mn/Al Verhältnis weist im Gegensatz zum authigenen ^{238}U Profil Anreicherungen in den Isotopenstadien 1 und 5 auf.

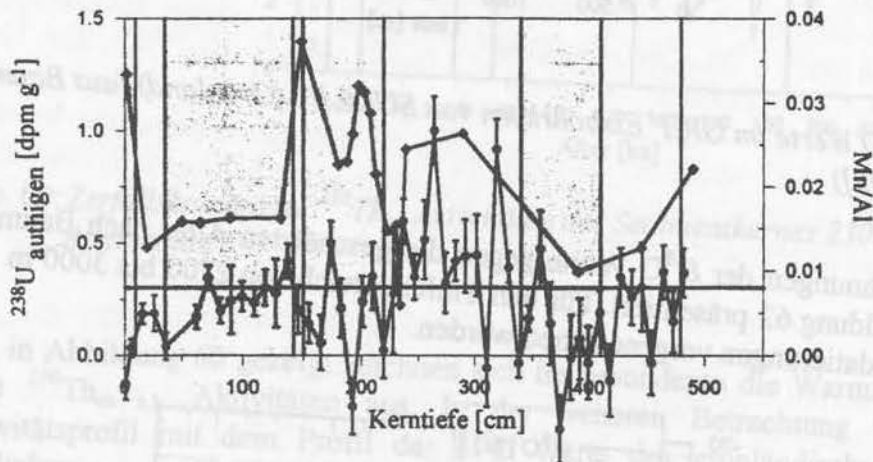


Abb. 63: *Authigenes Uran und Mn/Al Verhältnisse des Sedimentkernes 23059-3 gegen die Kerntiefe*

Kalziumkarbonat

Wie in Abbildung 64 dargestellt sind hohe Kalziumkarbonatkonzentrationen in den Interglazialstadien 1 und 5 aufzufinden. Die Kalzium Konzentrationen wurden ebenfalls mit der Röntgenfluoreszenzmethode gemessen [Paetsch, 1991]. Ein Problem für weiterführende Diskussionen stellt jedoch die geringe Anzahl der bestimmten Kalziumkarbonatwerte dar. Der Verlauf des Karbonatprofils vom 23059-3 kann entweder durch eine hohe Paläoproduktivität und/oder durch Auflösungsprozesse von Kalziumkarbonat und/oder durch Verdünnungseffekte begründet sein. Jedoch kann anhand dieses Profils nicht geklärt werden, welcher der Komponenten zu einem bestimmten Zeitpunkt dominiert.

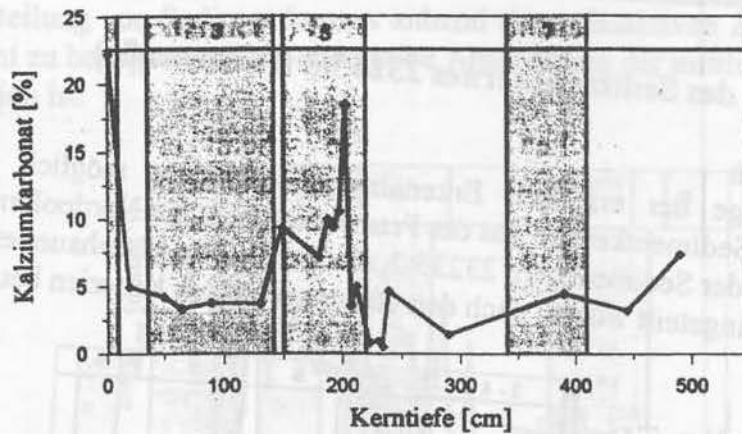


Abb. 64: Kalziumkarbonatkonzentrationen des Sedimentkernes 23059-3 gegen die Kerntiefe

Biogenes Barium

Als Indikator für die Paläoproduktivität hat sich das Element Barium [Rutsch et al., 1995] erwiesen. Der Anteil an biogenem Barium errechnet sich nach Gleichung 31 mit einem angenommenen terrigenen Ba/Al Verhältnis von 0,0075.

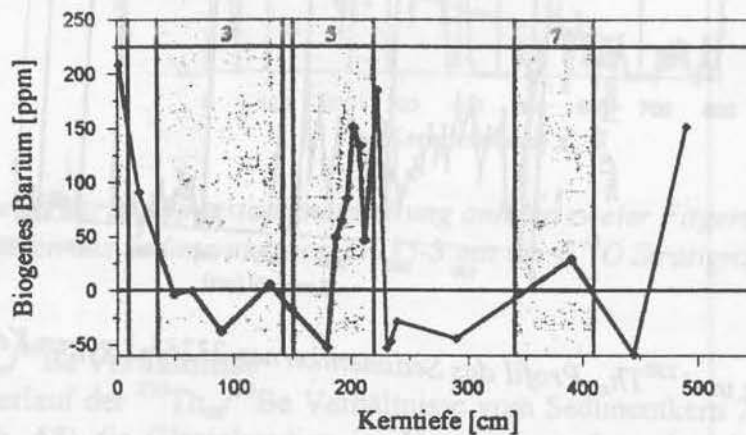


Abb. 65: Konzentrationen von biogenem Barium des Sedimentkernes 23059-3 gegen die Kerntiefe

Die berechneten Konzentrationen an biogenem Barium sind in Abb. 65 dargestellt und weisen hohe Konzentrationen in den Interglazialstadien 1 und 5 auf. Die Maxima an biogenem Barium sind in den Kernabschnitten 0 - 20 cm (Holozän) und 200 bis 220 cm (Stadium 5e) archiviert. Zusammenfassend kann aus dem Karbonatprofil und dem Bariumprofil geschlossen werden, daß diese Lokation im Holozän und im Eem biogen beeinflusst war.

den mit nde dar. ioh durch den.

5.2.2 Datierung des Sedimentkernes 23235-3 (Framstraße)

5.2.2.1 ^{10}Be , ^{230}Th

Auf der Grundlage der erzielten Erkenntnisse scheint es möglich zu sein, zeitliche Einteilungen von Sedimentkernen aus der Framstraße und dem Nordpolarmeer vorzunehmen. Im folgenden soll der Sedimentkern 23235-2, der bereits von Eisenhauer et al. [1994] bis zum Klimastadium 6 eingeteilt wurde, nach den oben angeführten Kriterien beurteilt werden.

Coccolith

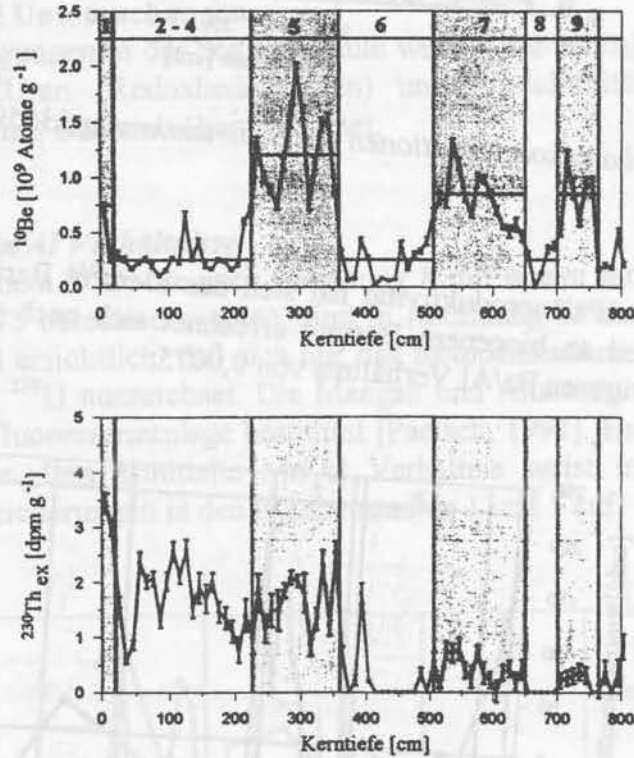


Abb. 66: ^{10}Be und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Profil des Sedimentkernes 23235-3 gegen Kerntiefe

Das ^{10}Be -Profil (Abb. 66) ist nahezu identisch mit dem Profil vom 23059-3 und enthält ebenfalls drei Bereiche, die durch hohe ^{10}Be -Konzentrationen gekennzeichnet sind. Diese Abschnitte können in Analogie zum Norwegenkern 23059-3 mit den Klimastadien 5, 7 und 9 in Verbindung gebracht werden. Der Klimaübergang 6/5 kann bei diesem Sedimentkern sowohl durch das ^{10}Be -Profil (hohe ^{10}Be Konzentrationen im Isotopenstadium 5) als auch durch das $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Profil (deutliche Aktivitätserhöhung am Isotopenübergang) in der Kerntiefe von 360 cm fixiert werden. Das $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Profils zeichnet sich weiterhin durch höhere $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten in den Isotopenstadien 7 und 9 verglichen mit den Glazialen 6, 8 und 10 aus.

5.2.2.2 Exponentieller Zerfall der $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten

In Abbildung 67 soll gezeigt werden, ob es möglich ist, die Einteilung der Isotopenstadien, basierend auf dem ^{10}Be -Profil, durch einen exponentiellen Fit an die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten zu reproduzieren. Hierbei werden an die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten vom 23235-3 zwei Fitgeraden gelegt, die sich nur im ausgewählten Fitintervall unterscheiden. Die erste Fitgerade umfasst dabei den gesamten $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Bereich von 0 bis 800 cm. Das zweite Fitintervall erstreckt sich von 0 bis 500 cm. Es zeigt sich, daß die erste Fitgerade, die den gesamten $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Bereich (0 - 800 cm) umfaßt, die Alterseinteilung besser widerspiegelt. Demzufolge ist der exakten

zeitlichen Einteilung von Sedimentkernen anhand des radioaktiven Zerfalls von $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ mit großer Vorsicht zu begegnen, wobei eine grobe Abschätzung der mittleren Sedimentationsrate dennoch möglich ist.

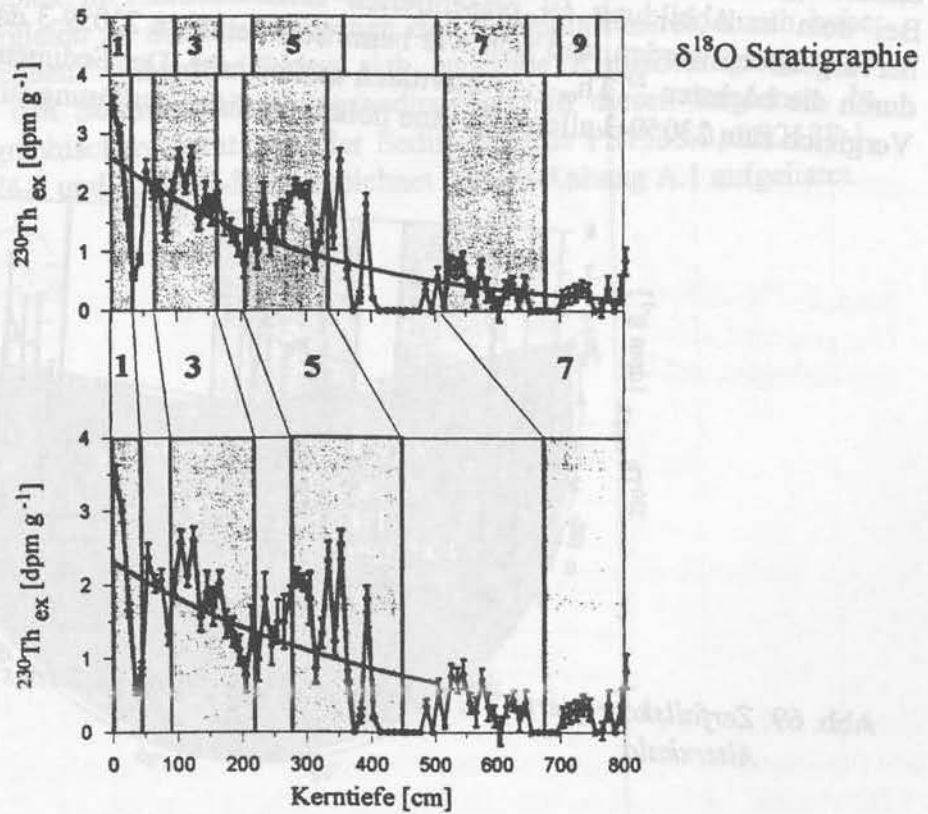


Abb. 67: Vergleich der Isotopenstadieneinteilung anhand zweier Fitgeraden an die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten des Sedimentkernes 23235-3 mit der $\delta^{18}\text{O}$ Stratigraphie

5.2.2.3 $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ Verhältnisse

Analog zum Verlauf der $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ Verhältnisse vom Sedimentkern 23059-3 zeichnen sich auch hier (Abb. 68) die Glazialstadien im Vergleich zu Interglazialstadien durch erhöhte $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ Verhältnisse aus. Es ist ein deutlicher radioaktiver Zerfall zu erkennen mit einer mittleren Sedimentationsrate von $2,80 \text{ cm ka}^{-1}$.

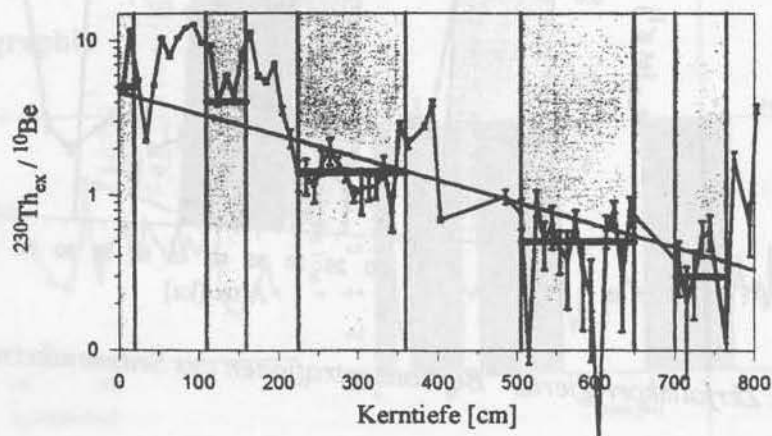


Abb. 68: $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ Verhältnisse des Sedimentkernes 23235-3 gegen die Kerntiefe

5.2.2.4 „Constant-Flux“ Model

Bei dem in Abbildung 69 präsentierten zerfallskorrigierten $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitätsprofil soll hervorgehoben werden, daß sich wie beim Sedimentkern 23059-3 das Stadium 5 d (110 ka) durch die höchsten $^{230}\text{Th}_{\text{ex z.k.}}$ Aktivitäten auszeichnet. Der Sedimentkern 23235-3 weist im Vergleich zum 23059-3 allerdings eine höhere zeitliche Auflösung auf.

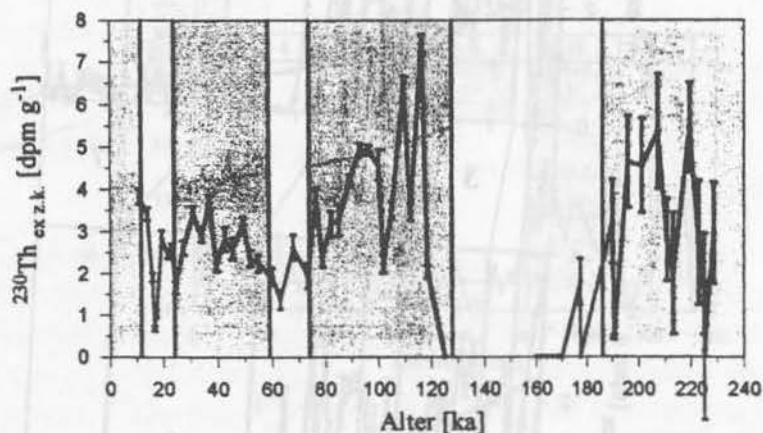


Abb. 69: Zerfallskorrigierte $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten des Sedimentkernes 23235-3 gegen die Alterskala

5.2.2.5 Altersprofil der ^{10}Be -Konzentrationen

In Abbildung 70 sind die zerfallskorrigierten ^{10}Be Konzentrationen gegen die aus dem „Constant-Flux“ Modell erhaltenen Alter aufgetragen. Der in Abbildung 70 gewählte Bereich ist an den bisher bekannten Altersbereich des SUMMIT und des VOSTOK Eisbohrkernes angepaßt. Die ^{10}Be Konzentrationen weisen nur höhere Werte im Altersintervall von 32 bis 42 ka auf. Dieses Altersintervall ist, wie in Abschnitt 3.2.2 gezeigt, mit den erhöhten ^{10}Be Konzentrationen („Raisbeck Peak“) in den Eisbohrkernen identisch.

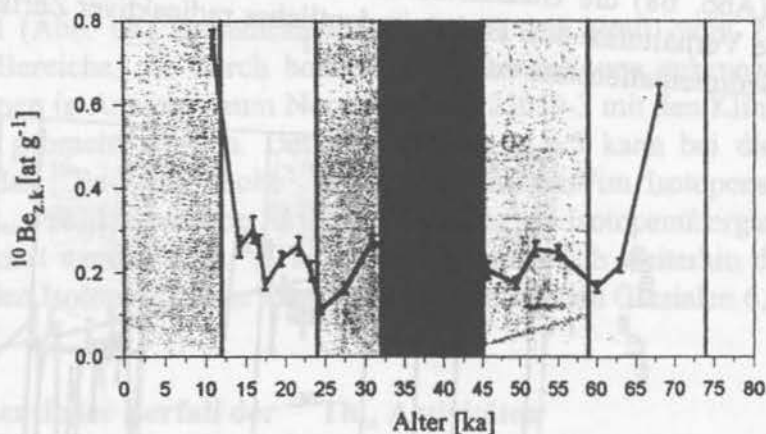


Abb. 70: Zerfallskorrigierte ^{10}Be Konzentrationen des Sedimentkernes 23235-3 gegen Alter

5.3 Datierungen von Sedimentkernen aus dem Kontinentalhangbereich der Barents- und der Laptev See und dem Yermak Plateau

Die Betrachtung der Hanggebiete im Arktischen Ozean ist von wesentlicher Bedeutung, weil sich diese Regionen im Vergleich zu den Tiefseebecken des Nordpolarmeeres, durch hohe Akkumulationsraten auszeichnen. Weiterhin führen sich ändernde Klimabedingungen zu drastischen Variationen in den Sedimentablagerungsbedingungen in diesen Regionen. In Abbildung 71 sind die geographischen Lokationen der Sedimentkerne PS1533-3, PS2138-1, PS2456-3, PS2471-4, PS2474-3 und PS2757-8 eingezeichnet und im Anhang A.1 aufgelistet.

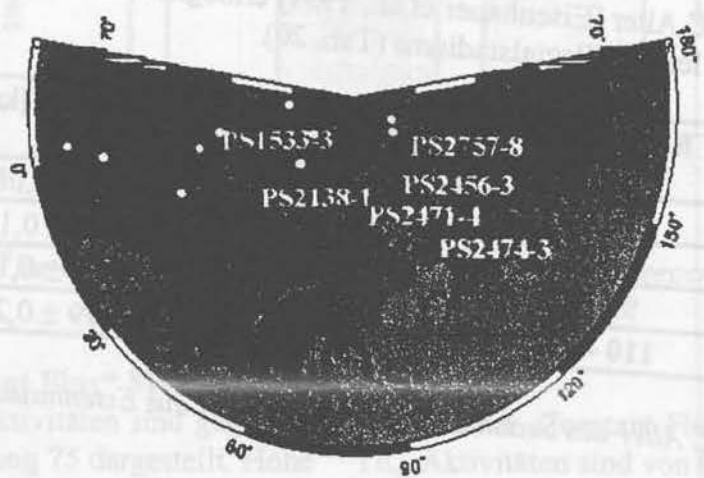


Abb. 71: Lokationen der Sedimentkerne PS2138-1, PS2456-3, PS2471-4, PS2474-3 und PS2757-8

5.3.1 Datierung des Sedimentkernes PS1533-3 (Yermak Plateau)

Dieser Sedimentkern wurde 1992 in der Diplomarbeit von G. Hentzschel (^{10}Be , ^{230}Th) bearbeitet und von Eisenhauer et al. [1994] veröffentlicht. Die stratigraphische Einteilung erfolgte anhand der $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie, Magnetostratigraphie, ^{14}C -Alter, $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ und ^{10}Be Profile.

5.3.1.1 $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie

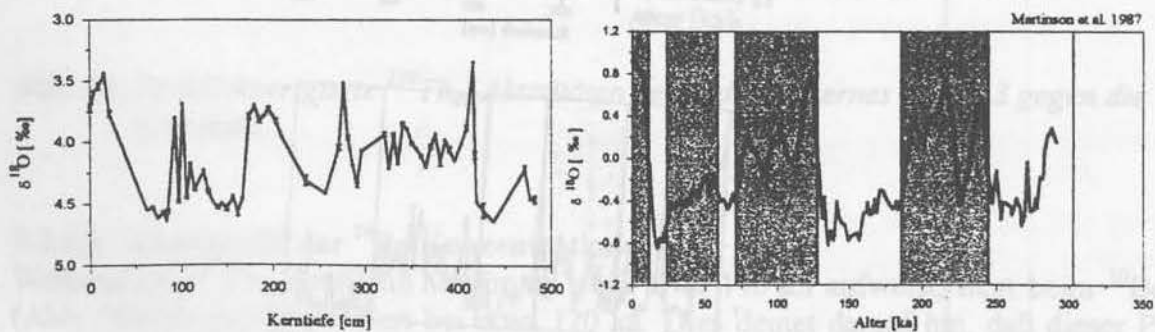


Abb. 72: $\delta^{18}\text{O}$ Stratigraphie des Sedimentkernes PS1533-3 [Köhler, 1991] und die generalisierte $\delta^{18}\text{O}$ Stratigraphie von Martinson et al., [1984]

Der Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie [Köhler, 1991] des Sedimentkernes PS1533-3 mit der generalisierten $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie von Martinson et al. [1984] (Abb. 72) verdeutlicht die Schwierigkeiten bei der Festlegung der einzelnen Isotopenstadien. Der unterschiedliche Verlauf der $\delta^{18}\text{O}$ Werte ist im Gebiet hoher nördlicher Breiten oft dadurch bedingt, daß das eigentliche klimatische Signal von Schmelzwassersignalen überlagert wurde. Diese lokalen Schmelzwasserereignisse führen dazu, daß die in der Wassersäule lebenden Foraminiferen ein isotopisch zu leichtes Sauerstoffsignal archivieren.

5.3.1.2 ^{14}C -Alter

Die von ermittelten ^{14}C Alter [Eisenhauer et al., 1994] ermöglichen eine genauere Zuordnung des Holozäns und des letzten Glazialstadiums (Tab. 20).

Kernbereich [cm]	mittl. Kerntiefe [cm]	^{14}C -Alter [ka]
15 - 16	15,5	6,16 ± 0,08
84 - 85	84,5	17,87 ± 0,18
92 - 93	92,5	18,16 ± 0,13
110 - 111	110,5	22,79 ± 0,20

Tab. 20: ^{14}C Alter des Sedimentkernes PS1533-3 (aus Eisenhauer et al [1994])

5.3.1.3 ^{230}Th , ^{10}Be

Vergleicht man die ^{10}Be und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Profile des PS1533-3 (Abb. 73) mit den Profilen vom 23059-3, so erkennt man, daß auch bei diesem Sedimentkern auf dem Yermak-Plateau höhere ^{10}Be Konzentrationen in den Isotopenstadien 1 und 5 und deutlich niedrigere Konzentrationen in den Stadien 2 - 4 vorliegen. Das $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Profil weist, wie beim Kern 23059-3, die markanten Aktivitätsänderungen an den Übergängen 2/1 und 6/5 auf.

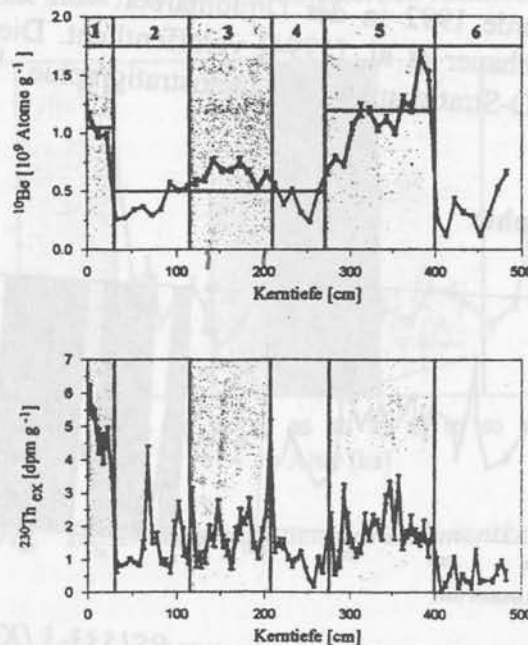


Abb. 73: ^{10}Be und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Profil des Sedimentkernes PS1533-3 gegen Kerntiefe

5.3.1.4 $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ Verhältnis

Im Gegensatz zu den $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ Verhältnissen der Sedimentkerne 23059-3 und 23235-3 ist bei dem in Abbildung 74 dargestellten Profil zwar eine Abnahme zu erkennen, es kann jedoch keine eindeutige Fitgerade bestimmt werden. Aus diesem Profil kann demzufolge keine zeitliche Einteilung dieses Sedimentkernes vorgenommen werden.

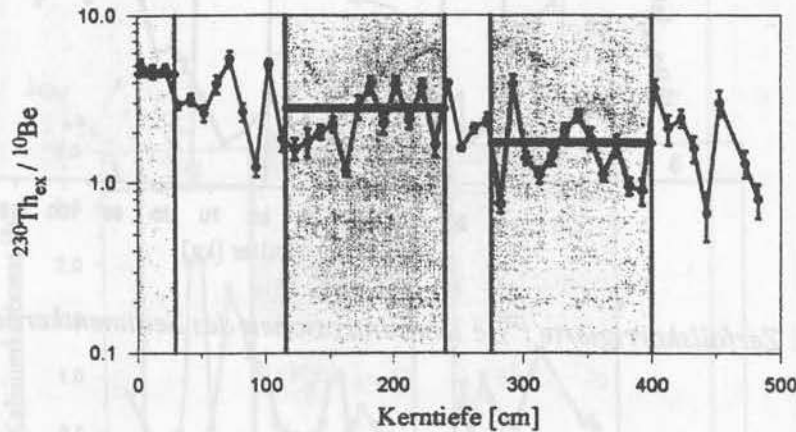


Abb. 74: $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ Verhältnisse des Sedimentkernes PS1533-3 gegen die Kerntiefe

5.3.1.5 „Constant Flux“ Modell

Die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ z.k. Aktivitäten sind gegenüber den aus dem „Constant Flux“ Modell berechneten Altern in Abbildung 75 dargestellt. Hohe $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten sind von 0 - 10 ka (Holozän) und bei etwa 15, 20 (Glazial 2), 25, 30, 40, 50 (Interglazial 3), 80, 100 und 110 ka (Interglazial 5) aufzufinden. Ein Vergleich mit dem Profil der $\delta^{18}\text{O}$ Werte vom GRIP Eisbohrkern zeigt einen nahezu identischen Verlauf der beiden Profile.

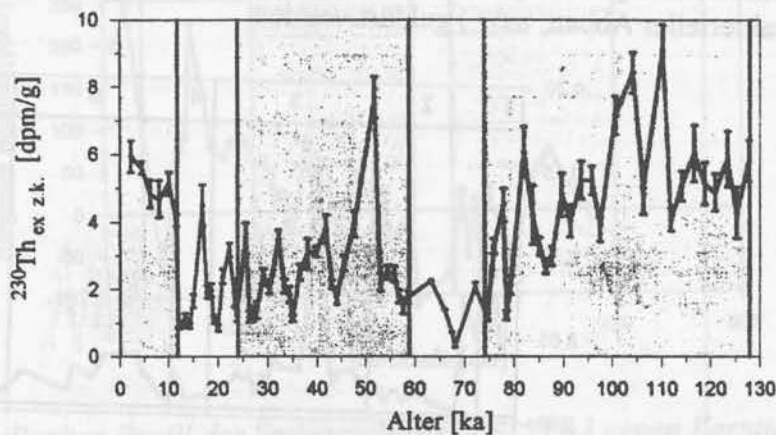


Abb. 75: Zerfallskorrigierte $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten des Sedimentkernes 23235-3 gegen die Alterskala

5.3.1.6 Altersprofil der ^{10}Be Konzentrationen

Während das $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Profil ein Maximum bei etwa 110 ka aufweist, liegt beim ^{10}Be -Profil (Abb. 76) der maximale Wert bei etwa 120 ka. Dies deutet darauf hin, daß dieser Peak als Folge der abschmelzenden Eismassen entstanden sein könnte. Der Raisbeck-Peak ist bei etwa 37 ka erkennbar, wenn auch nicht so ausgeprägt wie in den Eisbohrkernen.

R. Lander

herin
Fliese

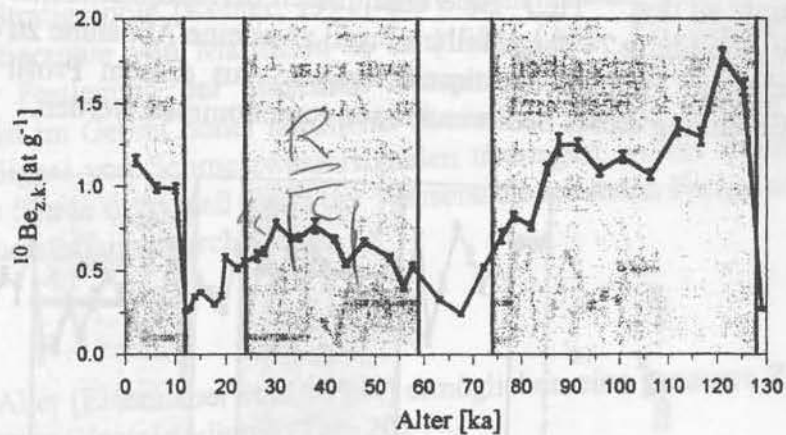


Abb. 76: Zerfallskorrigierte ^{10}Be Konzentrationen des Sedimentkernes PS1533-3 gegen Alter

5.3.1.7 Sedimentologische Untersuchungen

Mn/Al-Verhältnisse

Im Gegensatz zum Mn/Al-Profil des Sedimentkernes 23059-3 (Abb. 63) sind an den Klimaübergängen 2/1 und 6/5 des Sedimentkernes PS1533-3 (Abb. 77) keine Anreicherungen aufzufinden. Das Profil weist nur in den Kernabschnitten von 160 bis 145 cm und von 50 cm bis 0 cm deutlich höhere Werte als das terrigene Mn/Al-Verhältnis von 0,0044 auf. Es zeigt sich, daß bei diesem Sedimentkern die in vielen Sedimentprofilen vorgefundene Mangananreicherung an der Isotopenstadiengrenze 6/5 [Frank, 1996] nicht archiviert wurde. Ursachen für die mögliche Nichterhaltung des Mn/Al-Peaks an diesem Klimaübergang muß durch Modellierungen der geochemischen Prozesse in der Sedimentsäule (Durchlüftungstiefe, Mikrobakterieller Abbau, usw.) geklärt werden.

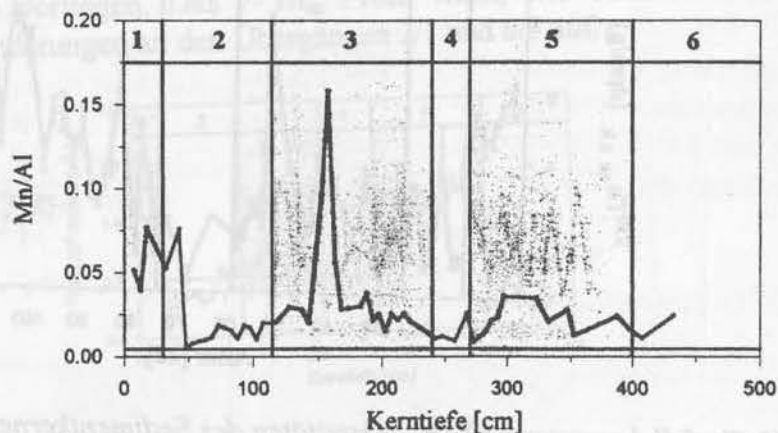


Abb. 77: Mn/Al Profil des Sedimentkernes PS1533-3 gegen Kerntiefe

Paläoproduktivität

Als Tracer für Paläoproduktivität sind an diesem Kern die Konzentrationsprofile von Kalziumkarbonat (Abb. 78) und biogenem Barium (Abb. 79) bestimmt worden. Die beider Tracer deuten auf einen biogenen Anteil im Holozän und Glazialstadium 2 hin, während keine Produktivität in den Isotopenstadien 3, 4 und 5 vorlag. Aus diesen Untersuchungen kann gefolgert werden, daß sich die geochemischen Abläufe in diesem Randgebiet de

Arktischen Ozeans von den Prozessen in der Tiefseeebene (z.B. 23059-3) des Europäischen Nordmeeres unterscheiden. Anhand des Verlaufs des Kalziumkarbonat bzw. biogenen Barium Profils ist es demzufolge in den Kontinentalhanggebieten des Arktischen Ozeans nicht möglich Tiefenbereiche erhöhter Produktivität mit bestimmten Isotopenstadien in Relation zu setzen.

Kalziumkarbonat

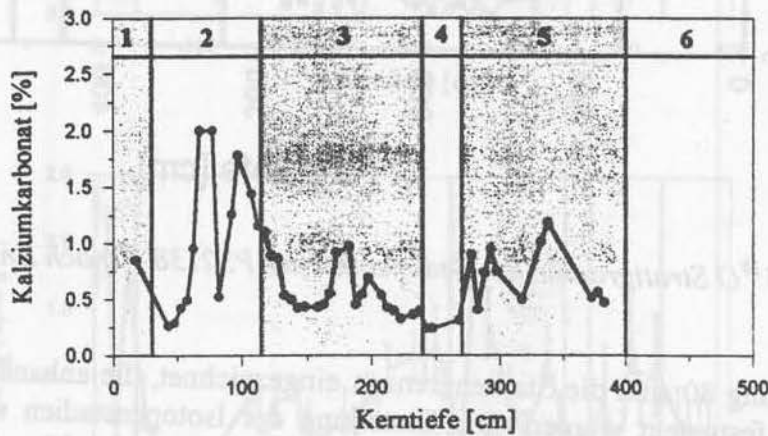


Abb. 78: Kalziumkarbonat Profil des Sedimentkernes PS1533-3

Biogenes Barium

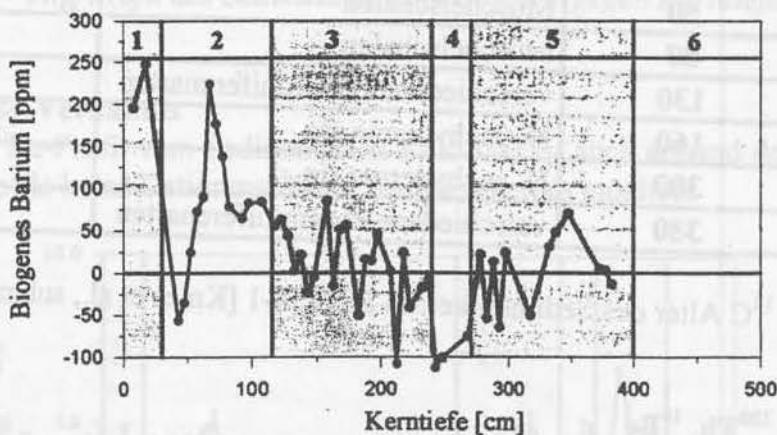


Abb. 79: Biogenes Barium Profil des Sedimentkernes PS1533-3 gegen Kerntiefe

5.3.2 Datierung des Sedimentkernes PS2138-1 (Kontinentalhang der Barents See)

An diesem Sedimentkern wurden ¹⁴C-Alter (Tab.21) und δ¹⁸O Werte (Abb. 80) gemessen [Knies et al., subm.]. Basierend auf diesen Untersuchungen konnte dieser Sedimentkern von Knies in die Klimastadien 1 - 6 eingeteilt werden.

5.3.2.1 $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie

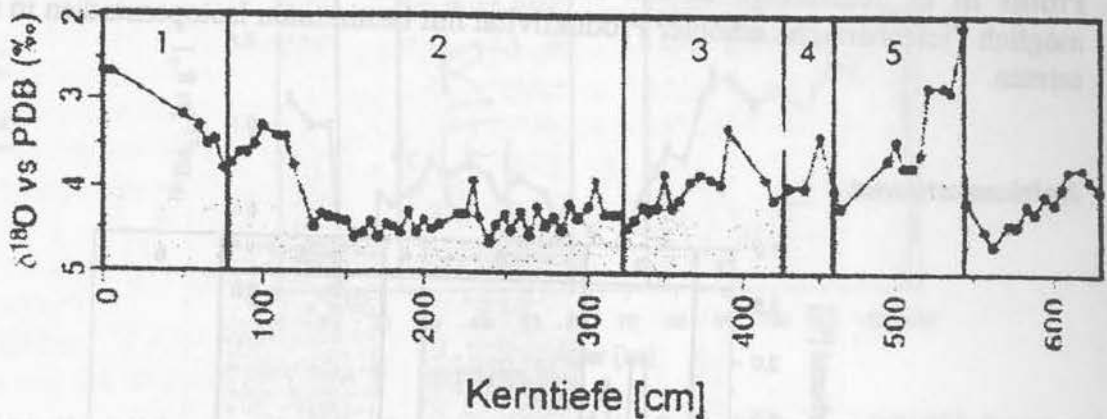


Abb. 80: $\delta^{18}\text{O}$ Stratigraphie des Sedimentkernes PS2138-1 (nach Knies et al. [subm.])

In Abbildung 80 sind die Stadiengrenzen eingezeichnet, die anhand der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und der ^{14}C -Alter festgelegt wurden. Die Einteilung der Isotopenstadien wurde bei Schulz [1997] ausführlich diskutiert.

5.3.2.2 ^{14}C Alter

Kerntiefe [cm]	Untersuchtes Material	korrigiertes ^{14}C -Alter [ka]
50	Muschelschalen	$13,02 \pm 0,11$
80	Muschelschalen	$12,60 \pm 0,14$
130	verschiedene Foraminiferenarten	$15,41 \pm 0,13$
160	N. pachyderma sin.	$16,23 \pm 0,21$
300	N. pachyderma sin.	$20,04 \pm 0,33$
380	verschiedene Foraminiferenarten	$34,90 \pm 0,13$

Tab. 21: ^{14}C Alter des Sedimentkernes PS2138-1 [Knies et al., subm.]

5.3.2.3 ^{230}Th , ^{10}Be

Die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ und ^{10}Be -Profile (Abb. 81) sind im Glazialstadium 2 durch niedrige Aktivitäten bzw. Konzentrationen gekennzeichnet. Diese niedrigen Gehalte sind aufgrund der hohen Akkumulationsraten in diesem Zeitraum durch Verdünnungseffekte verursacht worden. Weiterhin zeigt sich der charakteristische Verlauf im ^{10}Be -Profil mit hohen Konzentrationen in den Isotopenstadien 1 und 5 und niedrigeren Konzentrationen in den Stadien 2 - 4. Im Sedimentkern PS2138-1 können anhand des $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ und ^{10}Be -Profils zwei weitere Zeitmarker gesetzt werden. Dabei wird einerseits in der Kerntiefe von 400 cm die erhöhte ^{10}Be -Konzentration im Isotopenstadium 3 dem Raisbeck-Peak (37 ka) zugeordnet und andererseits in 510 cm Tiefe die maximale $^{230}\text{Th}_{\text{ex z.k.}}$ Aktivität mit dem Alter von 110 ka (Vergleich mit dem $^{230}\text{Th}_{\text{ex z.k.}}$ Profil des Sedimentkerns 23235-3) gleichgesetzt.

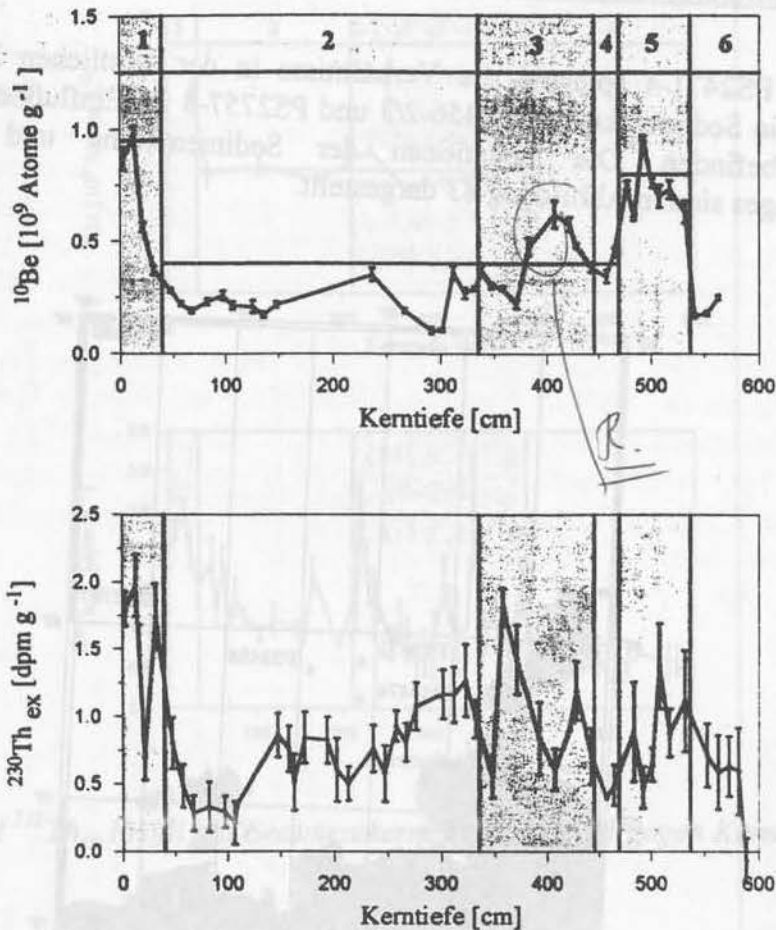


Abb. 81: ^{10}Be und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Profil des Sedimentkernes PS2138-1 gegen Kerntiefe

5.3.2.4 $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ -Verhältnis

Wie beim $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ -Profil vom Sedimentkern PS1533-3 ist auch anhand des in Abbildung 82 dargestellten Profils keine Datierung dieses Sedimentkernes möglich.

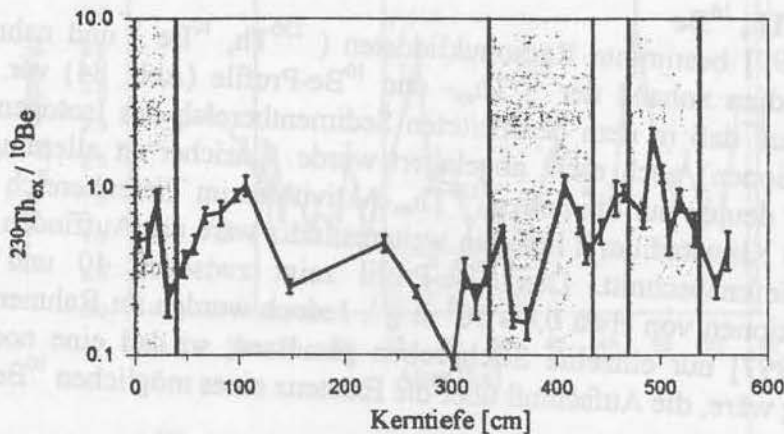


Abb. 82: $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ Verhältnisse des Sedimentkernes PS2138-1 gegen die Kerntiefe

5.3.3 Datierung des Sedimentkernes PS2456-2/-3 (Laptev See)

Um die Akkumulationsbedingungen im Kontinentalhangbereich der Laptev See zu erfassen, wurden an vier Sedimentkernen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ und ^{10}Be -Profile aufgenommen. Die Sedimentkerne

PS2474-3 und PS2471-4 spiegeln die Verhältnisse in der westlichen Laptev See wider, während sich die Sedimentkerne PS2456-2/3 und PS2757-8 im Einflußbereich der östlichen Laptev See befinden. Die Lokationen der Sedimentkerne und das Profil des Kontinentalhanges sind in Abbildung 83 dargestellt.

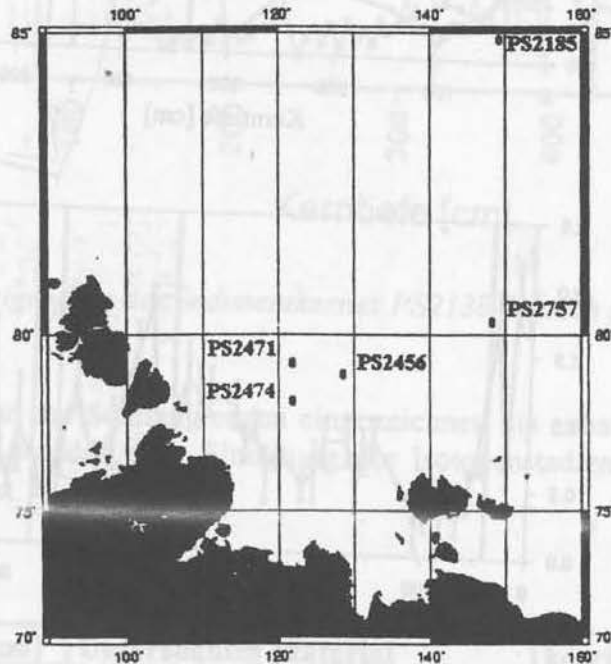


Abb. 83: Lokationen der Sedimentkerne PS2456-2/3, PS2471-4, PS2474-3 und PS2757-8 im Bereich der Laptev See

5.3.3.1 ^{230}Th , ^{10}Be

Schulz [1997] bestimmte Radionuklidaten (^{230}Th , ^{10}Be) und nahm eine Einteilung der Isotopenstadien anhand der $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ - und ^{10}Be -Profile (Abb. 84) vor. Aus dem ^{10}Be -Profil erkennt man, daß in dem bearbeiteten Sedimentbereich das Isotopenstadium 5 (hohe ^{10}Be Konzentrationen) noch nicht abgelagert wurde. Unsicher ist allerdings der Klimaübergang 3/2. Bisher deuten nur die hohen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitäten im Tiefenbereich zwischen 210 und 405 cm auf das Klimastadium 3 hin. Ein weiteres Indiz wäre das Auffinden des Raisbeck-Peaks in diesem Tiefenabschnitt. Das ^{10}Be -Profil zeigt zwischen 40 und 400 cm einheitliche Konzentrationen von etwa $0,4 \cdot 10^9 \text{ at g}^{-1}$. Jedoch wurden im Rahmen der Diplomarbeit von Schulz [1997] nur einzelne Stichproben gemessen, so daß eine noch dichtere Beprobung notwendig wäre, die Aufschluß über die Existenz eines möglichen ^{10}Be -Peak geben kann.

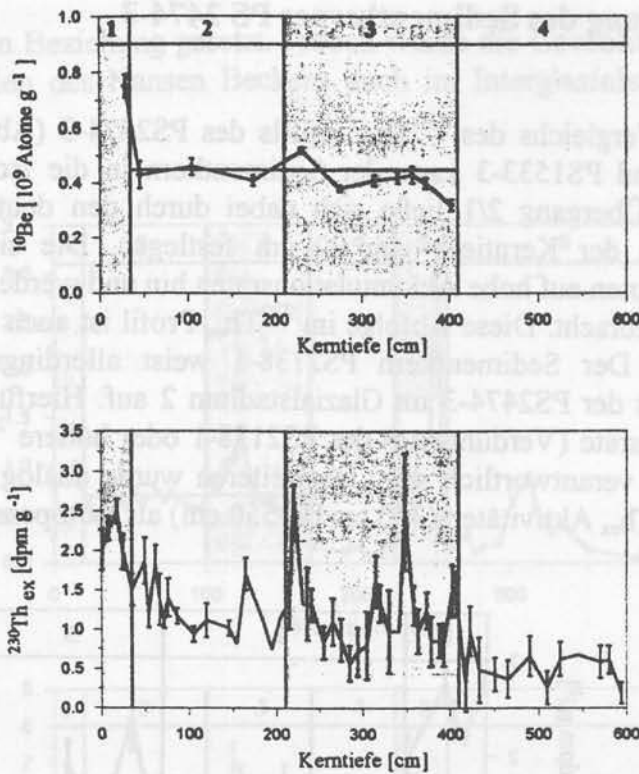


Abb. 84: ^{10}Be und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Profil des Sedimentkernes PS2456-2/3 gegen Kerntiefe

5.3.3.2 „Constant Flux“ Modell

Geht man von der oben dargestellten Datierung aus, kann mit Hilfe des Constant Flux Modells eine Altersmodell erstellt werden. Man erkennt in Abbildung 85, daß hohe Aktivitäten bei 20 ka, 25 - 30 ka, 40 ka und 50 ka vorliegen. Diese Abfolge ist in Übereinstimmung zu den erzielten Ergebnissen vom Sedimentkern PS1533-3.

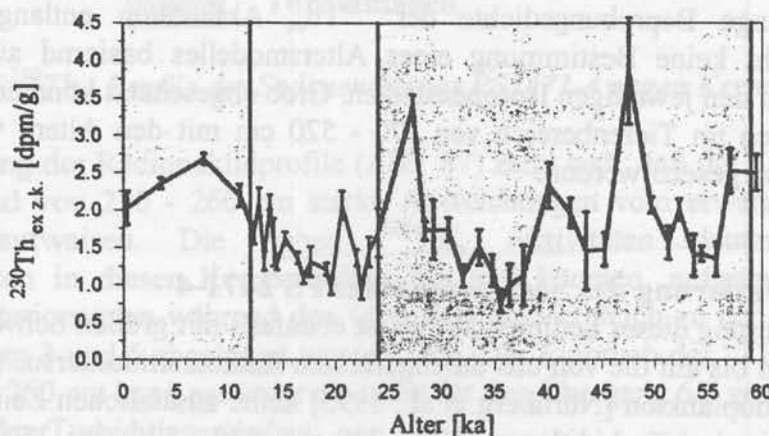


Abb. 85: Zerfallskorrigierte $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten des Sedimentkernes PS2456-2/3 gegen Alter

5.3.4 Datierung des Sedimentkernes PS 2474-3

^{230}Th

Anhand des Vergleichs des $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Profils des PS2474-3 (Abb. 86) mit den Profilen vom PS2456-2/3 und PS1533-3 kann der Sedimentkern in die Isotopenstadien 1 - 4 eingeteilt werden. Der Übergang 2/1 ließe sich dabei durch den deutlichen Gradienten an $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten in der Kerntiefe von 90 cm festlegen. Die sich anschließenden niedrigen Aktivitäten deuten auf hohe Akkumulationsraten hin und werden mit dem Glazialstadium 2 in Verbindung gebracht. Diese Abfolge im $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Profil ist auch beim Sedimentkern PS2138-1 zu erkennen. Der Sedimentkern PS2138-1 weist allerdings deutlich niedrigere $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten als der PS2474-3 im Glazialstadium 2 auf. Hierfür kann entweder eine größere Akkumulationsrate (Verdünnung) des PS2138-1 oder höhere $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten des PS2474-3 verantwortlich sein. Desweiteren wurde analog zum PS2456-1/2 der Bereich mit hohen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten (360 cm bis 550 cm) als Isotopenstadium 3 identifiziert.

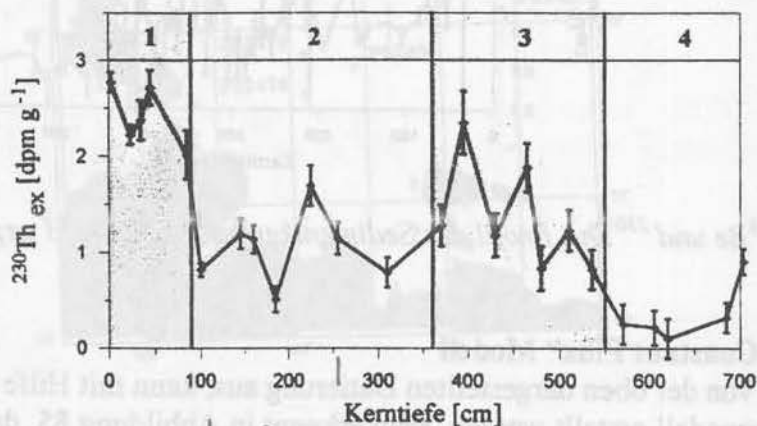


Abb. 86: $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten des Sedimentkernes PS2474-3 gegen Kerntiefe

Die geringe Beprobungsdichte der $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten entlang dieses Sedimentkernes ermöglicht keine Bestimmung eines Altersmodelles basierend auf dem „Constant Flux“-Modell in den jeweiligen Isotopenstadien. Grob abgeschätzt könnten jedoch die hohen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten im Tiefenbereich von 370 - 520 cm mit den Altern von 30, 40 und 50 ka in Beziehung gesetzt werden.

5.3.5 Datierung des Sedimentkernes PS 2471-4

Die Datierung dieses Sedimentkernes ist ebenfalls mit großen Schwierigkeiten verbunden. Es existieren bis auf die von uns durchgeführten Radionukliduntersuchungen und der Verteilung von Nannoplankton [Nürnberg et al., 1995] keine zusätzlichen Zeitinformatoren. Weiterhin führen die drei Turbiditlagen (170 - 220 cm; 270 - 320 cm; 350 - 390 cm) dazu, daß die Diskussion bezüglich der Datierung mit großer Sorgfalt durchgeführt werden muß. Nürnberg et al. [1995] zeigten anhand von Smear-Slide Analysen, daß in den obersten 400 cm die Coccolithenarten *Emiliana huxleyi* und *Geophyrocapsa* spp. abgelagert wurden, die einen Indikator für Interglazialstadien im Nordpolarmeer darstellen [Gard, 1988]. Anreicherungen sind in den obersten 50 cm, zwischen 200 und 300 cm und bei etwa 380 cm anzutreffen. Der Kernbereich zwischen 0 und 50 cm wurde von Nürnberg et al. [1995] mit dem Holozän und den Kernbereich zwischen 200 und 300 cm (*Coccolithenart Geophyrocapsa* spp.) mit dem

Interglazialstadium 5 in Beziehung gesetzt. Jedoch wurde die Coccolithenart *Geophyrocapsa* spp. in Sedimentprofilen des Nansen Beckens auch im Interglazialstadium 3 vorgefunden [Baumann, 1990].

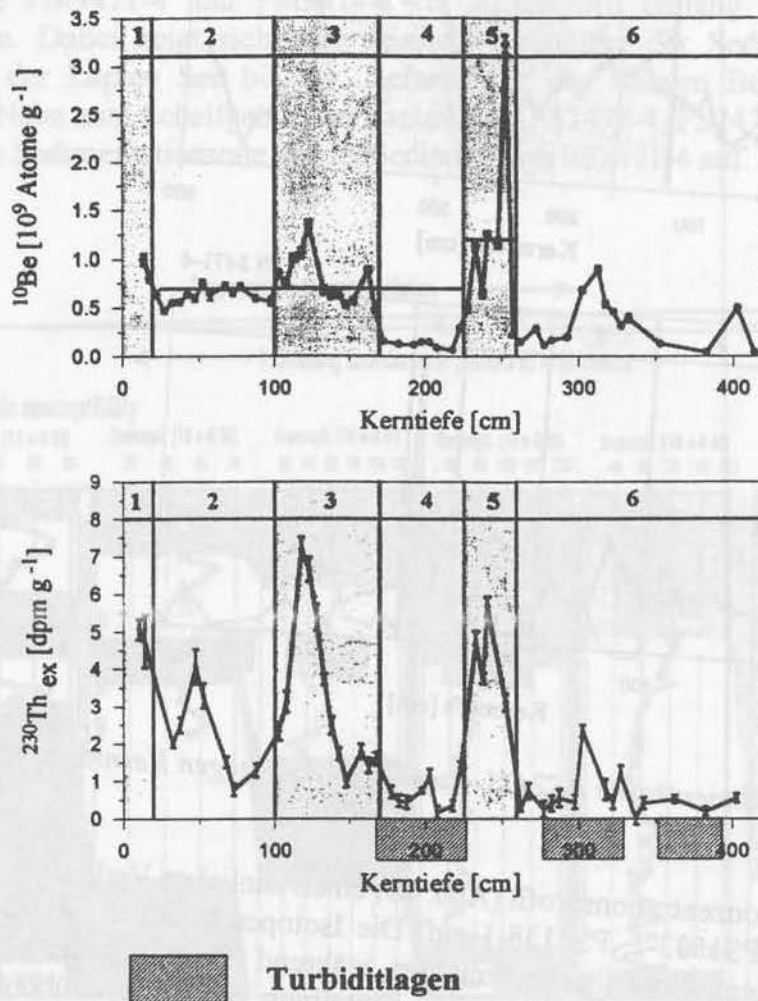


Abb. 87: ^{10}Be und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Profile des Sedimentkernes PS2471-4 gegen Kerntiefe

Bei der Betrachtung der Radionuklidprofile (Abb. 87) zeigt sich, daß die Kernabschnitte von 100 - 150 cm und von 220 - 260 cm starke Abweichungen vom erwarteten radioaktiven Zerfallsverlauf aufweisen. Die hohen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten deuten auf niedrige Sedimentationsraten in diesen Kernbereichen hin und könnten, aufgrund der erwarteten höheren Sedimentationsraten während den Glazialen im Vergleich zu den Interglazialen, in den Isotopenstadien 3 und 5 abgelagert worden sein. Der Einbruch der $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten in der Kerntiefe von 260 cm kann entweder als Indiz für den Übergang 6/5 gesehen werden oder seine Ursache in den Turbiditlagen haben.

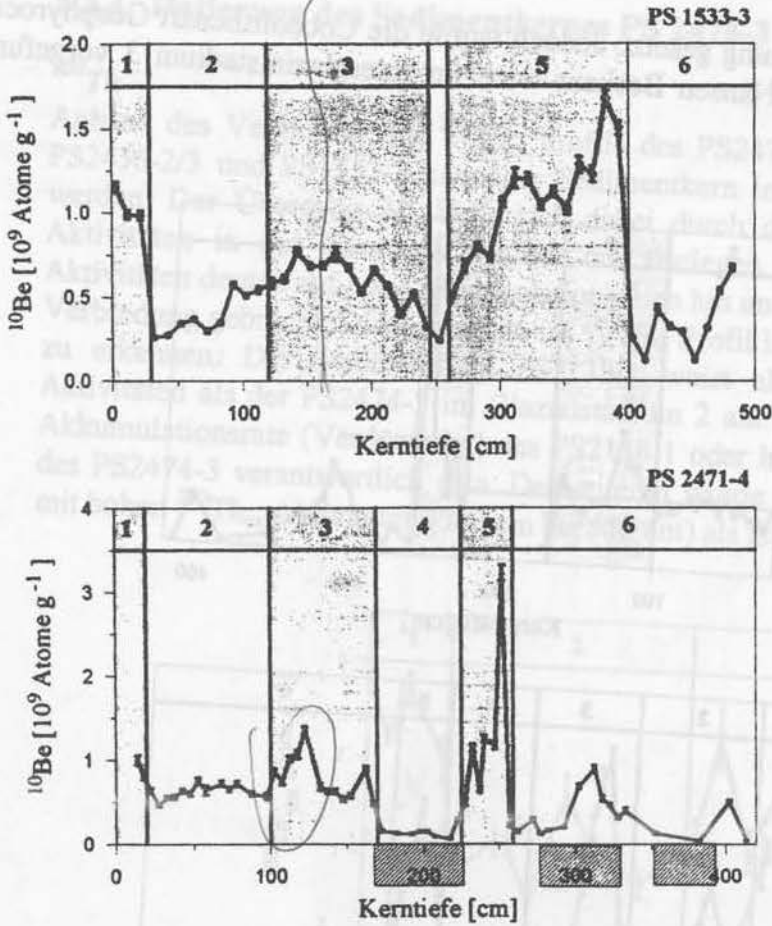


Abb. 88: ^{10}Be Profile der Sedimentkerne PS2471-4 und PS1533-3 gegen Kerntiefe

Weiterhin weist das ^{10}Be -Konzentrationsprofil (Abb. 88) einen ähnlichen Verlauf, wie bei den Sedimentkernen 23059-3, PS1533-2, PS2138-1 auf. Die Isotopenstadien 2 - 4 sind hierbei durch geringere ^{10}Be -Konzentrationen gekennzeichnet, während im Stadium 5 höhere ^{10}Be -Konzentrationen aufzufinden sind. Zur genaueren Einteilung des Isotopenübergangs 2/1 müssen die Radionuklide ^{230}Th und ^{10}Be im obersten Teil dieses Sedimentkernes noch bestimmt werden. Ein weiterer wichtiger Indikator für die Isotopenstadieneinteilung stellt der Raisbeck-Peak dar. Analog z.B. zum PS2138-1 ist, basierend auf unserer Einteilung der Isotopenstadien, in einer Kerntiefe von 115 cm ein ^{10}Be Maximum zu erkennen. Diese Tatsache unterstützt die Bestimmung des Isotopenstadiums 3. Die sich anschließende Turbiditlage ist durch niedrige $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitäten und ^{10}Be -Konzentrationen gekennzeichnet. Sedimentologische Untersuchungen in der westlichen Laptev See von Weiel [1997] haben gezeigt, daß die Turbiditlagen mit Glazialstadien korrelieren. Speziell findet man im Glazialstadium 4 ausgeprägte Sedimentschichten, die einen Sedimenteintrag in die Laptev See repräsentieren, der durch ein mächtiges Eisschild auf der Taimyr Halbinsel angetrieben wurde [Niessen, 1997]. Zu diesen Zeiten erhöhte sich der Eintrag von terrigenem Material drastisch und würde die niedrigen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ und ^{10}Be Konzentrationen im Kernbereich von 170 - 220 cm erklären. Die zeitliche Einteilung dieses Sedimentkernes anhand des $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ -Verhältnisses ist wie auch bei den anderen Sedimentkernen von den Ozeanrändern nicht möglich.

sind in den obersten 50 cm, zwischen 200 und 300 cm und bei etwa 380 cm im Kernbereich zwischen 0 und 50 cm wurde von Nürnberg et al. [1995] mit dem $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ -Verhältnis zwischen 200 und 300 cm (Coccolithinifera Geophytocapsa)

Vergleich der Suszeptibilitätskurven vom PS2471-4 und PS2474-3

An den Sedimentkernen PM9471-4, PM9472-4, PM9473-4, PM9474-3, PM9475-3, PM9476-4 und PM9477-4 vom Kontinentalhang der Laptev See wurden Suszeptibilitätsprofile [Nürnberg et al. 1995] aufgenommen, die in Abbildung 89 dargestellt sind. Hierdurch können die Sedimentkerne miteinander korreliert werden, und zusammen mit den Datierungen der Sedimentkerne PM9471-4 und PM9474-3 ein Altersprofil entlang des Kontinentalhangs erstellt werden. Dabei zeigt sich eine deutliche Erhöhung der Sedimentationsraten vom Schelfbereich der Laptev See bis zur Tiefseeebene des Nansen Beckens. Die Kerne in unmittelbarer Nähe zum Schelfgebiet der Laptev See (PS2477-4, PS2476-4) weisen eine etwa 12-fach höhere Sedimentationsrate als der Sedimentkern PS2471-4 auf.

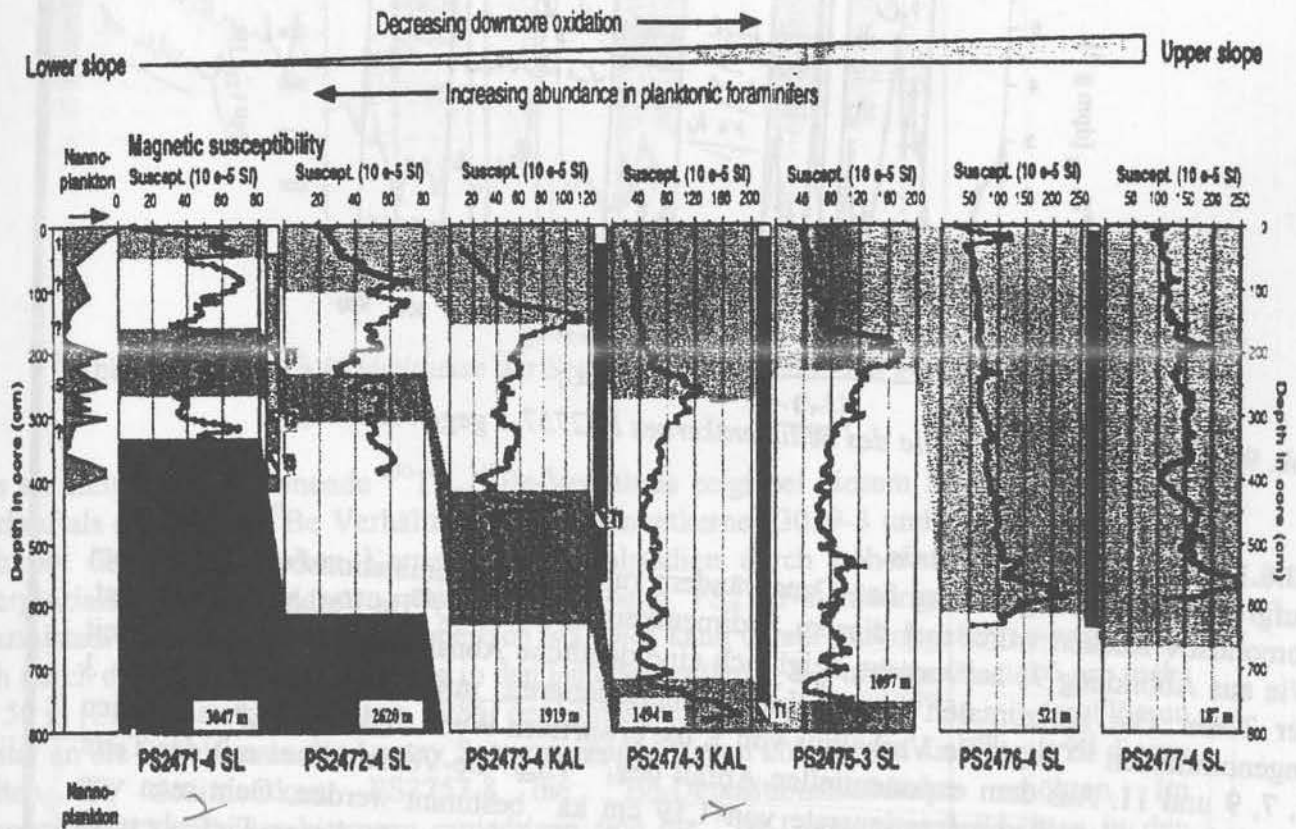


Abb. 89: Suszeptibilitätsprofile von Sedimentkernen aus dem Kontinentalhanggebiet der Laptev See (aus Nürnberg et al. [1995])

5.3.6 Datierung des Sedimentkernes PS 2757-8

Die Aufnahme der Radionuklidaten (²³⁰Th, ¹⁰Be) wurde in der Diplomarbeit von Heller [1997] durchgeführt. Das in dieser Arbeit aufgestellte Altersmodell ist in Abbildung 90 dargestellt.

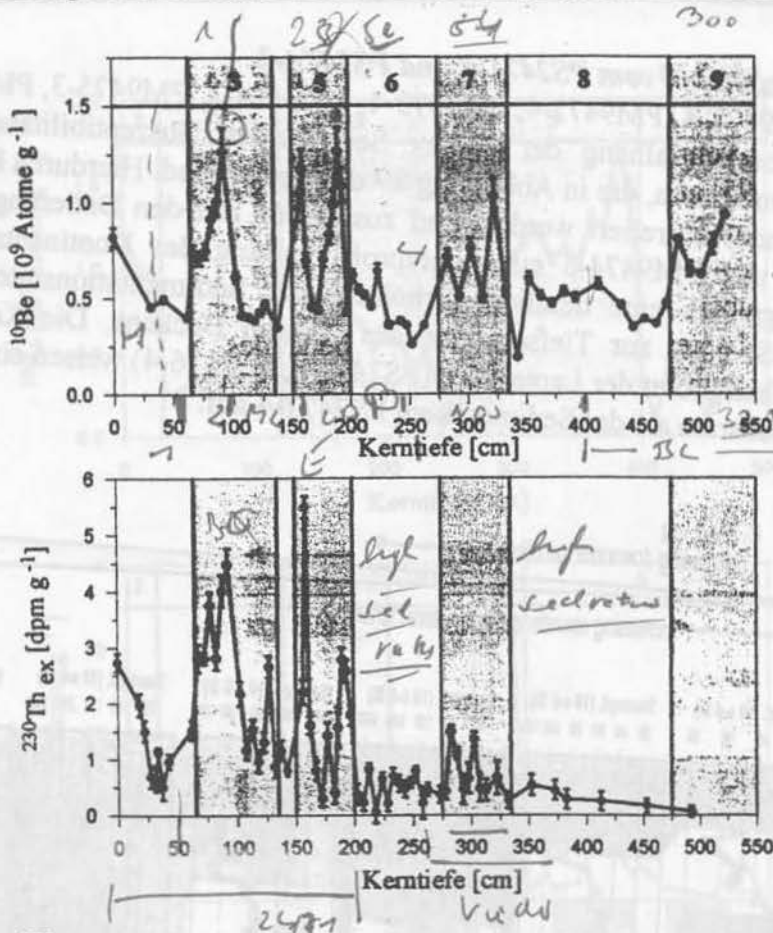


Abb. 90: ^{10}Be und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Profile des Sedimentkernes PS2757-8 gegen Kerntiefe

5.3.6.1 $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ -Verhältnis

Aufgrund der im Vergleich zu den Ozeanrändern ruhigeren Akkumulationsbedingungen am Lomonosov Rücken wurde bei diesem Sedimentkern das $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ -Verhältnis bestimmt. Wie aus Abbildung 91 hervorgeht, zeigt sich eine deutliche Abnahme des Verhältnisses mit der Tiefe. Die horizontalen blauen Linien repräsentieren, mit einem im Interstadial 3 angenommenen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ Verhältnis von 3, die erwarteten Werte in den Interglazialstadien 5, 7, 9 und 11. Aus dem exponentiellen Abfall des $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ -Verhältnisses mit der Tiefe kann eine mittlere Sedimentationsrate von $1,59 \text{ cm ka}^{-1}$ bestimmt werden. Geht man von dieser Rate bis zu einer Kerntiefe von 500 cm aus, so enthält man für diesen Tiefenbereich ein Alter von 315 ka (Isotopenstadium 9). Dies bestätigt das Altersmodell von Heller [1997].

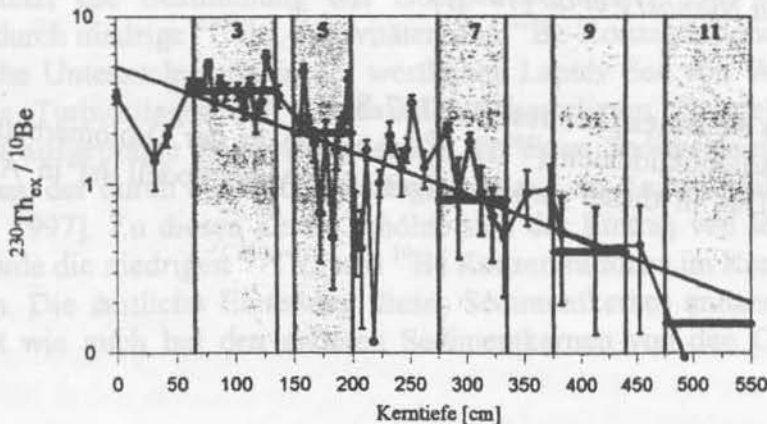


Abb. 91: $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ Verhältnisse des Sedimentkernes PS2757-8 gegen Kerntiefe

Im folgenden werden alle Indikatoren, die für die Datierung dieses Sedimentkernes von Bedeutung sind, kurz zusammengefaßt. Hierbei konnten die Klimaübergänge 2/1 und 6/5 anhand des $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Profils in den Kerntiefen von 20 cm und 200 cm festgesetzt werden. Ein weiterer Indikator für diese Einteilungen ist der Verlauf des Manganprofils (Abb. 92), indem wie z.B. beim Sedimentkern 23059-3 an den Klimaübergängen 2/1 und 6/5 hohe Mn/Al-Verhältnisse aufzufinden sind. Beim Sedimentkern PS2757-8 wurden die Mangankonzentrationen auf den terrigenen Indikator ^{232}Th normiert. Die Mn/ ^{232}Th Verhältnisse weisen in den obersten 300 cm zwei deutlich erhöhte Werte in unmittelbarer Nähe der Klimaübergänge 2/1 und 6/5 auf.

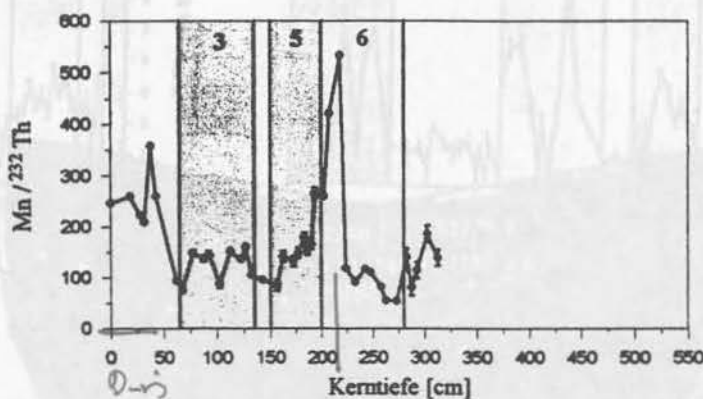


Abb. 92: Mn/ ^{232}Th Verhältnisse des Sedimentkernes PS2757-8 gegen Kerntiefe

Das als Zeitindikator dienende $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ -Verhältnis zeigt bei diesem Kern einen anderen Verlauf als die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ Verhältnisse der Sedimentkerne 23059-3 und 23235-5. Während sich bei den Norwegischen Kernen die Glazialstadien durch höhere Werte als in den Interglazialstadien auszeichnen, erkennt man beim PS2757-8 niedrige Verhältnisse im Glazialstadium 2 und im Übergangsbereich 6/5. Dies kann darauf zurückgeführt werden, daß sich durch die Meeresspiegelsenkung in den Isotopenstadien 2, 5 d und im Glazial 6 um mehr als 50 m [Chapell und Shackelton, 1986] der Eintrag von kontinentalem ^{10}Be mit den Flüssen weiter an die Schelfkante der Laptev See vorverlagert haben könnte und sich somit zu diesen Zeiten am Sedimentkern PS2757-8 die ^{10}Be -Depositionsflußdichte erhöhten. Im Europäischen Nordmeer hingegen erniedrigten sich die ^{10}Be -Depositionsflußdichten in den Glazialstadien im Vergleich zu den Interglazialen aufgrund der sich ausbreiteten Eismassen. Der Kernabschnitt von 210 bis 275 cm enthält bei konstanter Sedimentationsrate von $1,59 \text{ cm ka}^{-1}$ ein Alter von etwa 40 ka, welches die Annahme des Klimaübergangs 6/7 in der Kerntiefe von 275 cm nahezu bestätigt. Für die Einteilung des Isotopenstadiums 7 sprechen auch die hohen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitäten und ^{10}Be Konzentrationen im Kernbereich von 275 bis 325 cm. Die weitere zeitliche Einteilung ist mit großen Unsicherheiten verbunden. Heller korreliert in seinem Altersmodell die hohen ^{10}Be Konzentrationen von 475 bis 525 cm mit dem Interglazialstadium 9. Auf der Grundlage des radioaktiven Abfalls des $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ Verhältnisses könnten im Bereich zwischen 325 und 525 cm aber auch die Isotopenstadien 8 bis 11 beinhaltet sein. Im Kernbereich zwischen 325 cm und 525 cm finden sich keine markanten Einbrüche wie im Glazial 2 und im Übergangsbereich 6/5 in den $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ Werten. Dies unterstützt die zeitliche Einteilung des Sedimentkernes anhand des $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ Verhältnisses. Speziell in diesem Kern sollten weitere Datierungsmethodiken (z.B. ESR) zur Absicherung des Altersmodells hinzugezogen werden.

5.3.6.2 "Constant Flux" Modell

Ein Vergleich der $^{230}\text{Th}_{\text{ex.zk}}$ Profile der Sedimentkerne PS2757-8 und 23235-3 (Abb. 93) zeigt einen nahezu identischen Verlauf. In beiden Sedimentkernen erkennt man hohe Aktivitäten bei 30 - 50 ka, 90 ka, 110 - 120 ka und bei 200 - 220 ka. Dieser Vergleich unterstützt die zeitliche Einteilung des Sedimentkernes PS2757-8 bis zum Isotopenstadium 7.

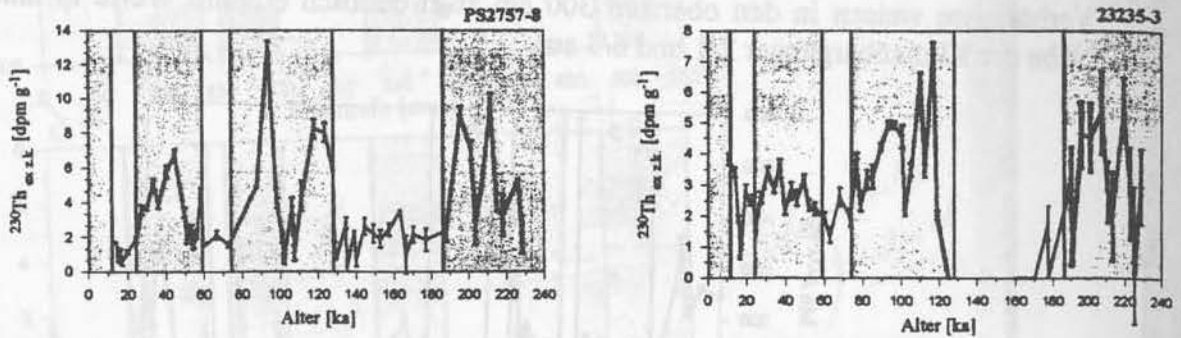


Abb. 93 Zerfallskorrigierte $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten der Sedimentkerne PS2757-8 und 23235-3 gegen Alter

5.4 Datierung von Sedimentkernen aus dem Nordpolarmeer

Analog zu den erzielten Ergebnissen im Europäischen Nordmeer sollen mit Hilfe der Radionuklidprofile (^{10}Be , $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$) die Sedimentkerne PS1521-15, PS1524-3, PS2185-3/6, PS2178-5 und PS2200-5 aus dem Nordpolarmeer datiert werden. Ein besonderes Augenmerk liegt dabei auf den Kastenlotkernen PS2185-3/6 und PS2200-5, die aufgrund der geringen Sedimentationsraten im Nordpolarmeer Klimaaufzeichnungen der letzten 1 Million Jahre enthalten könnten. In Abbildung 94 sind die geographischen Lokationen der Sedimentkerne PS1521-15, PS1524-3, PS2185-3/6, PS2178-5 und PS2200-5 eingezeichnet und im Anhang A aufgelistet.

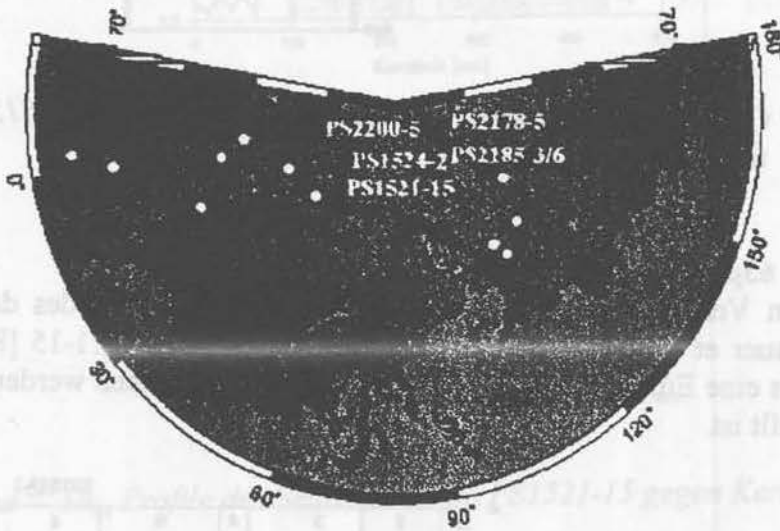


Abb. 94: Lokationen der Sedimentkerne PS1524-2, PS1521-15, PS2178-5, PS2185-3/6 und PS2200-5

5.4.1 Datierung des Sedimentkernes PS1521-15 (Nansen Basin)

Die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ und ^{10}Be -Profile wurden von Eisenhauer gemessen. Die stratigraphische Einteilung erfolgte anhand der Biostratigraphie [Nowaczyk und Baumann, 1992] und der Verteilung der Grobfraktionsanteile ($> 63\mu\text{m}$).

5.4.1.1 Biostratigraphie

Untersuchungen der Artenzusammensetzung der Coccolithen im Sedimentkern PS1521-15 (Abb. 95) wurden von Nowaczyk und Baumann [1992] durchgeführt und mit der Vergesellschaftung der Coccolithen des datierten Sedimentkernes PS1535-8 (Abschnitt 5.1.3) verglichen.

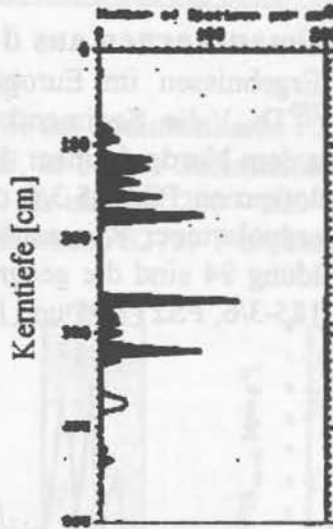


Abb. 95: *Coccolithenvergesellschaftungen des Sedimentkernes PS1521-15 (aus Nowaczyk und Baumann [1992])*

5.4.1.2 63µm Fraktion

Aus dem Vergleich des Verlaufs der Grobfraktionsanteile des datierten Kernes PS1533-3 [Eisenhauer et al., 1994] mit der Grobfraktion vom PS1521-15 [Kassens, pers. Mitt.] kann ebenfalls eine Einteilung der Isotopenstadien vorgenommen werden, welche in Abbildung 96 dargestellt ist.

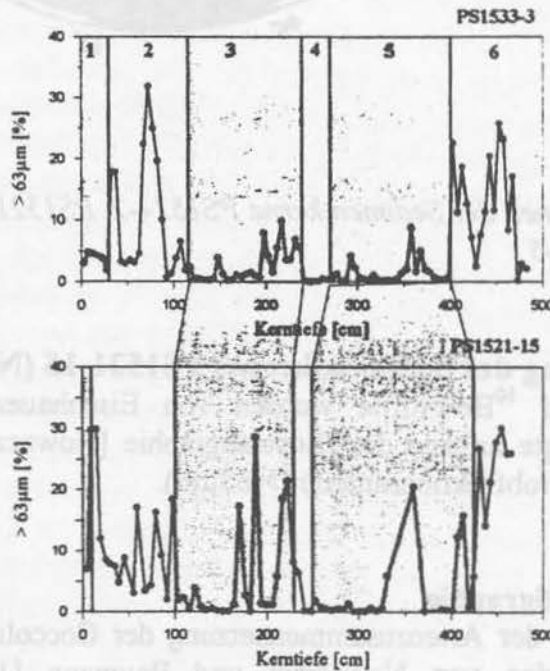


Abb. 96: *63µm Fraktion der Sedimentkerne PS1533-3 und PS1521-15*

5.4.1.3 ^{230}Th , ^{10}Be

Die biostratigraphische Einteilung dieses Sedimentkernes wurde durch die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ und ^{10}Be Profile (Abb. 97) bestätigt. Das ^{10}Be -Profil weist deutlich höhere ^{10}Be -Konzentrationen

während Interglazialstadien im Vergleich zu den Glazialstadien auf. Im Gegensatz zu den ^{10}Be -Profilen der Sedimentkerne. 23059-2 und PS1533-2 ist das Klimastadium 5 allerdings nicht durch maximale ^{10}Be Konzentrationen gekennzeichnet. Der ^{10}Be -Peak im Isotopenstadium 3 liegt bei etwa 37 ka („Constant Flux“ Modell) und dürfte somit dem Raisbeck-Peak entsprechen.

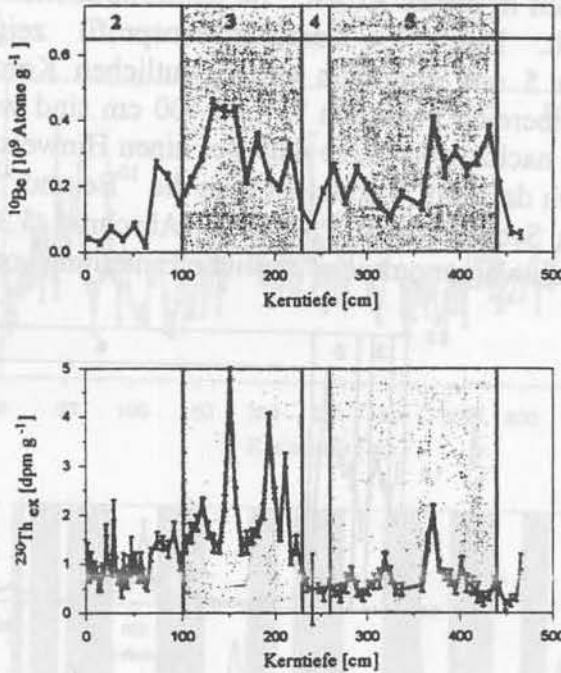


Abb. 97: ^{10}Be und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Profile des Sedimentkernes PS1521-15 gegen Kerntiefe

5.4.2 Datierung des Sedimentkernes PS1524-2 (Gakkel Rücken)

5.4.2.1 Biostratigraphie

Untersuchungen der Artenzusammensetzung der Coccolithen im Sedimentkern PS1524-2 (Abb. 98) wurden von Nowaczyk und Baumann [1992] durchgeführt und mit der Vergesellschaftung der Coccolithen des datierten Sedimentkernes PS1535-8 verglichen.



Abb.98: Coccolithenvergesellschaftungen des Sedimentkernes PS1524-2 (aus Nowaczyk und Baumann [1992])

5.4.2.2 ^{230}Th , ^{10}Be

Die ^{10}Be Konzentrationen bzw. $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten dieses Sedimentkernes (Abb. 99) sind in Eisenhauer et al. [1994] veröffentlicht. Das $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitätsprofil zeigt hohe Konzentrationen im Interglazial 3 und aufgrund des radioaktiven Zerfalles niedrigere Aktivitäten im Interglazialstadium 5. In 75 cm Tiefe ist ein deutlicher Aktivitätsgradient aufzufinden, der mit dem Übergang 6/5 in Einklang gebracht werden kann. Ergänzend zu diesen Daten wurden in dieser Arbeit ^{10}Be Konzentrationen im Kernbereich zwischen 200 - 420 cm ermittelt. Das ^{10}Be -Konzentrationsprofil zeigt hohe Konzentrationen im Interglazialstadium 5 und ebenfalls einen deutlichen Konzentrationsgradienten in 75 cm Kerntiefe. Im Kernbereich zwischen 75 und 400 cm sind weder ^{10}Be Konzentrationen noch $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten nachzuweisen, so daß dies einen Hinweis für hohe Sedimentationsraten in diesem Kernbereich darstellt. Vergleicht man die ^{10}Be und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Profile vom PS1524-2 mit den Profilen vom Sedimentkern PS2471-4 (Abschnitt 5.3.5) so zeigt sich ein ähnlicher Verlauf, wodurch die vorgenommene zeitliche Einteilung vom PS2471-4 unterstützt wird.

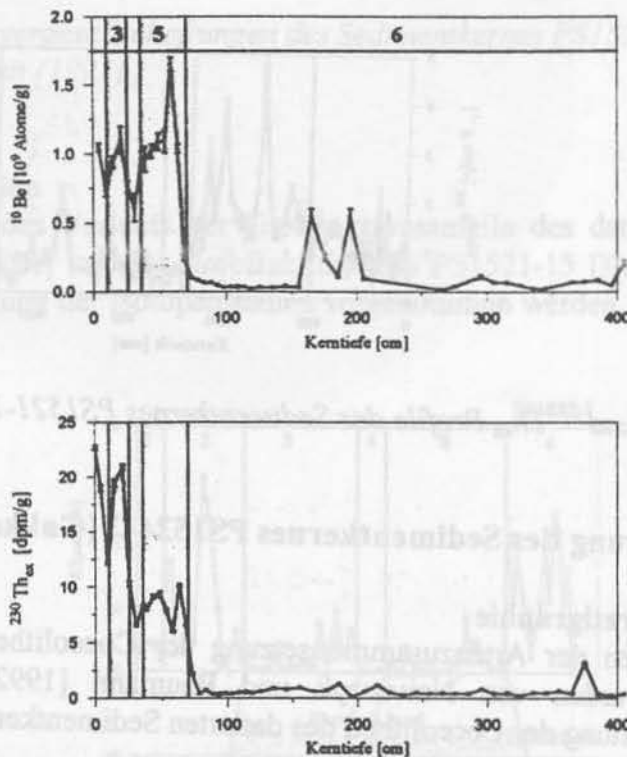


Abb. 99: ^{10}Be und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Profile des Sedimentkernes PS1524-2 gegen Kerntiefe

5.4.3 Datierung der Sedimentkerne PS2185-3/6, PS2200-5 und PS2178-5

An drei Sedimentkernen (PS2178-5, PS2185-3/6 und PS2200-5) aus dem zentralen Arktischen Ozeans wurden Radionukliduntersuchungen durchgeführt. Ziel dieser Untersuchungen ist die Rekonstruktion der paläoklimatischen Bedingungen in diesem Gebiet. Im folgenden werden zunächst der Sedimentkern PS2185-3/6 vom Lomonosov Rücken und der Sedimentkern PS2200-5 vom Morris Jesup Plateau näher betrachtet. An diesen Sedimentkernen wurden bereits im Rahmen des vom BMBF geförderten Projektes „Signalanalyse“ von anderen Instituten (z.B. Geomar Kiel, AWI Bremerhaven) verschiedene Parameter (Magnetosuszeptibilität, $\delta^{18}\text{O}$ Werte, Elementkonzentrationen, usw.) bestimmt. Wesentlich für die Interpretationen der ermittelten Profile ist die zeitliche Einordnung dieser Kerne, die mit Hilfe der $\delta^{18}\text{O}$ Stratigraphie und der Magnetostratigraphie erfolgen sollte.

5.4.3.1 $\delta^{18}\text{O}$ Stratigraphie

Am Sedimentkern PS2185-3/6 konnte, aufgrund des fehlenden biogenen Karbonats, in bestimmten Kernabschnitten kein kontinuierliches $\delta^{18}\text{O}$ Profil erstellt werden. Der Sedimentkern PS2200-5 zeichnet sich zwar durch ein kontinuierliches $\delta^{18}\text{O}$ Profil [Vogt, 1997] aus, doch ist auch hier eine Bestimmung der Isotopenstadien durch den Vergleich mit der generalisierten $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie von Imbrie et al. [1984] wie in Abbildung 100 dargestellt nicht möglich.

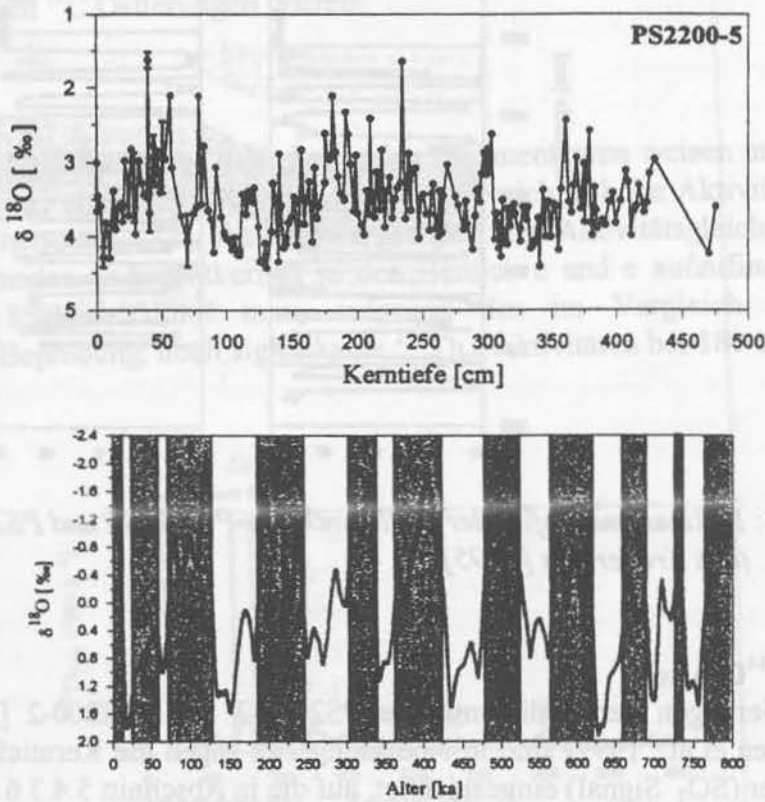


Abb. 100: $\delta^{18}\text{O}$ Profil des Sedimentkernes PS2200-5 und die generalisierte $\delta^{18}\text{O}$ Stratigraphie von Imbrie et al. [1984]

5.4.3.2 Magnetostratigraphie

Weiterhin existieren von Frederichs [1995] zwei mögliche Datierungsmodelle für den Sedimentkern PS2185-3/6, die auf magnetostratigraphischen Grundlagen basieren. Das erste Modell fordert, daß die gesamte bearbeitete Kernlänge (765 cm) in der Bruhnes Chron (≈ 780.000 a) abgelagert wurde, während das zweite Altersmodell das Kernende der Gilbert Chron (5.500.000 a) zuschreibt. Wie in Abbildung 101 gezeigt, konnten bestimmte Kernbereiche der Sedimentkerne anhand der Inklinationsprofile [Frederichs 1995] korreliert werden. Einen wichtigen Beitrag zur Klärung dieser Diskrepanz in der Alterseinteilung sollen die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ und ^{10}Be Profile liefern.

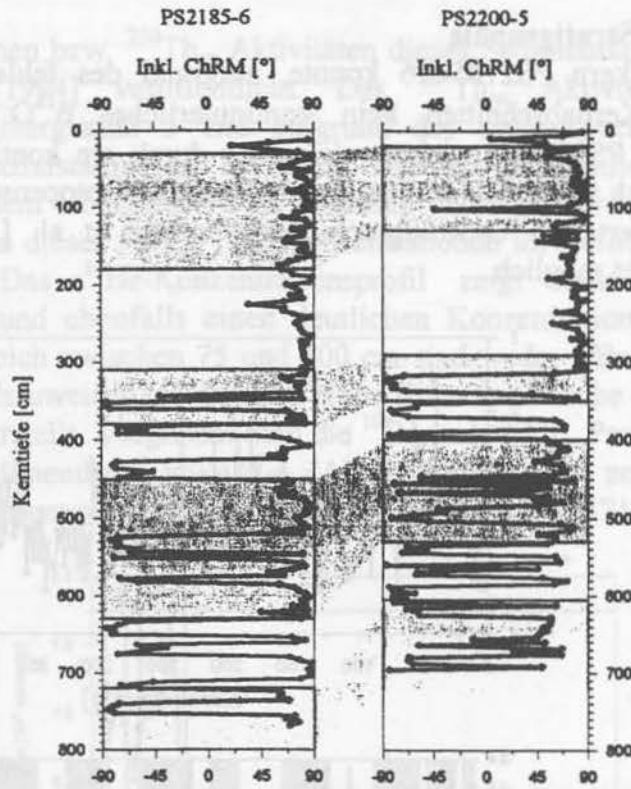


Abb. 101: Inklinationsprofile der Sedimentkerne PS2185-6 und PS2200-5 gegen Kerntiefe (aus Frederichs [1995])

5.4.3.3 ^{14}C -Alter

Die Datierungen der Sedimentkerne PS2185-3 and PS2200-2 [Nørgaard-Pedersen, 1996; Spielhagen et al., 1997] sind in Abbildung 102 gegen die Kerntiefe geplottet. Ebenfalls sind ESR Alter (SO_3^- Signal) eingezeichnet, auf die in Abschnitt 5.4.3.6 näher eingegangen wird.

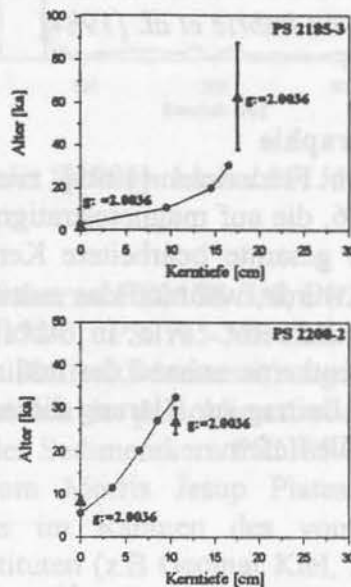


Abb. 102: ^{14}C Alter und ESR Alter der Sedimentkerne PS2185-3 und PS2200-2 gegen Kerntiefe

Die mittlere Sedimentationsrate im Altersbereich der letzten 30 ka liegt bei etwa $0,55 \text{ cm ka}^{-1}$ für den Kern PS2185-3 und bei $0,35 \text{ cm ka}^{-1}$ für den Kern PS2200-2. Diese Sedimentationsraten weisen eine recht gute Übereinstimmung mit den in früheren Arbeiten abgeschätzten Raten für den Arktischen Ozean auf [Linkova, 1969; Finkel and Krishnaswami, 1977; Clark et al., 1984/85; Morris et al., 1985; Aksu and Mudie, 1985; Zahn et al., 1985; Clark et al., 1986; Herman, 1989; Darby et al., 1989; Mienert et al., 1990; Nowaczyk, 1991; Nowaczyk and Baumann, 1992; Nowaczyk et al., 1994; Stein et al., 1994 b; Henrich and Baumann, 1994; Ishman et al., 1996]. Die ebenfalls in Abbildung 101 eingezeichneten ESR Alter stimmen mit den ^{14}C Datierungen überein.

5.4.3.4 ^{230}Th , ^{10}Be

Die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitätsprofile (Abb. 108) der beiden Sedimentkerne weisen nur in den oberen 15 (PS2200-5) bzw. 30 cm (PS2185-3/6) (Abb. 103; Bereich a) hohe Aktivitäten auf. In den tieferen Kernbereichen sind $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten, die sich vom Aktivitätsgleichgewichtszustand unterscheiden, in beiden Sedimentkernen in den Bereich c und e aufzufinden. Am $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Profil vom PS2185-3/6 erkennt man, aufgrund der im Vergleich zum PS2200-5 kontinuierlicheren Beprobung, noch signifikante $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten bei 180 cm und zwischen 250 und 300 cm.

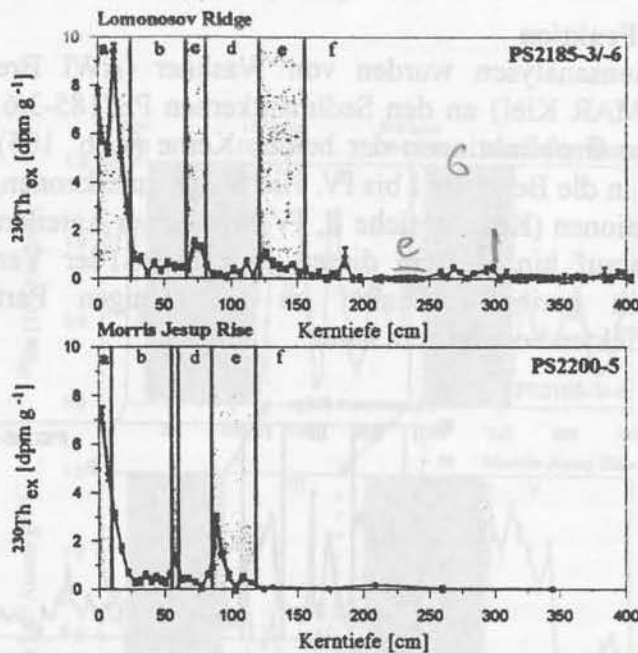


Abb. 103: $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten der Sedimentkerne PS2185-3/6 und PS2200-5 gegen Kerntiefe

Die beiden ^{10}Be -Profile (Abb. 104) zeigen längs der Kerntiefe starke Variabilitäten. Die Profile konnten miteinander korreliert werden und wurden in die Bereiche I bis V eingeteilt. Auffällig sind vor allem die Bereiche II und IV, in denen äußerst geringe ^{10}Be -Konzentrationen aufzufinden sind.

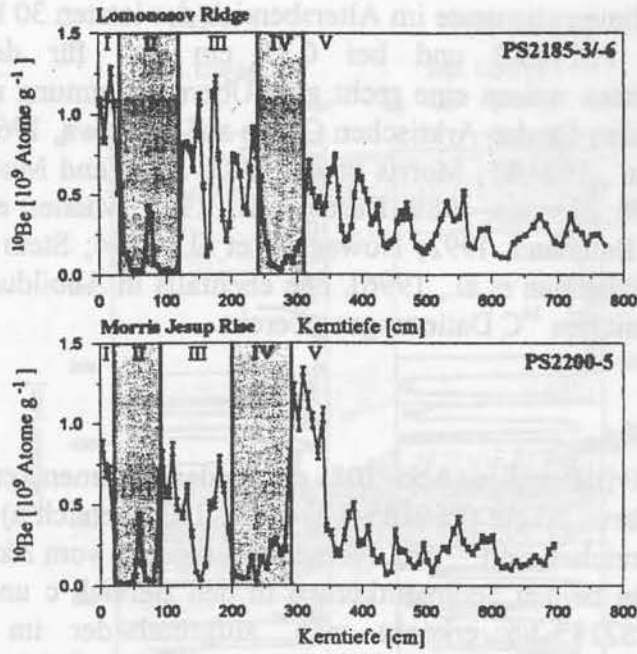


Abb. 104: ^{10}Be Konzentrationen der Sedimentkerne PS2185-3/6 und PS2200-5 gegen Kerntiefe

5.4.3.5 $63\mu\text{m}$ Fraktion

Die Grobfractionsanalysen wurden von Washner (AWI Bremerhaven), Spielhagen und Kassens (GEOMAR Kiel) an den Sedimentkernen PS2185-3/6 und PS2200-5 durchgeführt. Der Verlauf der Grobfractions der beiden Kerne (Abb. 105) bestätigt die Einteilung der Sedimentkerne in die Bereiche I bis IV. Hierbei ist zu erkennen, daß starke Einbrüche in den ^{10}Be -Konzentrationen (Kernbereiche II, IV) mit hohen Anteilen an Grobfraction korrelieren. Dies deutet darauf hin, daß in diesen Abschnitten der Verlauf der ^{10}Be -Konzentration entweder durch geringe Affinität zu grobkörnigen Partikeln oder aufgrund von Verdünnungseffekten bedingt sein kann.

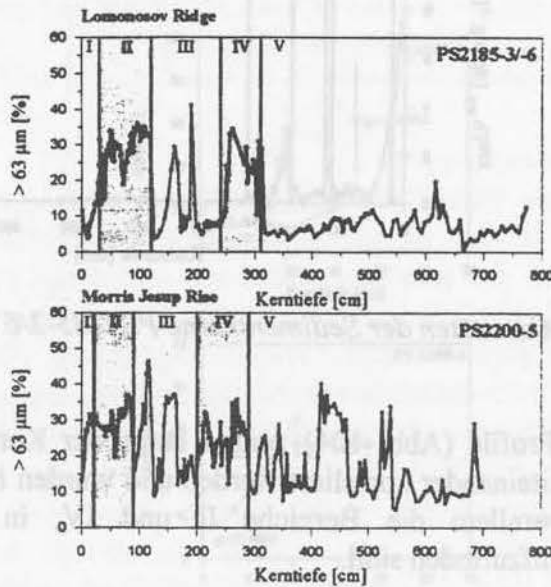


Abb. 105: Anteil der $63\mu\text{m}$ Fraktion der Sedimentkerne PS2185-3/6 und PS2200-5 gegen Kerntiefe

5.4.3.6 ESR-Alter

In Tabelle 22 sind die mit der ESR Methode (SO_3^- Signal) berechneten Alter der Foraminiferen in den entsprechenden Kernabschnitten aufgelistet. Die ermittelten ESR Alter, größer als 30 ka, wurden aufgrund der Korrelation der beiden Sedimentkerne (^{10}Be , 63 μm) in die entsprechenden Kerntiefen des anderen Sedimentkernes übertragen. Die ^{10}Be Profile und die zugeordneten ESR Alter sind in Abbildung 106 dargestellt.

Lokation	Tiefe [cm]	ESR-Alter [ka]	unteres Alter [ka]	oberes Alter [ka]	Autoren
PS2200-2	0	8,5	7,4	9,9	Molnar [1995]
PS2200-2	11	27,2	23,9	31,2	Molnar [1995]
PS2200-5	90	182	126	243	Molnar [1995]
PS2200-5	92	186	158	220	Molnar [1995]
PS2185-3	0	2,2	1,9	2,6	Molnar [1995]
PS2185-3	17.5	69	45	99	Molnar [1995]
PS2185-6	231	393	327	467	Molnar [1995]

Tab. 22: Ermittelte ESR Alter an Foraminiferenproben der Sedimentkerne PS2200-2/5 und PS2185-3/6

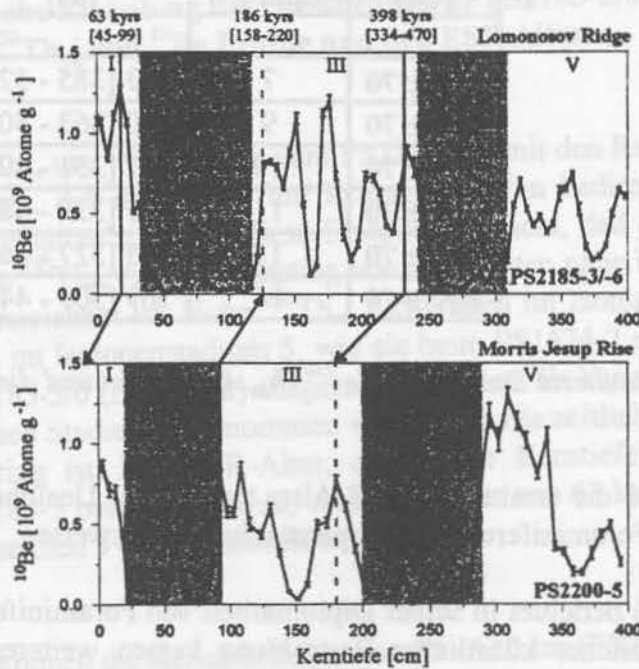


Abb. 106: ^{10}Be Konzentrationen und ermittelte ESR Alter der Sedimentkerne PS2185-3/6 und PS2200-5 gegen Kerntiefe; die bestimmten ESR Alter wurden den entsprechenden Kerntiefen im anderen Sedimentkern zugeordnet

Problematik der ESR Datierung an Foraminiferen im Arktischen Ozean

Im Arktischen Ozean stellt die ESR-Methode ein wichtiges Hilfsmittel zur Sedimentdatierung dar, da die in anderen Ozeangebieten etablierten Methoden hier nur bedingt anwendbar sind. Notwendig sind detaillierte Untersuchungen, ob mit der ESR Methode zuverlässige Altersbestimmungen durchgeführt werden können. Vergleiche von ESR und $\delta^{18}\text{O}$ Altern am Sedimentkern RC17-177 aus dem westlichen äquatorialen Pazifik zeigten, daß diese Methode in einem Altersbereich von etwa 800 ka zuverlässige Altersbestimmungen liefert [Mudelsee et al., 1992].

Bei der Berechnung des ESR-Alters muß berücksichtigt werden, daß die initialen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten in den bearbeiteten Kerntiefen oftmals nicht genau bekannt sind. Diese $^{230}\text{Th}_{\text{ex z.k.}}$ Aktivitäten sind ein wesentlicher Faktor zur Bestimmung der natürlichen Dosisrate (D), der die Foraminiferen ausgesetzt waren. Dieser Punkt ist besonders wichtig für den Kernbereich 231 cm des Sedimentkerns PS2185-3/6, da hier im Gegensatz zu den anderen bearbeiteten Tiefen keine $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten meßbar sind. Basierend auf der ^{14}C Datierung der obersten 20 cm und den in dem Bereich gemessenen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten, erhält man eine Abschätzung der initialen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivität, die zwischen 8 und 15 dpm g^{-1} liegt. Unter Berücksichtigung dieser Abschätzung wurden ESR Alter für verschiedene $^{230}\text{Th}_{\text{ex z.k.}}$ Aktivitäten für diesen Kernbereich ermittelt. Die initialen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten, die akkumulierte Dosis D_E und die ermittelten Alter sind in Tabelle 23 aufgelistet. Die Berechnungen wurden von Molnar [1995] und Woda [1997, pers. Mitt] durchgeführt.

D_E [Gy]	$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ [dpm g^{-1}]	ESR Alter [ka]
809 ± 70	7	443 [385 - 520]
809 ± 70	9	430 [363 - 505]
809 ± 70	10	417 [351 - 492]
809 ± 70	11	405 [339 - 480]
809 ± 70	12	393 [327 - 467]
809 ± 70	14	369 [305 - 442]

Tab. 23: Akkumulierte Dosis, initiale $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten und die daraus berechneten ESR Alter

Man sieht, daß die ermittelten ESR Alter trotz dieser Unsicherheit auf eine Deposition der untersuchten Foraminiferen im Isotopenstadium 11 hinweisen.

Molnar [1995] berichtet in seiner Diplomarbeit von Foraminiferenproben bestimmter Tiefen, die bei zusätzlicher künstlicher Bestrahlung keinen weiteren Anstieg des zur Datierung verwendeten SO_3^- Signal ($g = 2,0036$) zeigen (Abb. 107). Die Ursachen für diesen Effekt konnten bis dato nicht geklärt werden.

Abb. 107: Anteil der 63µm Fraktion der Sedimentkerne PS2185-3/6 und PS2210-3

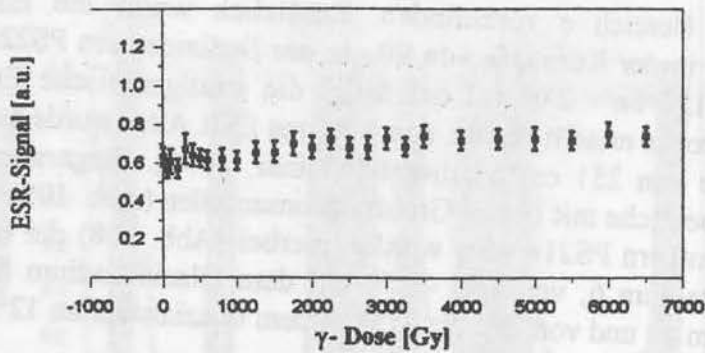


Abb. 107: SO_3^- Bestrahlungskurve von Foraminiferen aus 183 cm des Sedimentkerns PS2200-5; mit a.u. = arbitrary unit (aus Molnar [1995])

Eine weitere Möglichkeit der ESR-Datierung von Foraminiferen bietet die Verwendung des CO_2 Signals. Die Intensitätsbestimmung dieses Signales ist aber mit großen Schwierigkeiten verbunden, da sich bei Foraminiferen aufgrund der künstlichen Bestrahlung ein relativ kurzlebige Störsignal bildet, welches das eigentliche Meßsignal überlagert. Untersuchungen zu dieser Problemstellung werden momentan in der Diplomarbeit von Hoffmann [in prep.] am Sedimentkern PS1535-8 aus der Framstraße durchgeführt. Ziel dieser Arbeit ist die Etablierung des CO_2 Signals als Datierungstool.

5.4.3.7 Stratigraphische Einteilung der Sedimentkerne PS2185-3/6 und PS2200-5 anhand der $^{230}Th_{ex}$ und ^{10}Be Profile und den ESR Altern

Isotopenstadien 1 - 5

Der Vergleich der $^{230}Th_{ex}$ und ^{10}Be Profile vom PS2185-3/6 mit den Radionuklidprofilen vom PS1524-2 läßt vermuten, daß die ersten fünf Klimastadien im Sedimentkern PS2185-3/6 in den obersten 25 cm enthalten sind. Für diese Einteilung spricht, daß der Klimaübergang 6/5 durch einen deutlichen $^{230}Th_{ex}$ Aktivitätsanstieg von Aktivitäten nahe Null zu Aktivitäten von 8 - 10 dpm g^{-1} gekennzeichnet ist. Hohe $^{230}Th_{ex}$ Aktivitäten im Isotopenstadium 3 und hohe ^{10}Be -Konzentrationen im Isotopenstadium 5, wie sie beim PS1524-2 ersichtlich sind, können auch beim Kern PS2185-3/6 (Bereich a) ausgemacht werden. Es kann jedoch keine genauere Einteilung der einzelnen Stadien vorgenommen werden, da die zeitliche Auflösung (128 ka in etwa 20 cm) zu gering ist. Das ESR-Alter, das in der Kerntiefe von 17 - 18 cm des Sedimentkerns PS2185-3 bestimmt wurde, weist ein Alter von 63 ka [37 ka- 99 ka] auf und kann in den Isotopenstadien 3 - 5 angesiedelt werden.

Isotopenstadium 6

Wie beim PS1524-2 können die Kernabschnitte von 25 - 120 cm (PS2185-3/6) und 20 - 90 cm (PS2200-5), die durch niedrige Konzentrationen an ^{10}Be (Bereich II) gekennzeichnet sind, mit dem Isotopenstadium 6 in Verbindung gebracht werden. Ein besonderes Charakteristikum für dieses Isotopenstadium stellt ein kleiner Peak an $^{230}Th_{ex}$ und ^{10}Be dar. Dieser Peak könnte das Unterstadium 6.3 (146 ka) repräsentieren.

Isotopenstadium 7 - 11

Nach der Einteilung der Isotopenstadien des Sedimentkerns 23235-2 (Abschnitt 5.2.2.1) zeichnet sich das Interglazialstadium 7 durch eine erkennbare Aktivität an $^{230}Th_{ex}$ und hohe ^{10}Be -Konzentrationen aus. Gleiche Bedingungen sind in den Sedimentkernen PS2185-3/6 und

PS2200-5 im Bereich e vorzufinden. Zusätzlich wurde ein ESR-Alter an planktischen Foraminiferen in der Kerntiefe von 90 cm am Sedimentkern PS2200-5 bestimmt. Das Alter von 182 ka [126 ka - 246 ka] bekräftigt die stratigraphische Einteilung, die anhand der Radionuklidprofile erstellt wurde. Ein weiteres ESR Alter wurde am Sedimentkern PS2185-6 in einer Tiefe von 231 cm bestimmt [Molnar, 1995]. Eingerahmt von diesen Zeitmarken wurden Kernbereiche mit hohen Grobfraktionsanteilen (Abb. 105) Glazialstadien zugeordnet. Beim Sedimentkern PS2185-3/6 wurden hierbei (Abb. 108) die Bereiche von 30 - 125 cm dem Glazialstadium 6, von 160 - 170 cm dem Glazialstadium 8, von 190 - 200 cm dem Glazialstadium 10 und von 250 bis 315 cm dem Glazialstadium 12 zugeordnet.

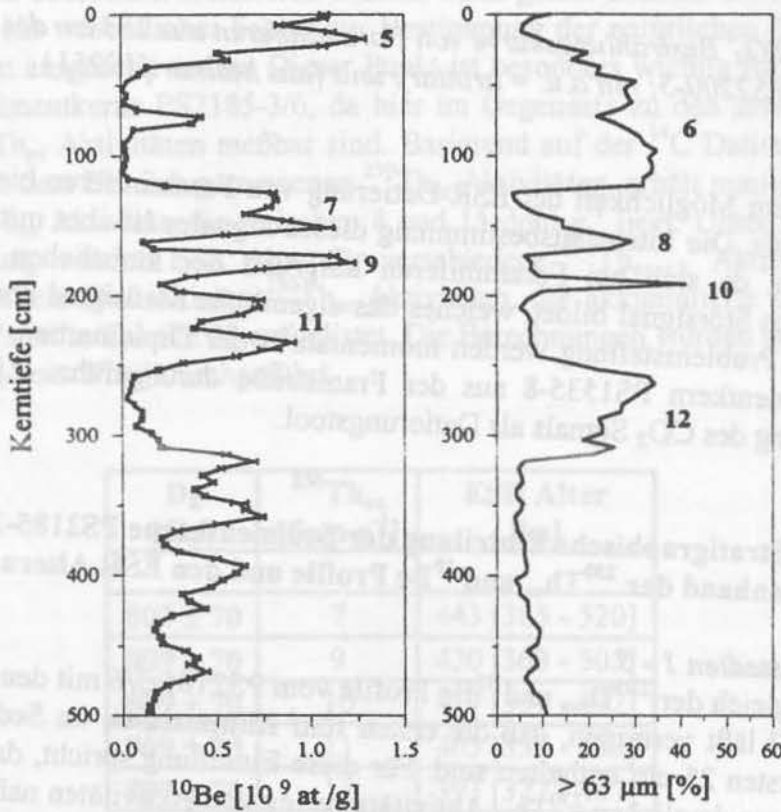


Abb. 108: ^{10}Be und $63\mu\text{m}$ Profile des Sedimentkernes PS2185-3/6; hohe ^{10}Be Konzentrationen wurden mit Interglazialstadien und hohe $63\mu\text{m}$ Fraktionen mit Glazialstadien in Verbindung gebracht

Zusammenfassend sind in Abbildung 109 die ^{10}Be Profile der Sedimentkerne PS2185-3/6 und PS2200-5, die ESR Alter und die Einteilung der Tiefenbereiche der jeweiligen Isotopenstadien, die auf den oben angeführten Interpretationen basiert, dargestellt.

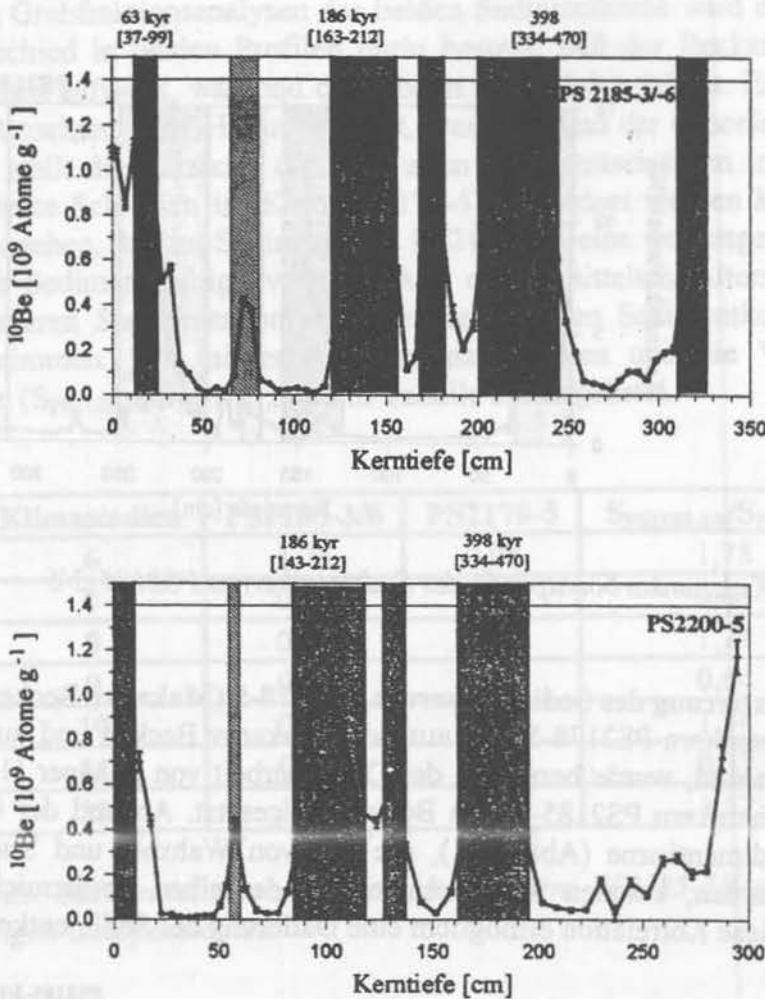


Abb. 109: ^{10}Be Konzentrationen, ESR Alter und Einteilung der Isotopenstadien der Sedimentkerne PS2185-3/6 und PS2200-5 nach dem in diesem Abschnitt erstellten Altersmodell

5.4.3.8 Sedimentologische Untersuchungen

Da die Radionukliddeposition in die Sedimente in entscheidender Weise von Produktivität in der Wassersäule beeinflusst wird (siehe Abschnitt 2.2.1.3), könnten die maximalen ^{10}Be Konzentrationen in den betrachteten Sedimentkernen auf erhöhte Produktivität hinweisen. Tracer für die Paläoproduktivität stellen, wie bereits in Abschnitt 5.2.1.5 erwähnt, die Elemente Kalziumkarbonat und biogenes Barium dar. Die Ba/Al Verhältnisse des Sedimentkernes PS2185-3/6 spiegeln das terrigene Ba/Al Verhältnis [Nürnberg, pers. Mitt.] wider. Dies deutet darauf hin, daß im betrachteten Zeitraum die Paläoproduktivität äußerst gering war.

Kalziumkarbonat

Die Kalziumkarbonatkonzentrationen wurden nach einem chemischen Vollaufschluß mit dem AAS gemessen. Hohe Karbonatkonzentrationen (Abb. 110) liegen, basierend auf dem in diesem Abschnitt entwickelten Altersmodell, in den Stadien 1-5 und im Isotopenstadium 11 vor. In den anderen Isotopenstadien sind nur sehr geringe Konzentrationen an Kalziumkarbonat vorzufinden. Dies deutet ebenfalls auf eine geringe biogene Beeinflussung dieses Sedimentkernes hin.

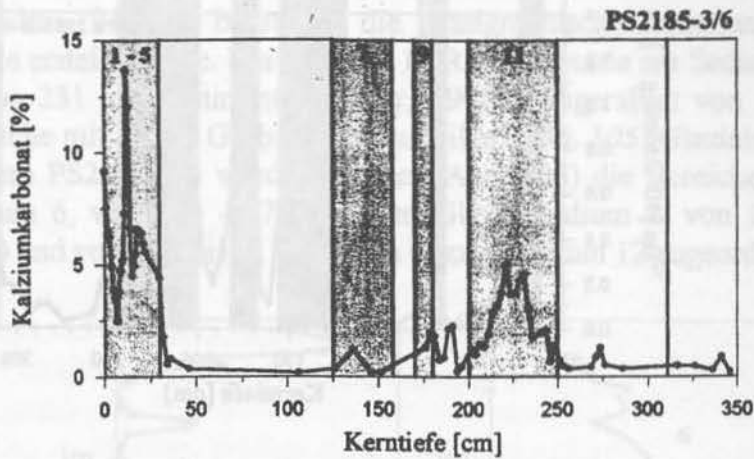


Abb. 110: Kalziumkarbonatprofil des Sedimentkernes PS2185-3/6

5.4.3.9 Datierung des Sedimentkernes PS2178-5 (Makarov Becken)

Der Sedimentkern PS2178-5, der aus dem Makarov Becken und aus einer Wassertiefe von 4008 m stammt, wurde bereits in der Diplomarbeit von Schäper [1994] bearbeitet und mit dem Sedimentkern PS2185-3/6 in Beziehung gesetzt. Anhand der Grobfraktionsanteile der beiden Sedimentkerne (Abb. 111), die uns von Wahsner und Spielhagen zur Verfügung gestellt wurden, konnten Kernbereiche, die denselben Zeitbereich überdecken, ermittelt werden. Diese Korrelation ermöglicht eine Datierung des Sedimentkernes PS2178-5.

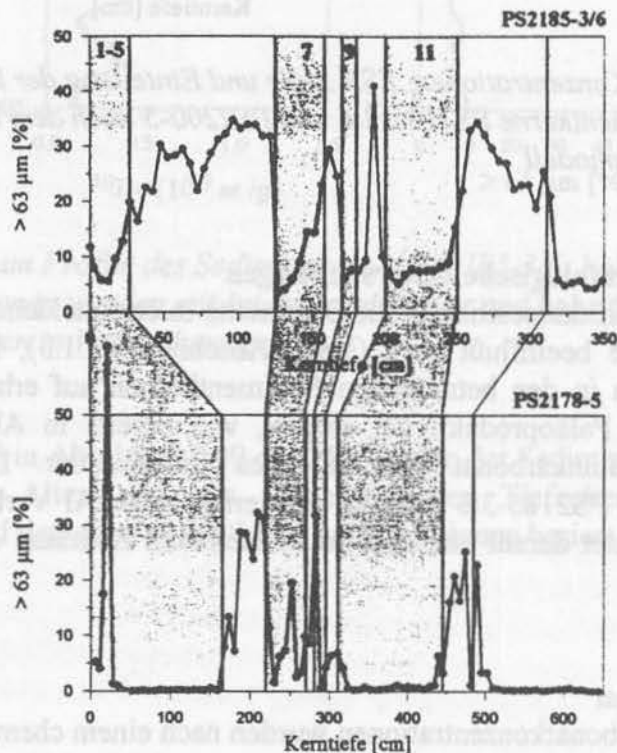


Abb. 111: Korrelation der 63µm Fraktionen der Sedimentkerne PS2185-3/6 und PS2178-5

Ausgehend von den Grobfraktionsanalysen der beiden Sedimentkerne wird deutlich, daß ein wesentlicher Unterschied in beiden Profilen darin besteht, daß der Beckenkern PS2178-5 mächtige Tonschichten aufweist, während diese beim PS2185-3/6 fehlen. Ein Indiz, daß im PS2185-3/6 keine Rutschung oder Hiatus vorliegt, was aufgrund der exponierten Lage nicht auszuschließen ist, stellt die Tatsache dar, daß allen Sedimentschichten im Sedimentkern PS2185-3/6 äquivalente Schichten im Kern PS2178-5 zugeordnet werden können. Deshalb kann man davon ausgehen, daß im Sedimentkern PS2185-3/6 eine weitestgehend lückenlose und kontinuierliche Sedimentabfolge vorliegt. Aus den ermittelten Alters-/Tiefenprofilen lassen sich die mittleren Sedimentationsraten der bearbeiteten Sedimentkerne PS2185-3/6 und PS2178-5 bestimmen. Die mittleren Sedimentationsraten und die Verhältnisse der Sedimentationsraten ($S_{PS2185-3/6}/S_{PS2178-5}$) sind in Tabelle 24 aufgelistet.

Klimastadien	PS2185-3/6	PS2178-5	$S_{PS2185-3/6}/S_{PS2178-5}$
6	1,75	0,98	1,78
7	0,56	0,85	0,66
8	0,21	0,17	1,24
9	0,27	0,42	0,64
10	0,87	0,65	1,34
11	0,82	2,2	0,37
12	1,11	0,73	1,52

Tab. 24: Vergleich der Sedimentationsraten der Sedimentkerne PS2185-3/6 und PS2178-5 in den jeweiligen Isotopenstadien

Die berechneten Sedimentationsraten und Verhältnisse zeigen, daß in Warmzeiten die Raten im Makarov Becken (PS2178-5) etwa um 50% größer sind als am Lomonosov Rücken (PS2185-3/6), während entgegengesetzte Bedingungen in den Kaltzeiten vorliegen. Die höheren Sedimentationsraten im Makarov Becken in den Interglazialstadien könnten durch einer erhöhte Zufuhr von Tonpartikeln verursacht werden oder in einer erhöhten Produktivität begründet sein. Untersuchungen der Ba/Al Verhältnisse im Holozän von Nürnberg [1996] weisen ein höheres Produktivitätssignal im Makarov Becken als am Lomonosov Rücken auf. Die ^{10}Be Konzentrationsprofile sind in Abbildung 112 dargestellt. Im Gegensatz zum ^{10}Be -Profil vom PS2185-3/6 liegen beim PS2178-5 in den Klimastadien 1 - 5, 9 und 11 Bereiche homogener ^{10}Be Konzentration vor, die auf hohe Sedimentationsraten hindeuten.

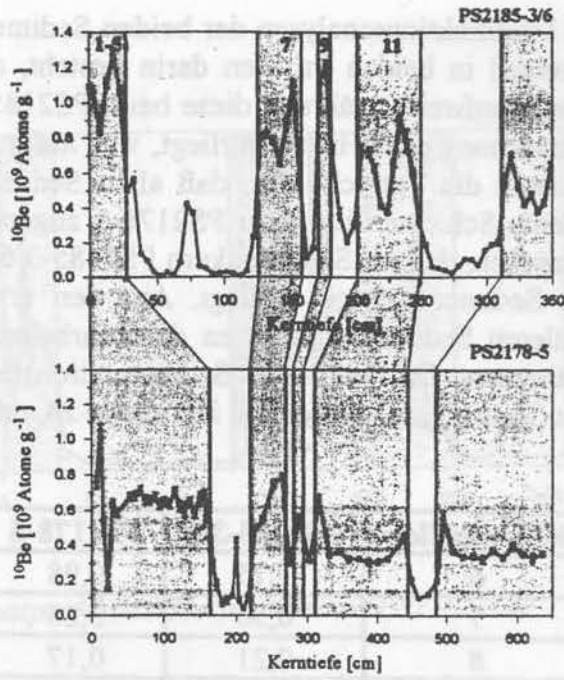


Abb. 112: Korrelation der ^{10}Be Konzentrationen der Sedimentkerne PS2185-3/6 und PS2178-5

Die Profile der $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten der beiden Sedimentkerne (Abb. 113), die mit Gleichung 5 berechnet wurden, sind im Isotopenstadium 7 durch deutlich über der Nachweisgrenze liegende Aktivitäten gekennzeichnet. Neben diesem Tiefenbereich ist im weiteren Verlauf der $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten nur noch in der Kerntiefe von 275 cm (PS2185-3/6) und von 435 cm (PS2178-5) eine $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivität vorzufinden.

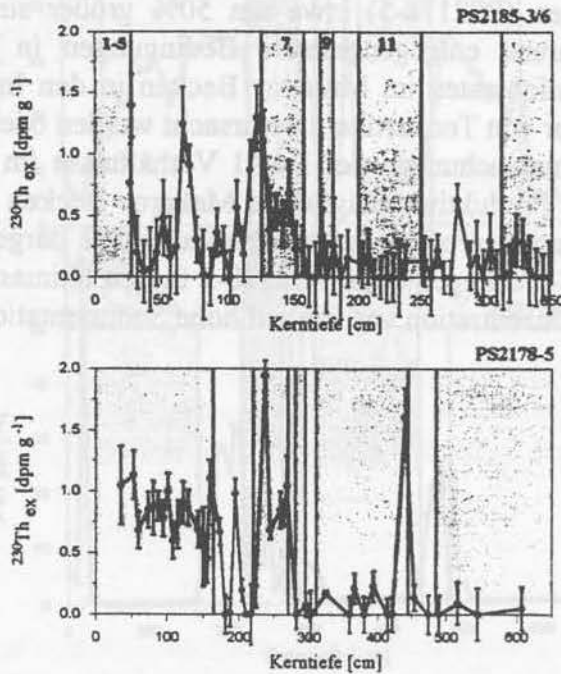


Abb. 113: Berechnete $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ ($^{230}\text{Th}_{\text{gesamt}} - ^{234}\text{Uran}$) Aktivitäten der Sedimentkerne PS2185-3/6 und PS2178-5

Berechnet man die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitäten mit Gleichung 5 ($^{230}\text{Th}_{\text{ex}} = ^{230}\text{Th}_{\text{gesamt}} - (0,75 \cdot ^{232}\text{Th}_{\text{gesamt}})$), um einen möglichen Beitrag von authigenem Uran zu berücksichtigen, so erhält man den in Abbildung 114 präsentierten Verlauf. Die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitätsprofile des Sedimentkernes PS2185-3/6 und PS2178-5 weisen deutlich erkennbare Aktivitäten im Isotopenstadium 12 auf. Die in diesem Zeitbereich [423 - 478 ka] bestimmten Aktivitäten müssen allerdings näher betrachtet werden (Abschnitt 5.4.3.11), da in Kernbereichen älter als 350 ka eigentlich kein $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ mehr nachzuweisen sein sollte. Beim Sedimentkern PS2200-5 wurden in dem korrespondierenden Kernabschnitt keine ^{230}Th und ^{234}U Aktivitäten gemessen. Er kann demzufolge keinen Beitrag zu dieser Diskussion liefern.

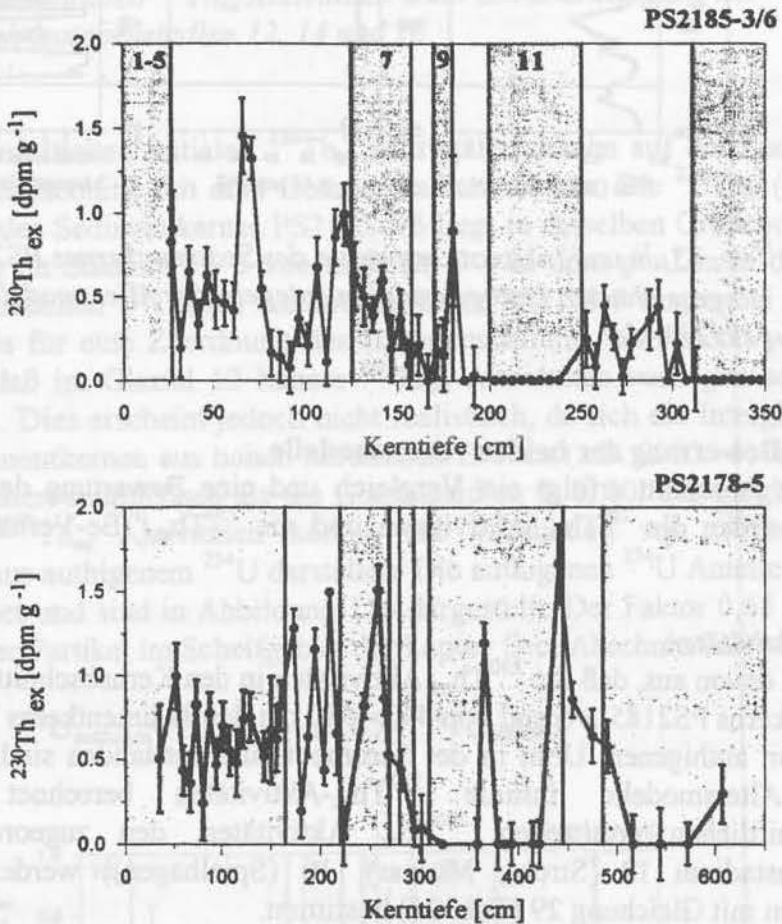


Abb. 114: Berechnete $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ ($^{230}\text{Th}_{\text{gesamt}} - (0,75 \cdot ^{232}\text{Th}_{\text{gesamt}})$) Aktivitäten der Sedimentkerne PS2185-3/6 und PS2178-5

5.4.3.10 Alternatives Datierungsmodell des Sedimentkernes PS2185-3/6 von Spielhagen et al. [1997]

Neben dem in dieser Arbeit dargestellten Altersmodell existiert ein alternatives stratigraphisches Modell für den Sedimentkern PS2185-3/6 von Spielhagen et al. [1997], daß auf der zeitlichen Festsetzung der B/M Grenze und der Zuordnung jedes ^{10}Be -Peaks mit einem Interglazialstadium basiert. In Abbildung 115 sind die Grobfraktionsanteile, die Inklinationen und die ^{10}Be -Konzentrationen des PS2185-3/6 mit den entsprechenden Isotopenstadien dargestellt.

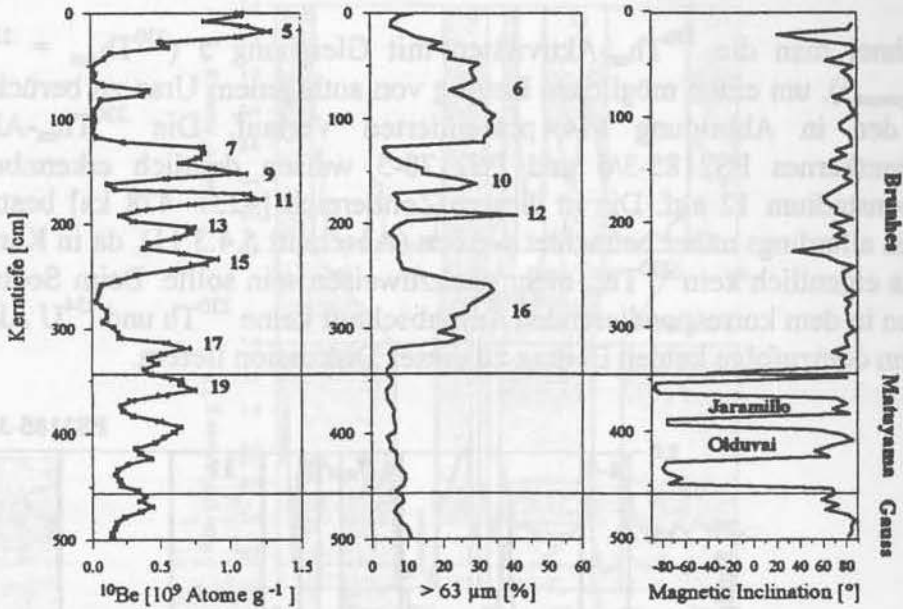


Abb. 115: ^{10}Be , $63\mu\text{m}$ und Inklinationsprofile des Sedimentkernes PS2185-3/6; die eingezeichneten Isotopenstadien spiegeln das Altersmodell von Spielhagen et al., [1997] wider

5.4.3.11 Bewertung der beiden Altersmodelle

In diesem Abschnitt erfolgt ein Vergleich und eine Bewertung der beiden Altersmodelle. Hierbei werden die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten und die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ -Verhältnisse näher betrachtet werden.

$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten

Geht man davon aus, daß die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten in den Kernabschnitten von 250 - 310 cm des Sedimentkerns PS2185-3/6 und von 440 - 510 cm des Sedimentkerns PS2178-5 nicht aus dem Zerfall von authigenem Uran in der Sedimentsäule entstanden sind, so können anhand der beiden Altersmodelle initiale $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitäten berechnet werden. Aus den durchschnittlichen ermittelten $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten, den zugeordneten Altersbereichen ((Isotopenstadium 12 (Strobl, Molnar), 16 (Spielhagen)) werden die initialen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten mit Gleichung 29 (Tab. 25) bestimmt.

$$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}(0) = ^{230}\text{Th}_{\text{ex}}(t) \cdot \exp(\lambda \cdot t) \quad (29)$$

mit

$$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}(0) = \text{initiale } ^{230}\text{Th}_{\text{ex}} \text{ Aktivitäten [dpm g}^{-1}\text{]}$$

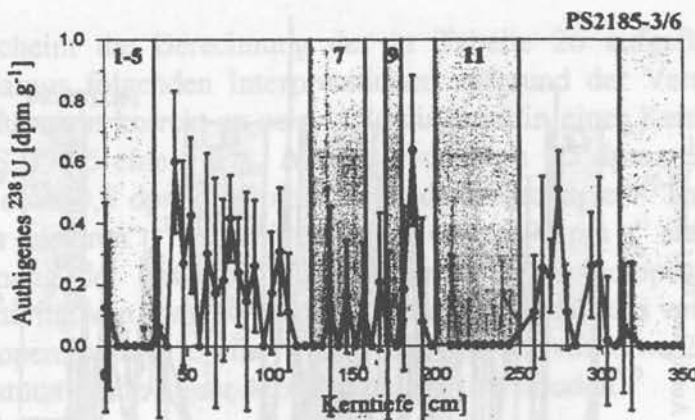
$$\lambda = \text{Zerfallskonstante von } ^{230}\text{Th} [9,22 \cdot 10^{-6} \text{ a}^{-1}]$$

Klimastadien	PS2185-3/6	PS2185-3/6	PS2178-5	PS2178-5
	$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}(t)$	$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}(0)$	$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}(t)$	$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}(0)$
	dpm g ⁻¹	dpm g ⁻¹	dpm g ⁻¹	dpm g ⁻¹
12	0,2-0,3	13-19	0,5-1,0	30-65
14	0,2-0,3	29-44	0,5-1,0	73-145
16	0,2-0,3	73-110	0,5-1,0	180-360

Tab. 25: Berechnung der initialen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten unter Berücksichtigung der angenommenen Isotopenstadien 12, 14 und 16

Die auf diese Weise ermittelten initialen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten deuten auf die Zuordnung der oben angeführten Kernabschnitte mit dem Isotopenstadium 12 hin. Die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}(0)$ Aktivität von (12 - 19) dpm g⁻¹ des Sedimentkernes PS2185-3/6 liegt in derselben Größenordnung wie die Anfangsaktivitäten im Stadium 1 - 5 von ungefähr 9 - 16 dpm g⁻¹. Die in den obersten Kernbereichen aufgefundenen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}(0)$ Aktivitäten beim PS2178-5 liegen bei 30 dpm g⁻¹ und sprechen ebenfalls für eine Zuordnung des Isotopenstadiums 12. Jedoch wurde bisher nicht berücksichtigt, daß im Glazial 12 höhere $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten vorliegen sollen als im Interglazialstadium 11. Dies erscheint jedoch nicht realistisch, da sich die Interglazialstadien 1, 5, 7, 9 in den Sedimentkernen aus hohen nördlichen Breiten (z.B. 23235-3) immer durch höhere $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten auszeichnen als die Glazialstadien 6, 8, 10. Ein möglicher Grund für die ermittelten $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten könnte die Produktion von ^{230}Th in diesen Sedimentabschnitten aus authigenem ^{234}U darstellen. Die authigenen ^{234}U Anteile wurden mit Gleichung 30 berechnet und sind in Abbildung 116 dargestellt. Der Faktor 0,65 spiegelt das terrigene Verhältnis der Partikel im Schelfgebiet der Laptev See (Abschnitt 4.2) wider.

$$^{238}\text{U}_{\text{authigen}} = ^{238}\text{U}_{\text{gesamt}} - (0,65 \cdot ^{232}\text{Th}_{\text{gesamt}}) \tag{30}$$



Für den Sedimentkern 23059-3, 23253, PS2178-5 wird im folgenden das $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Profil des Sedimentkerns PS2185-3/6 (Abb. 119) betrachtet. Aus dem exponentiellen Fit (rot) läßt sich eine mittlere Sedimentationsrate von 0,58 cm ka⁻¹ in den letzten 250 cm bestimmen. Die oberen 250 cm wären demnach in 430 ka (Interstadium 11) abgelagert worden. Das im folgenden et al. [1997] geforderte Alter

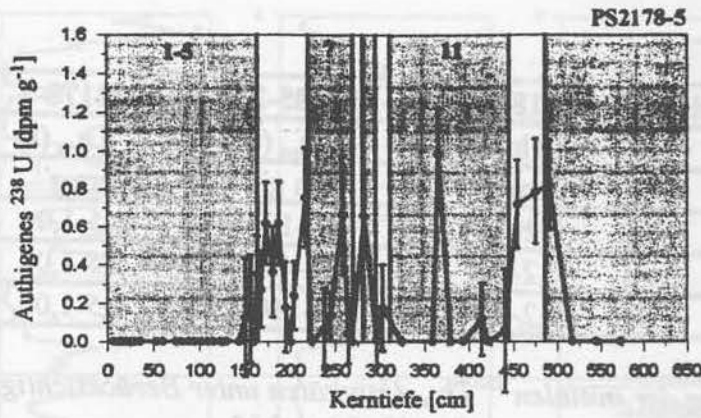
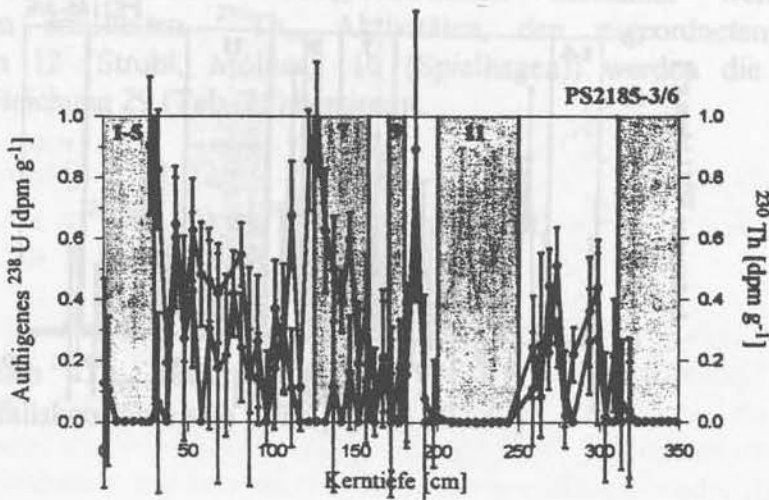


Abb. 116: Berechnete $^{238}\text{U}_{\text{authigen}}$ Aktivitäten ($^{238}\text{U}_{\text{authigen}} - (0,65 \cdot ^{232}\text{Th}_{\text{gesamt}})$) der Sedimentkerne PS2185-3/6 und PS2178-5

Hierbei zeigt sich, daß nach beiden Altersmodellen die Glazialstadien durch authigene ^{238}U Aktivitäten gekennzeichnet sind. Unter den Annahmen, daß sich einerseits der Anteil an authigenem ^{238}U im Sediment außer durch den radioaktiven Zerfall nicht geändert hat und andererseits die Aktivitäten in den Kerntiefen von 250 - 325 cm beim PS2185-3/6 und von 440 - 485 cm beim PS2178-5 die authigenen ^{230}Th Aktivitäten widerspiegeln, könnte man nach Gleichung 31 das Alter für diese Sedimentabschnitte berechnen.

$$^{230}\text{Th}_{\text{authigen}} \sim ^{234}\text{U}_{\text{authigen}} (1 - \exp(-\lambda(^{230}\text{Th}) \cdot t)) \quad (31)$$

Vergleicht man die Profile der authigenen ^{238}U Aktivitäten mit den $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten (Abb. 117) so befinden sich die beiden Radionuklide in den oben angeführten Kernabschnitten nahezu im Aktivitätsgleichgewicht. Für die Altersberechnung bedeutet dies, wie in Abbildung 118 dargestellt, daß diese Kernabschnitte älter als 250 ka sein müssen.



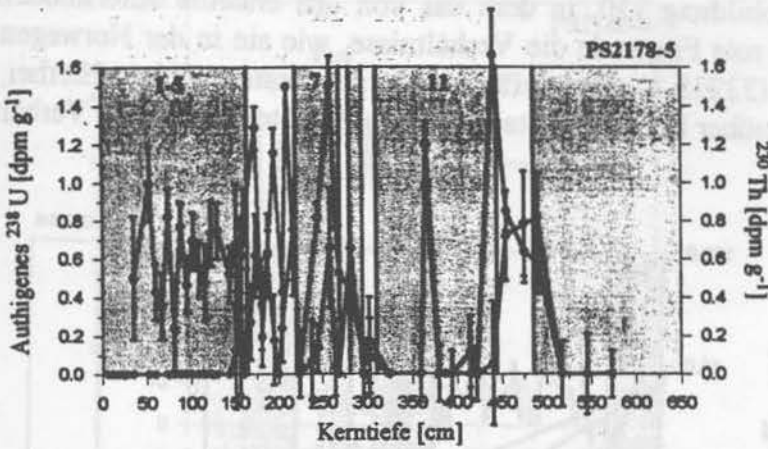


Abb. 117: Berechnete $^{238}\text{U}_{\text{authigen}}$ Aktivitäten und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten der Sedimentkerne PS2185-3/6 und PS2178-5

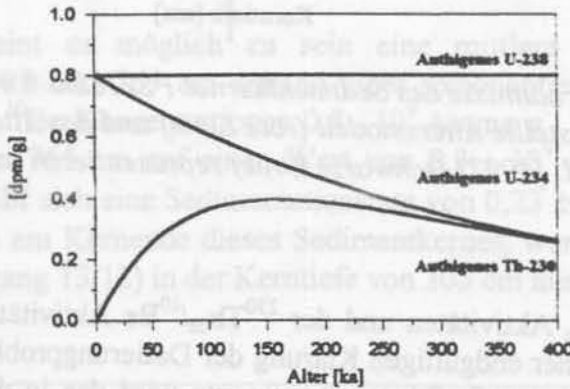


Abb. 118: Aktivitäten von authigenem Uran und Thorium, aufgetragen gegen die Zeit nach dem Einbau ins Sediment

Aus diesem Grund scheint die Berechnung der in Tabelle 26 aufgeführten $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ (0) Aktivitäten und die daraus folgenden Interpretationen aufgrund der Vernachlässigung der authigenen Komponente nicht korrekt zu sein. Allerdings ist in einer Kerntiefe von 445 cm beim Sedimentkern PS2178-5 eine $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivität von etwa $1,5 \text{ dpm g}^{-1}$ aufzufinden. Der authigene Anteil von etwa $0,6 \text{ dpm g}^{-1}$ kompensiert die berechnete $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivität nicht, weshalb man von einer „wahren“ $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivität von etwa $0,9 \text{ dpm g}^{-1}$ ausgehen kann. Geht man bei der Berechnung der initialen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivität vom Isotopenstadiums 11 aus, errechnet sich eine Aktivität von etwa 40 dpm g^{-1} , während man für das von Spielhagen et al. [1997] geforderte Isotopenstadium 15 eine $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ (0) Aktivität von etwa 250 dpm g^{-1} erhält. Dieses Ergebnis unterstützt das in dieser Arbeit erstellte Altersmodell.

$^{230}\text{Th}/^{10}\text{Be}$ -Verhältnisse

Wie bei den Sedimentkernen 23059-3, 23235-3, PS2757-8 wird im folgenden das $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ -Profil des Sedimentkernes PS2185-3/6 (Abb. 119) betrachtet. Aus dem exponentiellen Fit (rot) läßt sich eine mittlere Sedimentationsrate von $0,58 \text{ cm ka}^{-1}$ in den obersten 250 cm bestimmen. Die obersten 250 cm wären demnach in 430 ka (Isotopenstadium 11) abgelagert worden. Das von Spielhagen et al. [1997] geforderte Alter

von 620 ka (Stadienübergang 16/15) wird durch die schwarze Fitgerade (Abb. 119) repräsentiert. In Abbildung 120, in dem das von uns erstellte Altersmodell eingezeichnet wurde, spiegelt die rote Fitgerade die Verhältnisse, wie sie in der Norwegen See (23059-3) und Fram Straße (23235-3) anzutreffen sind, am besten wider. Hierbei zeichnen sich Glazialstadien gegenüber Interglazialstadien durch erhöhte $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ Verhältnisse aus.

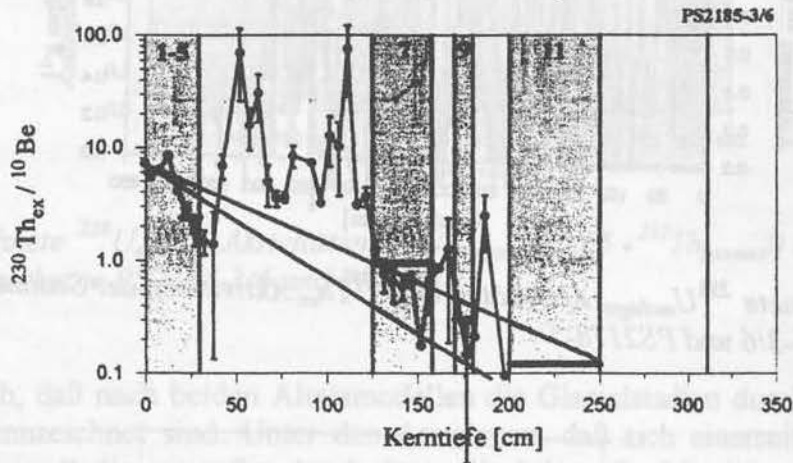


Abb. 119: $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ Verhältnisse des Sedimentkernes PS2185-3/6 mit Fitgeraden die das in dieser Arbeit erstellte Altersmodell (rote Linie) und das Altersmodell von Spielhagen et al. [1997] (schwarze Linie) repräsentieren

Schlußfolgerung

Die mit Hilfe der $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten und der $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{10}\text{Be}$ Aktivitätsverhältnisse ermittelten Ergebnisse führen zu keiner endgültigen Klärung der Datierungsproblematik. Aufgrund der in den vorherigen Abschnitten aufgeführten Argumente wird das in dieser Arbeit dargestellte Altersmodell bevorzugt. Zur eindeutigen Klärung der realistischeren Datierung müssen weitere Datierungsmethoden hinzugezogen werden.

5.4.3.12 Datierung des Sedimentkernes PS2185-3/6 im Zeitbereich älter als 500.000 Jahre

Entgegen den Verhältnissen in den obersten 305 cm des PS2185-3/6 zeichnet sich das Tiefenintervall von 305 bis 765 cm (Abb. 120) durch eine homogenere Sedimentzusammensetzung und eine deutlich geringere Variation der Trägerphase für ^{10}Be (Ton) aus.

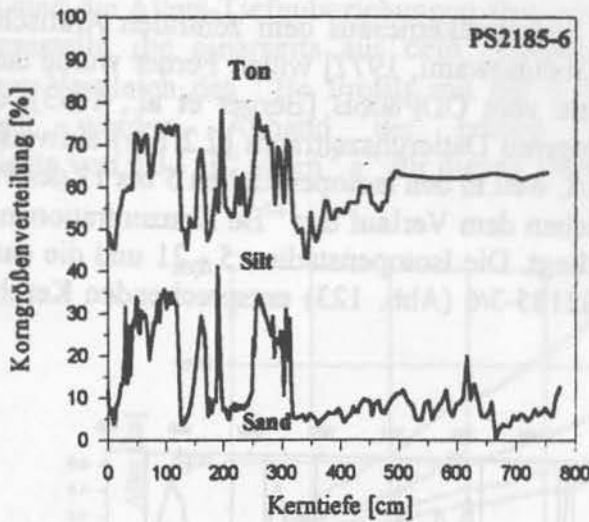


Abb. 120: Sand-, Silt- und Tonverteilungen in Gew. [%] des Sedimentkernes PS2185-3/6

Aus diesem Grund scheint es möglich zu sein eine mittlere Sedimentationsrate im Tiefenbereich zwischen 305 und 765 cm anhand eines exponentiellen Fits (Abb. 121) zu ermitteln. Die maximalen ^{10}Be Konzentrationen $0,8 \cdot 10^9$ Atome g^{-1} (305 cm) nehmen dabei bis zu einer Kerntiefe von 765 cm auf einen Wert von $0,3 \cdot 10^9$ Atome g^{-1} ab. Aus dem exponentiellen Zerfall ergibt sich eine Sedimentationsrate von $0,23 \pm 0,05$ cm ka^{-1} und liefert ein Alter von $2,5 \pm 0,5$ ka am Kernende dieses Sedimentkernes, wenn man von einem Alter von 478 ka (Isotopenübergang 13/12) in der Kerntiefe von 305 cm ausgeht.

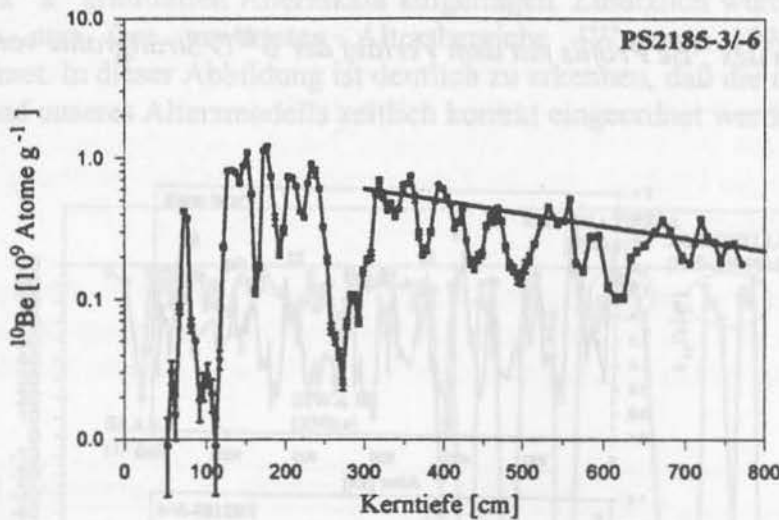


Abb. 121: ^{10}Be Konzentrationen des Sedimentkernes PS2185-3/6 in logarithmischer Darstellung gegen die Kerntiefe aufgetragen

Eine weitere Möglichkeit der Altersdatierung stellt das „Constant Flux“ Modell für ^{10}Be dar. Die Alters-Tiefenbeziehungen für den Kernbereich von 305 - 765 cm wurden mit den ^{10}Be -Flußdichten von $0,2, 0,3, 0,4, 0,5$ und $0,6 \cdot 10^6$ at $\text{cm}^{-2} \text{a}^{-1}$ (Abb. 125) berechnet. Die Größenordnung dieser ^{10}Be -Flußdichten spiegeln den rezenten atmosphärischen Input, der im grönländischen Eisschild von Stanzick [1996] bestimmt wurde und die ^{10}Be

Depositionsflußdichte eines Sedimentkernes aus dem zentralen Arktischen Ozean von $0,3 \cdot 10^6 \text{ at cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ [Finkel and Krishnaswami, 1977] wider. Ferner wurde das ^{10}Be -Profil mit der Sauerstoffisotopenstratigraphie vom ODP806B [Berger et al., 1993], die im Vergleich zu Imbrie et al. [1984] einen längeren Datierungszeitraum (2,2 Ma) aufweist, verglichen. Dieser Vergleich wurde durchgeführt, weil in den Isotopenstadien 5 bis 11 des PS2185-3/6 eine klare Korrelation (Abb. 122) zwischen dem Verlauf der ^{10}Be Konzentrationen mit dem $\delta^{18}\text{O}$ Profil von Imbrie et al. [1984] vorliegt. Die Isotopenstadien 5 - 21 und die datierten Ereignisse [a] bis [d] konnten im Kern PS2185-3/6 (Abb. 123) entsprechenden Kernbereichen zugeordnet werden.

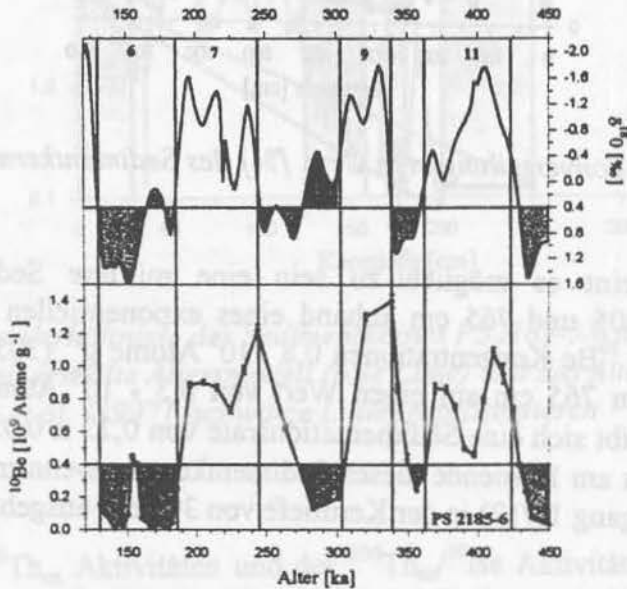


Abb. 122: Vergleich des ^{10}Be Profils mit dem Verlauf der $\delta^{18}\text{O}$ Stratigraphie von Imbrie et al. [1984]

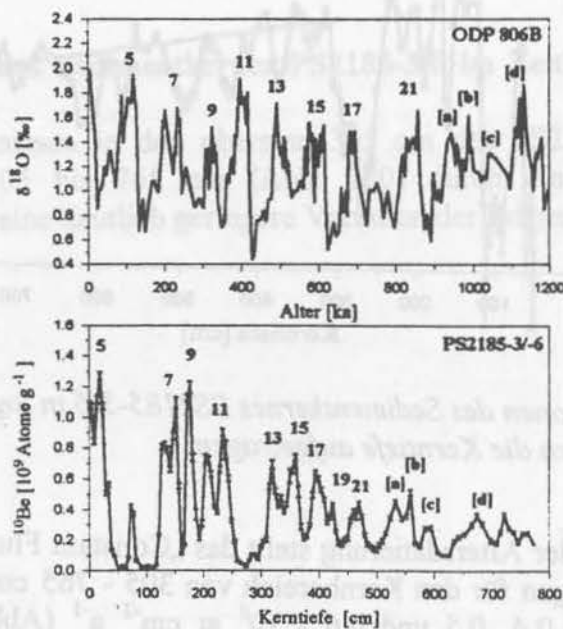


Abb. 123: Vergleich des ^{10}Be Profils mit dem Verlauf der $\delta^{18}\text{O}$ Stratigraphie des ODP806B

In Abbildung 124 sind die Alters-Tiefenbeziehungen ab einer Kerntiefe von 305 cm (Fixalter von 478 ka) dargestellt, die einerseits aus dem „Constant Flux“ Modell (Linien) und andererseits aus dem Vergleich des ^{10}Be Profils mit der $\delta^{18}\text{O}$ Stratigraphie vom ODP806B (Punkte) ermittelt wurden. Anhand der beiden Methoden wird eine ^{10}Be Depositionsflußdichte von $0,3 \cdot 10^6 \text{ at cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ für diesen Tiefenbereich bestimmt.

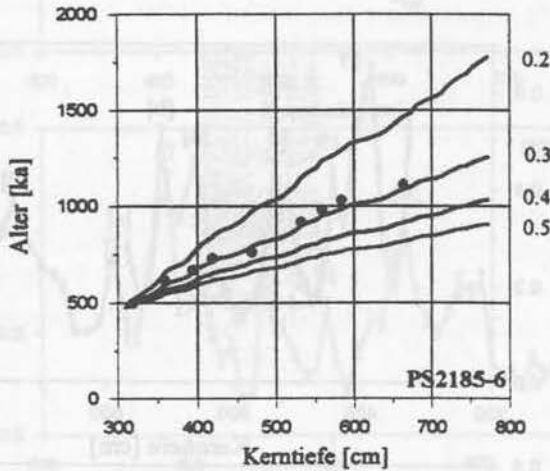


Abb. 124: Berechnete Alters-Tiefenbeziehungen des Sedimentkernes PS2185-3/6 anhand der Berechnung mit dem „Constant Flux“ Modell

In Abbildung 125 sind die Inklinationenwerte [Frederichs, 1995] des Sedimentkernes PS2185-6 gegenüber der aus dem „Constant Flux“ Modell mit einer ^{10}Be Depositionsflußdichte von $0,3 \cdot 10^6 \text{ at cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ermittelten Altersskala aufgetragen. Zusätzlich wurden die geomagnetischen Ereignisse und ihre erwarteten Altersbereiche [Wagner, 1995] in Abbildung 125 eingezeichnet. In dieser Abbildung ist deutlich zu erkennen, daß die magnetischen Anomalien auch anhand unseres Altersmodells zeitlich korrekt eingeordnet werden können.

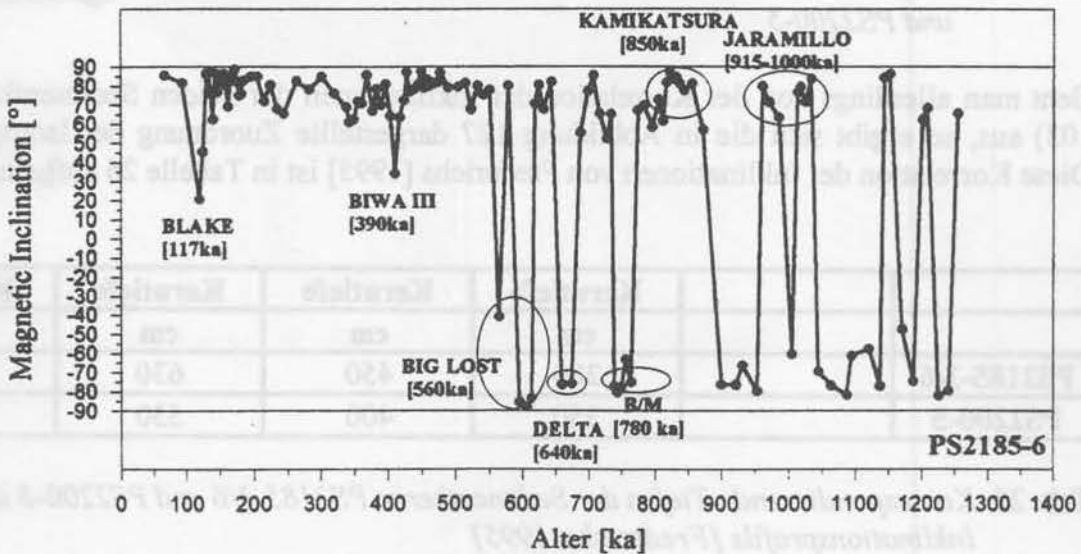


Abb. 125: Inklinationsprofil des Sedimentkernes PS2185-3/6 [Frederichs, 1995] aufgetragen gegen das in dieser Arbeit ermittelte Altersmodell

5.4.3.13 Datierung des Sedimentkernes PS2200-5 im Zeitbereich älter als 500.000 Jahre
 Basiert auf der Datierung des Sedimentkerns PS2185-3/6 soll im nachfolgenden auch ein Altersmodell für den Tiefenbereich von 345 cm bis 700 cm des Sedimentkerns PS2200-5 erstellt werden. Dabei werden zunächst die ¹⁰Be-Profile (Abb. 126) der beiden Sedimentkerne näher betrachtet. Durch eine visuelle Korrelation der ¹⁰Be-Profile konnten bestimmte Zeitmarker beim Sedimentkern PS2200-5 gesetzt werden.

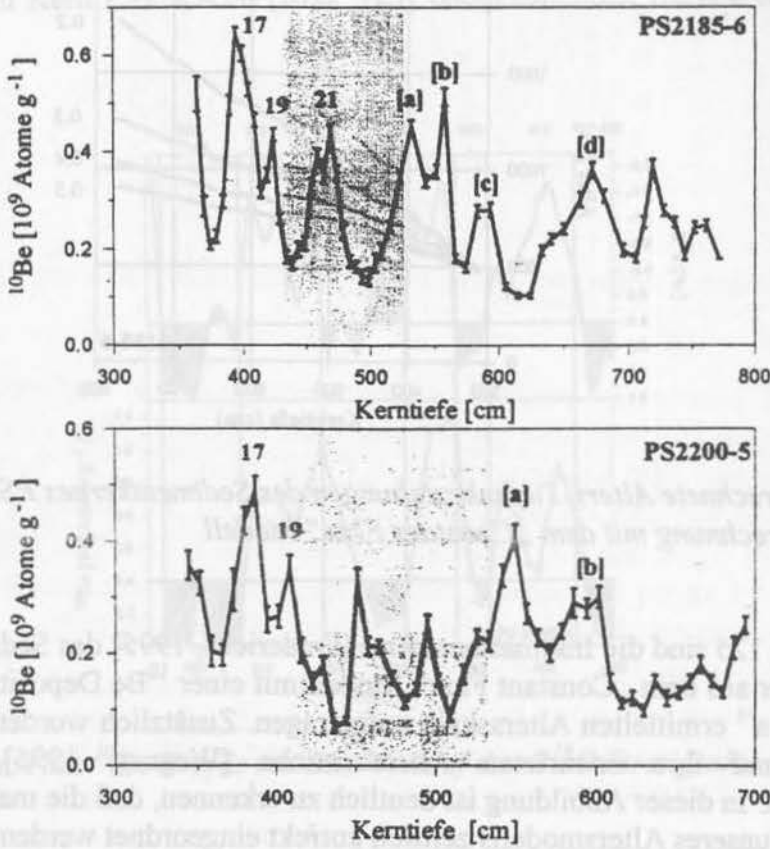


Abb. 126: Vergleich des Verlaufs der ¹⁰Be Konzentrationen der Sedimentkerne PS2185-3/6 und PS2200-5

Geht man allerdings von der Korrelation der Inklinationen der beiden Sedimentkerne (Abb. 103) aus, so ergibt sich die in Abbildung 127 dargestellte Zuordnung der Isotopenstadien. Diese Korrelation der Inklinationen von Frederichs [1995] ist in Tabelle 26 aufgelistet.

	Kerntiefe	Kerntiefe	Kerntiefe	Kerntiefe
	cm	cm	cm	cm
PS2185-3/6	380	450	630	720
PS2200-5	350	400	530	600

Tab. 26: Korrespondierende Tiefen der Sedimentkerne PS2185-3/6 und PS2200-5 anhand des Inklinationsprofils [Frederichs, 1995]

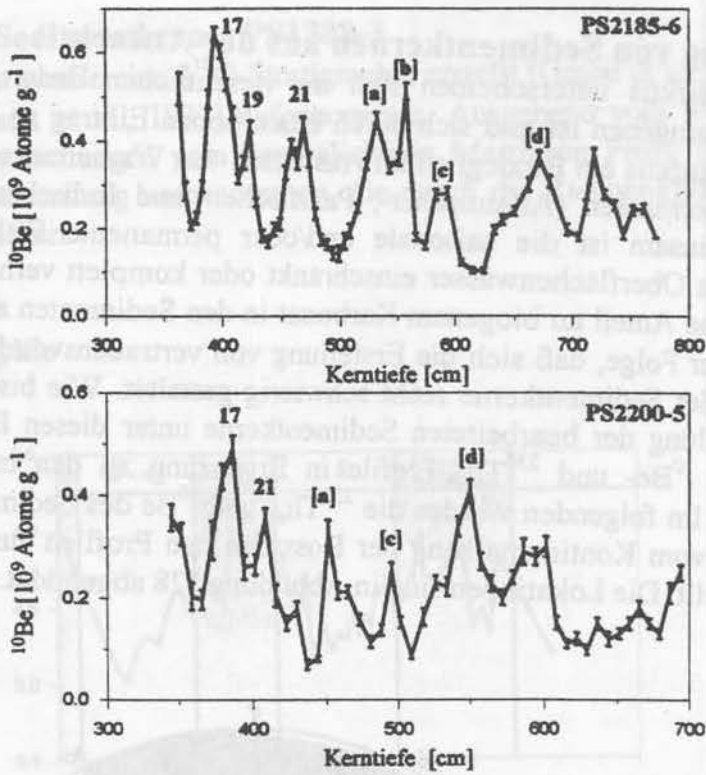


Abb. 127: Zuordnung der am Sedimentkern PS2185-3/6 ermittelten Isotopenstadien auf den Sedimentkern PS2200-5 anhand der Korrelation der Inklinationsprofile

Die beiden Alterseinteilungen weisen klare Unterschiede auf. Dabei wird bei der Korrelation der Inklinationen eine kleinere Sedimentationsrate (S_2) gefordert als bei der Korrelation der ^{10}Be -Profile (S_1). Die Sedimentationsrate (S_2) wäre im betrachteten Kernbereich sogar kleiner als beim Sedimentkern PS2185-3/6. Diese Annahme erscheint jedoch aufgrund der hohen Grobfractionsanteile im Tiefenbereich zwischen 400 und 550 cm des Sedimentkerns PS2200-5 (Abb. 107), verglichen mit dem Tiefenbereich 305 cm bis 765 cm des PS2185-3/6 als nicht gerechtfertigt.

5.5 Datierung von Sedimentkernen aus der Antarktis

Arktis und Antarktis unterscheiden sich im wesentlichen dadurch, daß die Arktis von Schelfgebieten umgeben ist und sich durch einen hohen Eintrag an Flußwasser auszeichnet, während die Antarktis ein Bindeglied im Austausch von Wassermassen und Wärme zwischen den Ozeanwassermassen (Atlantischer-, Pazifischer- und Indischer Ozean) bildet. Beiden Gebieten gemeinsam ist die saisonale und/oder permanente Eisbedeckung, die biogene Produktivität im Oberflächenwasser einschränkt oder komplett verhindert. Der geringe oder nicht vorhandene Anteil an biogenem Karbonat in den Sedimenten aus der Antarktis hat wie in der Arktis zur Folge, daß sich die Erstellung von vertrauenswürdigen $\delta^{18}\text{O}$ Stratigraphien zur Datierung der Sedimentkerne recht schwierig gestaltet. Wie bisher dargestellt, kann die zeitliche Einteilung der bearbeiteten Sedimentkerne unter diesen Begebenheiten nur durch hochaufgelöste ^{10}Be - und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Profile in Ergänzung zu den magnetischen Parametern erzielt werden. Im folgenden werden die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ und ^{10}Be des Sedimentkernes PS1388-3 und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Profile vom Kontinentalhang der Ross See den Profilen aus dem Arktischen Ozean gegenübergestellt. Die Lokationen sind in Abbildung 128 abgebildet.

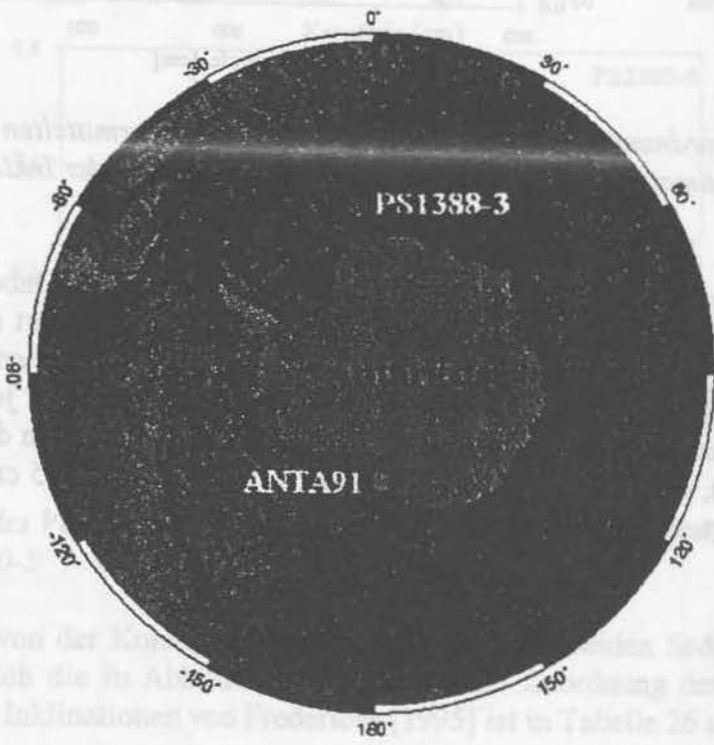


Abb. 128: Lokation des Sedimentkernes PS1388-3 und der Sedimentkerne ANTA91

	Kerntiefe	Kerntiefe	Kerntiefe	Kerntiefe
PS2185-3/6	380	450	670	720
PS2200-5	350	400	520	600

Tab. 26: Korrespondierende Tiefen der Sedimentkerne PS2185-3/6 und PS2200-5 anhand Inklimationsprofils (Fredericks, 1995)

5.5.1 Datierung des Sedimentkernes PS1388-3

An diesem Sedimentkern wurde eine $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie erstellt [Grobe et al., 1990] und ^{10}Be und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Profile [Frank et al., 1993] aufgenommen. Ausgehend vom $\delta^{18}\text{O}$ -Profil (Abb. 129), das deutliche Abweichungen vom generalisierten Martinson Profil [1987] aufweist, wurde eine erste Klimaeinteilung vorgenommen, die durch die Radionuklidprofile bestätigt und verfeinert werden sollten.

5.5.1.1 $\delta^{18}\text{O}$ Stratigraphie

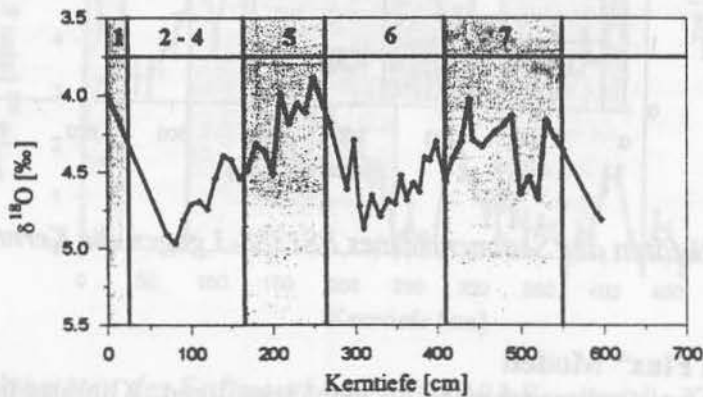


Abb. 129: $\delta^{18}\text{O}$ Stratigraphie des Sedimentkernes PS1388-3 [Grobe et al., 1990]

5.5.1.2 ^{230}Th , ^{10}Be

Anhand des $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Profils (Abb. 130) wurden die Klimaübergänge 6/5 und 2/1 in Kerntiefen festgelegt, in denen die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitäten den größten Gradienten aufweisen. Diese Einteilung stimmt mit den Ergebnissen überein, die aus der Betrachtung des Verlaufs der $\delta^{18}\text{O}$ Werte erzielt wurden.

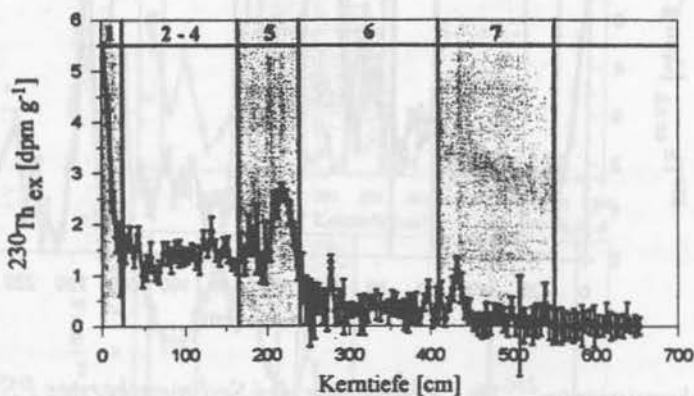


Abb. 130: $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten des Sedimentkernes PS1388-3 gegen die Kerntiefe

Die Einteilung der Klimastadien in Abb. 131 erfolgte mit Hilfe der „ ^{10}Be -Stratigraphie“, die eine wesentliche Rolle bei der Datierung von Sedimentkernen aus hohen nördlichen Breiten spielt. Hierbei zeichnen sich die Interglaziale 1 und 5 durch erhöhte ^{10}Be Konzentrationen

und die Klimastadien 2 - 4 durch niedrigere Konzentrationen aus. Die hohen ^{10}Be Konzentrationen im Kernbereich zwischen 200 - 230 cm spiegeln demzufolge das Interglazialstadium 5 wider.

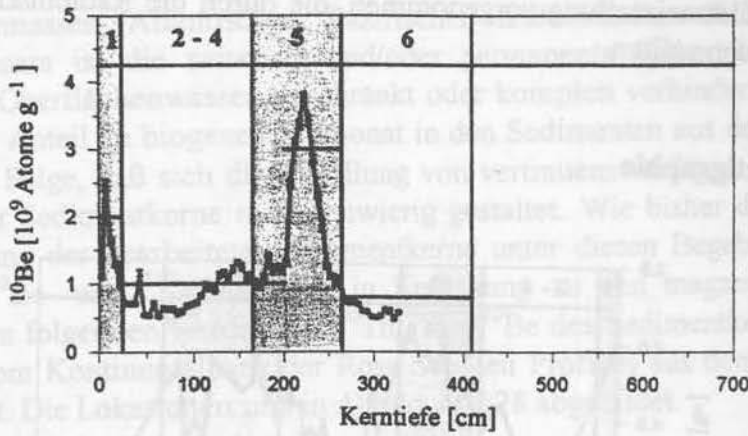


Abb. 131: ^{10}Be Aktivitäten des Sedimentkernes PSI388-3 gegen die Kerntiefe

5.5.1.3 „Constant Flux“ Modell

Die Datierung dieses Sedimentkernes in den jeweiligen Klimastadien wurde mit dem „Constant Flux Modell“ von $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ bestimmt. In Abbildung 132 sind die initialen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten gegen die Altersskala aufgetragen. Vergleicht man den Verlauf der initialen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten mit den initialen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten des Sedimentkernes 23235-3 (Abschnitt 5.2.2.1), so zeigt sich eine deutliche Übereinstimmung der beiden Profile. Wie in Abbildung 132 dargestellt, sind hohe initiale $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten in den ersten 10 ka, von 80 - 90 ka, von 100 - 110 ka und von 180 - 240 ka zu sehen.

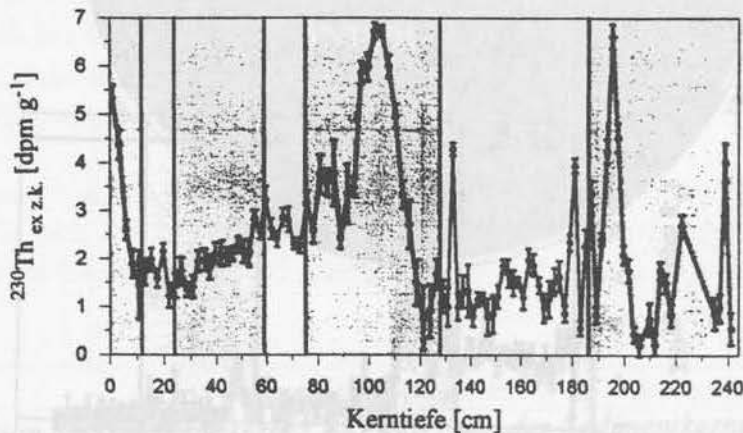


Abb. 132: Zerfallskorrigierte $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten des Sedimentkernes PSI388-3 gegen die Kerntiefe

5.5.2 Datierung des Sedimentkernes ANTA91-8 (Kontinentalhang der Ross See)

Ceccaroni et al. [1995] bestimmten an drei Sedimentkernen vom Kontinentalhang der Ross See die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten. Die beiden Sedimentkerne ANTA91-2 ($69^{\circ}59'\text{S}$, $177^{\circ}47'\text{E}$, Wassertiefe 3360 m), ANTA91-4 ($71^{\circ}11'\text{S}$ $178^{\circ}28'\text{E}$, Wassertiefe 2815 m) liegen in einem

Canyon der den Kontinentalhang schneidet, wohingegen der Sedimentkern ANTA91-8 (70°47'S 172°50'E, Wassertiefe 2383 m) durch eine steilere Inklination gekennzeichnet ist. Besondere Aufmerksamkeit bei der Betrachtung dieser Kerne galt dabei dem Sedimentkern ANTA91-8. Eine zeitliche Einteilung des Sedimentkernes ANTA91-8 wurde von Ceccaroni et al. [1995], basierend auf dem Verlauf der $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten vorgenommen und ist in Abb.133 dargestellt.

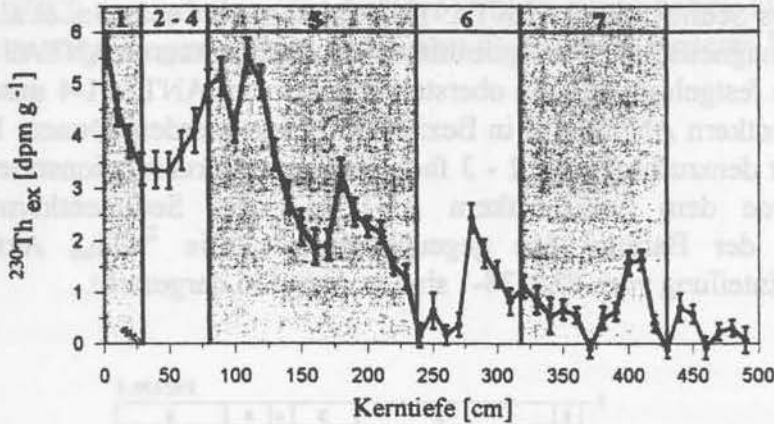


Abb. 133: $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten des Sedimentkernes ANTA91-8 gegen die Kerntiefe

Vergleicht man dieses $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Profil mit dem Aktivitätsprofil des PS2471-4 vom Kontinentalhang der Laptev See (Arktis) im Altersbereich von 12 ka bis 128 ka, so läßt sich ein ähnlicher Verlauf erkennen. In Abbildung 134 wurden deshalb die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitätsprofile der beiden Sedimentkerne mit der Isotopenstadieneinteilung vom PS2471-4 einander gegenübergestellt.

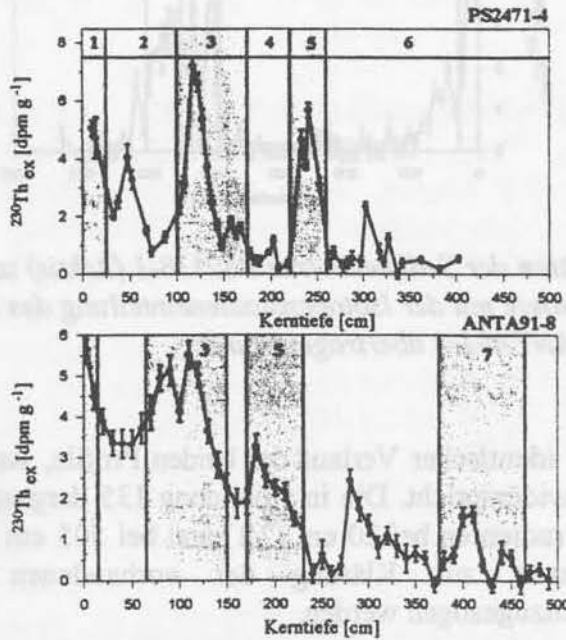


Abb. 134: $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten der Sedimentkerne PS2471-4 (Arktis) und ANTA91-8 (Antarktis) gegen die Kerntiefe mit der Isotopenstadieneinteilung des PS2471-4, die auf den Sedimentkern ANTA91-8 übertragen wurde

Die durch diesen Vergleich erhaltene Einteilung der Isotopenstadien unterscheidet sich deutlich von der Einteilung von Ceccaroni et al. [1995]. Identisch ist die Festlegung der Klimaübergänge 6/5 und 2/1, die sich, wie in der Arktis, durch klare Gradienten in der $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivität auszeichnen. Um diese Diskrepanz der Datierung zu lösen, ist es notwendig im Rahmen weiterer Arbeiten die zeitliche Einteilung durch zusätzliche Datierungsmöglichkeiten (^{10}Be , ESR) zu überprüfen.

5.5.3 Datierung des Sedimentkernes ANTA91-4 (Kontinentalhang der Ross See)

Die Datierung des Sedimentkerne ANTA91-4 erfolgte nach Ceccaroni et al. [1995] durch die Korrelation der magnetischen Suszeptibilitäten der Sedimentkerne ANTA91-4 und ANTA91-8. Hierbei wurde festgelegt, daß die obersten 150 cm vom ANTA91-4 mit den obersten 400 cm beim Sedimentkern ANTA91-8 in Beziehung gesetzt werden können. Der Sedimentkern ANTA91-4 weist demzufolge eine 2 - 3 fach geringere Akkumulationsrate auf. Analog zum ANTA91-8 wurde dem Sedimentkern ANTA91-4 der Sedimentkern PS2138-1 vom Kontinentalhang der Barents See gegenübergestellt. Die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten mit der Isotopenstadieneinteilung vom PS2138-1 sind in Abb. 135 dargestellt.

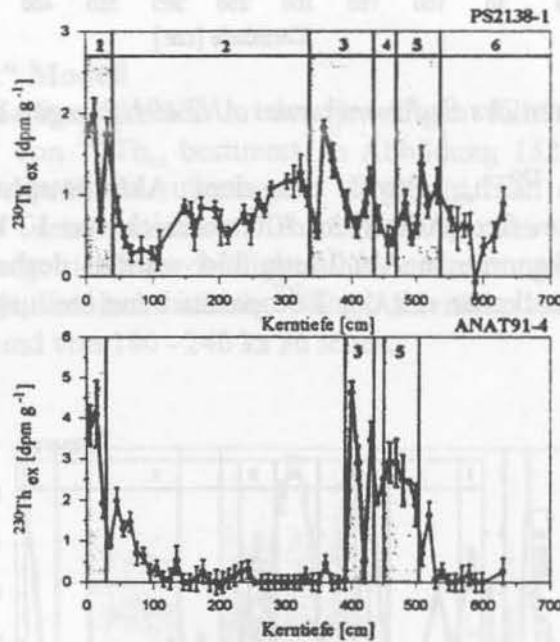


Abb. 135: $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivitäten der Sedimentkerne PS2138-1 (Arktis) und ANTA91-4 (Antarktis) gegen die Kerntiefe mit der Isotopenstadieneinteilung des PS2138-1, die auf den Sedimentkern ANTA91-4 übertragen wurde

Auch hier zeigt sich ein identischer Verlauf der beiden Profile, welche der Datierung nach Ceccaroni et al. [1995] widerspricht. Die in Abbildung 135 dargestellte zeitliche Einteilung wird durch die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Gradienten bei 20 cm (2/1) und bei 505 cm (6/5) unterstützt. Analog zum ANTA91-8 müssen zur Klärung der vorhandenen Diskrepanzen andere Datierungsmethodiken hinzugezogen werden.

6 Bestimmung von ^{10}Be - und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten

In diesem Abschnitt werden die ^{10}Be - und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten der in Kapitel 5 datierten Sedimentkerne aus dem Europäischen Nordmeer und Nordpolarmeer bestimmt. Dadurch wird ermöglicht, daß die Depositionsflußdichten an den verschiedenen Lokationen in den jeweiligen Isotopenstadien miteinander in Beziehung gesetzt werden können. Die ^{10}Be und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten wurden nach Gleichung 14 berechnet:

$$F_A(x) = C_x(0) \cdot \rho(x) \cdot S(x) \quad (14)$$

mit

- $F_A(x)$ = Depositionsflußdichte [$\text{dpm cm}^{-2} \text{a}^{-1}$] für $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ bzw. [$\text{at cm}^{-2} \text{a}^{-1}$] für ^{10}Be
- $C_x(0)$ = Zerfallskorrigierte $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Aktivität [dpm g^{-1}] bzw. ^{10}Be Konzentration [at g^{-1}]
- $S(x)$ = Sedimentationsrate [cm ka^{-1}]
- $\rho(x)$ = Trockenraumdichten [g cm^{-3}]
- x = Kerntiefe [cm]

Die Datierungen der betrachteten Sedimentkerne, mit Ausnahme der Sedimentkerne 17728, 23065, 23259 [Scholten et al., 1994], die anhand von ^{14}C -Altern, $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphien, $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Methode und ^{10}Be -Stratigraphie erstellt wurden sind in Kapitel 5 ausführlich beschrieben. Für die jeweiligen Isotopenstadien war es demzufolge möglich, die ^{10}Be - und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten nach Gleichung 14 zu bestimmen. Die Trockenraumdichten der bearbeiteten Sedimentkerne wurden uns von Wahsner, Spielhagen und Kassens zur Verfügung gestellt.

6.1 Vertikale ^{10}Be Depositionsflußdichten

Aus dem Vergleich der $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten (F_A) mit der aus der Wassersäule erwarteten Produktion (F_P) können, wenn Scavenging Prozesse vernachlässigbar sind, Aussagen über Sedimentumlagerungen (Focusing, Winnowing) getroffen werden. Diese Prozesse sind ausführlich in Abschnitt 2.4.3.2 dargestellt. Weiterhin wurden die ^{10}Be Depositionsflußdichten auf Sedimentumlagerungsprozesse korrigiert. Diese vertikalen Flußdichten konnten nach Gleichung 32 berechnet werden.

$$F_V(^{10}\text{Be}) = \frac{F(^{10}\text{Be})}{\frac{F_A(^{230}\text{Th})}{F_P}} \quad (32)$$

6.1.1 Vertikale ^{10}Be -Flußdichten der Sedimentkerne 23059-3 und PS1533-3

Es ist aufgrund der großen Unsicherheiten in den Sedimentationsraten nicht möglich, für jeden ^{10}Be Meßpunkt eine ^{10}Be Depositionsflußdichte zu bestimmen. Nur anhand der Gleichung 32 können für jeden Meßpunkt vertikale ^{10}Be -Flußdichten ermittelt werden.

Grundvoraussetzung dieser Berechnung ist, daß Scavenging Prozesse für $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ zu vernachlässigen sind. Die vertikalen ^{10}Be Depositionsflußdichten wurden für die Sedimentkerne 23059-3 und PS1533-3 berechnet und in Abbildung 136 dargestellt.

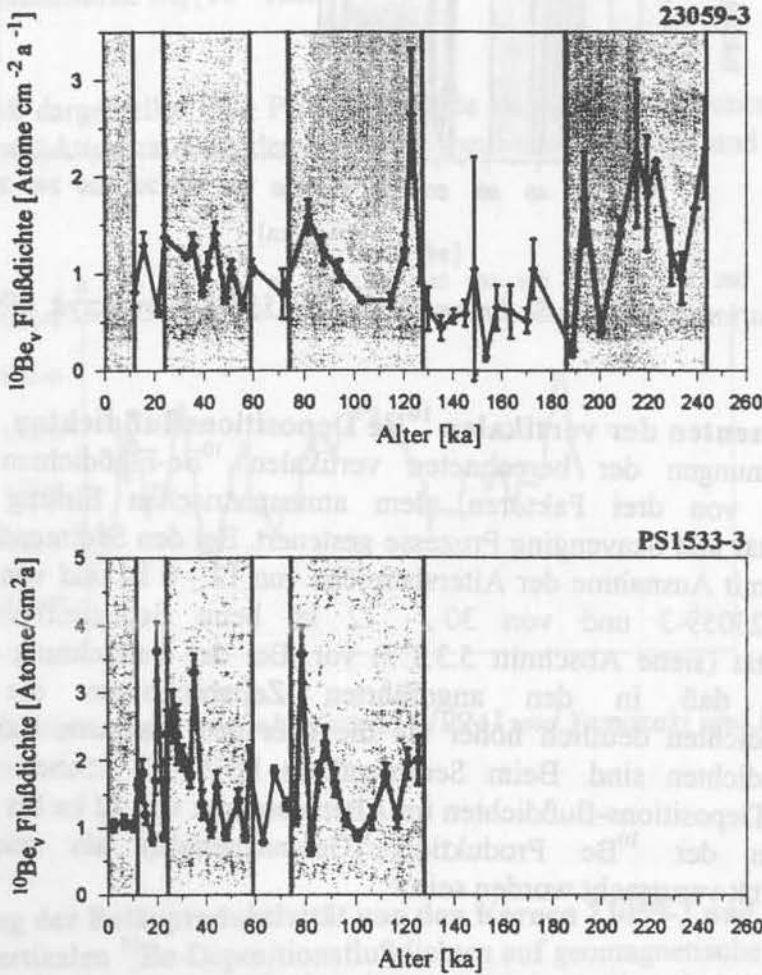


Abb. 136: Vertikale ^{10}Be Flußdichten der Sedimentkerne 23059-3 und PS1533-3 gegen das Alter

6.1.2 Vergleich der vertikalen ^{10}Be Depositionsflußdichten mit dem Inklinationsprofil des PS1533-3

Der Vergleich der vertikalen ^{10}Be -Flußdichten (Abb. 136) mit den Inklinationsänderungen [Nowaczyk, 1991] (Abb. 137) zeigt einen deutlichen Zusammenhang. Hierbei zeichnen sich Zeiten erhöhter vertikaler ^{10}Be -Flußdichten (20 - 40 ka, 80 ka) durch drastische Änderungen in der Inklination) aus. Der Inklinationswechsel bei 120 ka ist beim Sedimentkern PS1533-3 jedoch nicht deutlich erkennbar, während der Sedimentkern 23059-3 auch in diesem Altersbereich erhöhte vertikale ^{10}Be -Flußdichten aufweist. Diese Korrelation deutet daraufhin, daß zur Zeiten eines Inklinationswechsel (angenommene Schwächung des Erdmagnetfeldes) eine erhöhte Produktion an ^{10}Be in der Erdatmosphäre stattgefunden hat.

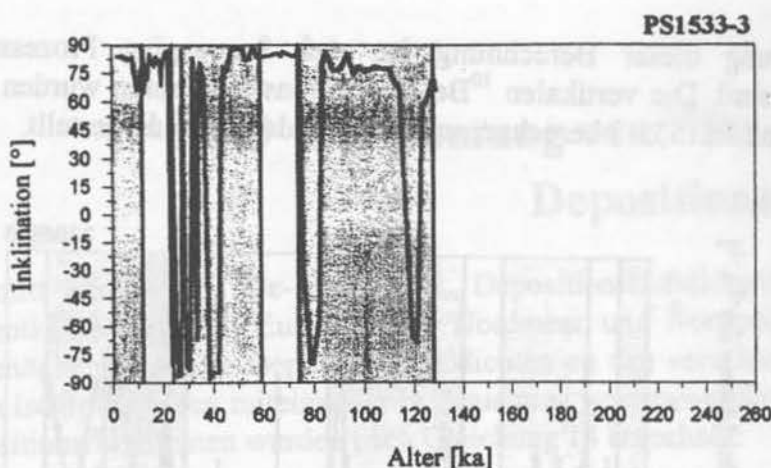


Abb. 137: Inklinationsprofil des Sedimentkernes PS1533-3 [Nowaczyk, 1991] gegen das Alter

6.1.3 Komponenten der vertikalen ^{10}Be Depositionsflußdichten

Die Größenordnungen der berechneten vertikalen ^{10}Be -Flußdichten werden bei den Sedimentkernen von drei Faktoren, dem atmosphärischen Eintrag (Produktion), der Paläoproduktivität und Scavenging Prozesse gesteuert. Bei den Sedimentkernen 23059-3 und PS1533-3 liegt mit Ausnahme der Altersbereiche von 12 - 0 ka und von 120 - 100 ka beim Sedimentkern 23059-3 und von 30 - 12 ka beim Sedimentkern PS1533-3 keine Paläoproduktivität (siehe Abschnitt 5.3.1.7) vor. Bei der Betrachtung der Abbildung 136 erkennt man, daß in den angeführten Zeitabschnitten die vertikalen ^{10}Be Depositionsflußdichten deutlich höher als die über den gesamten Kern gemittelten ^{10}Be Depositionsflußdichten sind. Beim Sedimentkern PS1533-3 können deshalb die hohen vertikalen ^{10}Be Depositionsflußdichten im Altersabschnitt von 12 ka bis 30 ka sowohl durch Änderungen in der ^{10}Be Produktion (Geomagnetfeld) als auch durch erhöhte Paläoproduktivität verursacht worden sein.

6.1.3.1 Produktionskurve von ^{10}Be in der Erdatmosphäre

Die Intensität des Erdmagnetfeldes unterlag im Laufe der Erdgeschichte deutlichen Schwankungen. Dabei variiert die ^{10}Be -Produktion in der Erdatmosphäre annähernd mit

$$\frac{1}{\sqrt{\text{geomag. Feld}}} \quad [\text{Lal, 1987}] \quad (33)$$

Änderungen im Erdmagnetfeld der letzten 140 ka wurden von Meynadier et al. [1992] und Tric et al. [1992] anhand der Paläodipolfelder in Sedimentkernen und von Mazaud et al. [1994] durch die Bestimmung der ^{10}Be Konzentrationen im Vostok Eisbohrkern rekonstruiert. Für den Altersbereich von 200 - 140 ka wurden die Paläodipolfelder an Sedimentkernen aus dem westlichen Pazifik von Yamazaki und Ioka [1995] ermittelt und mit der Gleichung 34 in eine relative synthetische ^{10}Be -Produktionsrate umgesetzt.

$$\frac{Q_M}{Q_{M_0}} = \sqrt{\frac{M_0}{M}} \quad (34)$$

mit

 Q_M = globale ^{10}Be -Produktion [10^8 Atome $\text{cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$] bei dem Magnetfeld M Q_{M_0} = globale ^{10}Be -Produktion [10^8 Atome $\text{cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$] bei dem Magnetfeld M_0 M = Magnetfeldstärke M [10^{22}Am^2] M_0 = rezente Magnetfeldstärke M_0 [10^{22}Am^2]

Die in Abbildung 138 dargestellte ^{10}Be Produktionsrate ist eine Kombination der relativen synthetischen ^{10}Be -Produktionsrate aus den Arbeiten von Mazaud [1994] und Yamazaki und Ioka [1995].

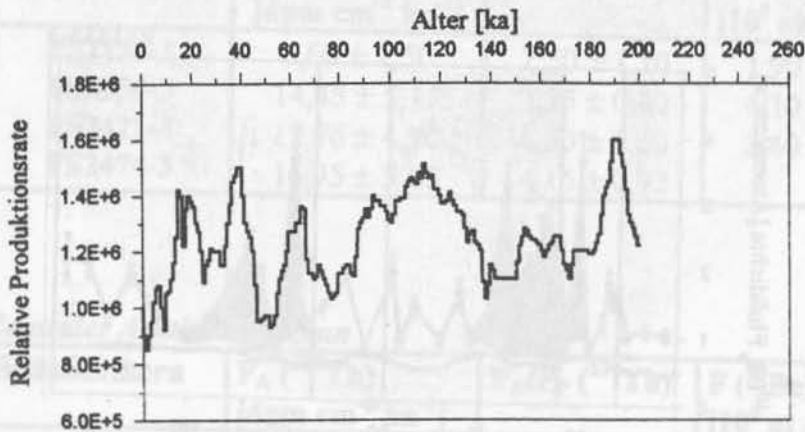


Abb. 138: Relative Produktionsraten nach Mazaud [1994] und Yamazaki und Ioka [1995] gegen Alter

6.1.3.2 Bestimmung der Paläoproduktivität von den Kernen 23059-3 und PS1533-3

Die Korrektur der vertikalen ^{10}Be -Depositionsflußdichten auf geomagnetische Schwankungen läßt Rückschlüsse auf Änderungen in der Paläoproduktivität zu. In der Abbildung 139 sind die vertikalen ^{10}Be Depositionsflußdichten der beiden Sedimentkerne eingezeichnet und der anhand der relativen Produktionsraten, mit einer angenommenen rezente atmosphärischen ^{10}Be Flußdichte von $0,5 \cdot 10^6 \text{at cm}^{-2} \text{a}^{-1}$, ermittelten atmosphärischen ^{10}Be Eintrag im Europäischen Nordmeer während den letzten 200 ka. Gegenüber dem atmosphärischen Eintrag erhöhte vertikale ^{10}Be -Flußdichten werden hierbei, unter der Voraussetzung, daß keine Änderungen in den ^{10}Be Svavenging Prozessen im betrachteten Zeitraum vorliegen, mit erhöhter Paläoproduktivität in Verbindung gebracht. Beim Sedimentkern 23059-3 zeichnet sich das Isotopenstadium 5 und beim PS1533-3 die Altersbereiche von 90 - 74 ka und von 40 - 20 ka durch erhöhte vertikale ^{10}Be Depositionsflußdichten aus. Die Kalziumkarbonat und Ba/Al Profile dieser Sedimentkerne deuten ebenfalls in den oben angeführten Zeitabschnitten auf erhöhte Paläoproduktivität hin.

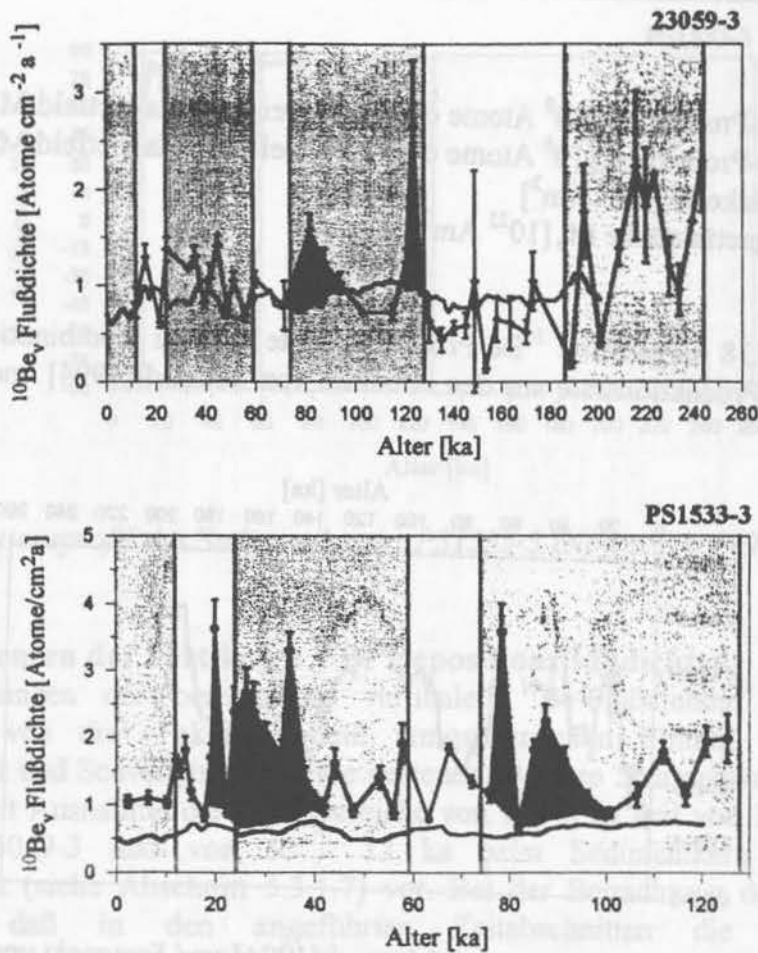


Abb. 139: Vertikale ^{10}Be Depositionsflußdichten der Sedimentkerne 23059-3 und PS1533-3 sowie der erwartete atmosphärische Eintrag (rote Linie); blaue Fläche kennzeichnen ^{10}Be Flußdichten, die deutlich über dem atmosphärischen Eintrag liegen

6.2 ^{10}Be und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten im Europäischen Nordmeer und im Nordpolarmeer

In den folgenden Tabellen sind die über den gesamten Kern gemittelten ^{10}Be und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten, wie die F_A/F_P (^{230}Th) Verhältnisse und die vertikalen ^{10}Be Depositionsflußdichten aufgelistet. Die angeführten Parameter sind desweiteren für jedes Isotopenstadium der untersuchten Sedimentkerne im Anhang C dargestellt.

Norwegen- und Grönland See

Lokation	F_A (^{230}Th) [dpm $\text{cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$]	F_A/F_P (^{230}Th)	F (^{10}Be) [$10^6 \text{ at cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$]	F_v (^{10}Be) [$10^6 \text{ at cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$]
23059-3	$6,35 \pm 1,50$	$1,05 \pm 0,25$	$1,09 \pm 0,23$	$1,15 \pm 0,46$
23065	$6,35 \pm 2,15$	$0,86 \pm 0,29$		
17728	$4,75 \pm 1,18$	$0,72 \pm 0,18$		
23259	$11,10 \pm 4,50$	$1,68 \pm 0,37$		

Framstraße und Yermak Plateau

Lokation	$F_A(^{230}\text{Th})$ [dpm cm ⁻² ka ⁻¹]	$F_A/F_P(^{230}\text{Th})$	$F(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]	$F_v(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]
23235-3	6,44 ± 1,81	0,99 ± 0,28	1,28 ± 0,34	1,26 ± 0,60
PS1533-3	8,00 ± 2,35	1,50 ± 0,45	2,44 ± 0,55	1,80 ± 0,75

Kontinentalhänge der Barents See und Laptev See

Lokation	$F_A(^{230}\text{Th})$ [dpm cm ⁻² ka ⁻¹]	$F_A/F_P(^{230}\text{Th})$	$F(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]	$F_v(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]
PS2138-1	6,60 ± 2,50	2,50 ± 1,10	1,90 ± 0,65	0,85 ± 0,40
PS2456-3	14,45 ± 5,15	2,25 ± 0,80	4,10 ± 0,60	1,80 ± 0,65
PS2471-4	12,76 ± 4,90	1,60 ± 0,60	3,40 ± 1,00	2,00 ± 1,09
PS2474-3	16,35 ± 3,60	4,16 ± 0,92		

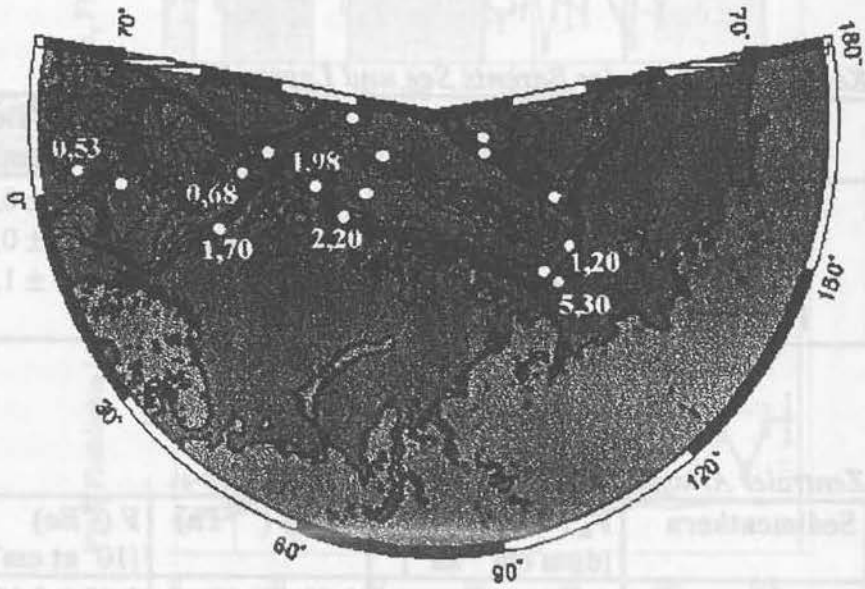
Zentraler Arktischer Ozean

Sedimentkern	$F_A(^{230}\text{Th})$ [dpm cm ⁻² ka ⁻¹]	$F_A/F_P(^{230}\text{Th})$	$F(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]	$F_v(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]
PS1524-2	5,12 ± 1,24	0,53 ± 0,13	0,40 ± 0,10	0,80 ± 0,34
PS1521-15	5,73 ± 1,95	0,57 ± 0,20	0,65 ± 0,27	1,20 ± 0,65
PS2757-8	4,02 ± 1,94	1,25 ± 0,60	0,83 ± 0,18	0,72 ± 0,35
PS2185-3/6			0,32 ± 0,08	
PS2178-5			0,69 ± 0,36	
PS2200-5			0,27 ± 0,08	

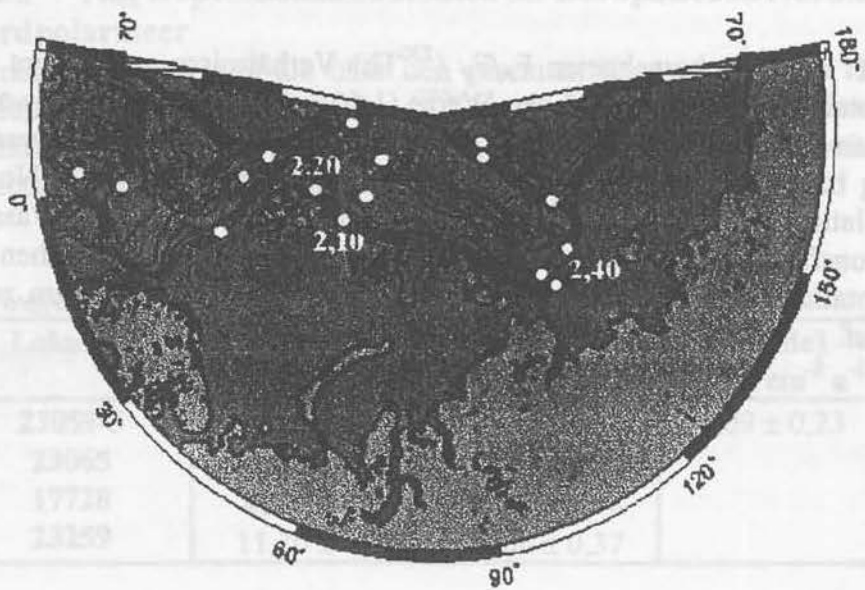
Betrachtet man die berechneten $F_A/F_P(^{230}\text{Th})$ Verhältnisse, so erkennt man, daß sich die Kontinentalhanggebiete durch hohe Werte (1,60 - 4,16) auszeichnen, während im zentralen Arktischen Ozean Verhältnisse von etwa 0,50 vorlagen. Dies läßt vermuten, daß neben Focusing bzw. Winnowing auch Scavenging vorliegen kann. In der Norwegen See ist die Akkumulationsflußdichte an $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ gleich der Produktion in der Wassersäule. Die ^{10}Be -Depositionsflußdichten weisen eine ähnliche Tendenz mit hohen Werten in den Kontinentalhanggebieten und deutlich niedrigeren ^{10}Be -Flußdichten im zentralen Arktischen Ozean auf.

6.2.1 ^{10}Be und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten im Europäischen Nordmeer und im Nordpolarmeer in den jeweiligen Isotopenstadien

Interglazialstadium 1
 F_A/F_P Verhältnisse

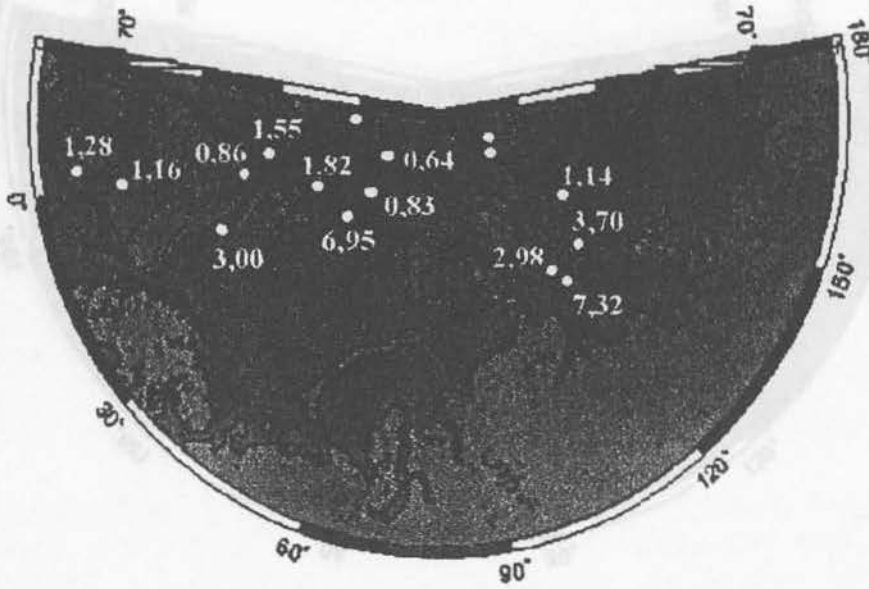


^{10}Be Depositionsflußdichten

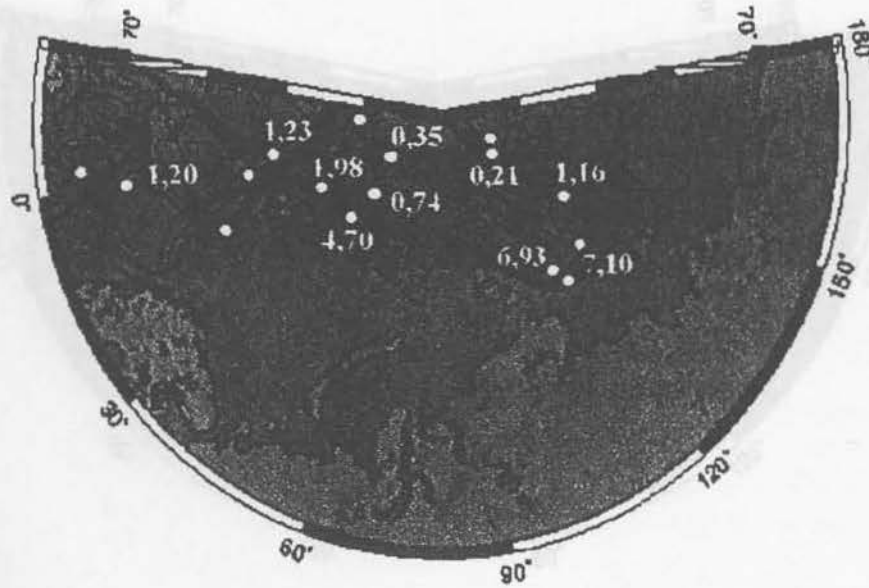


Glazialstadium 2

F_A/F_P Verhältnisse

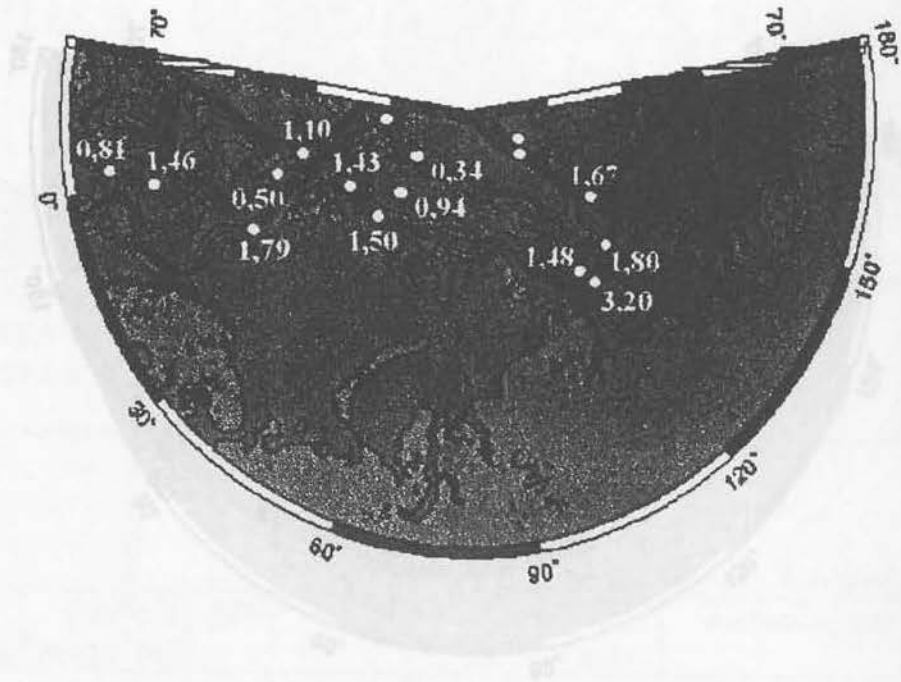


^{10}Be Depositionsflußdichten



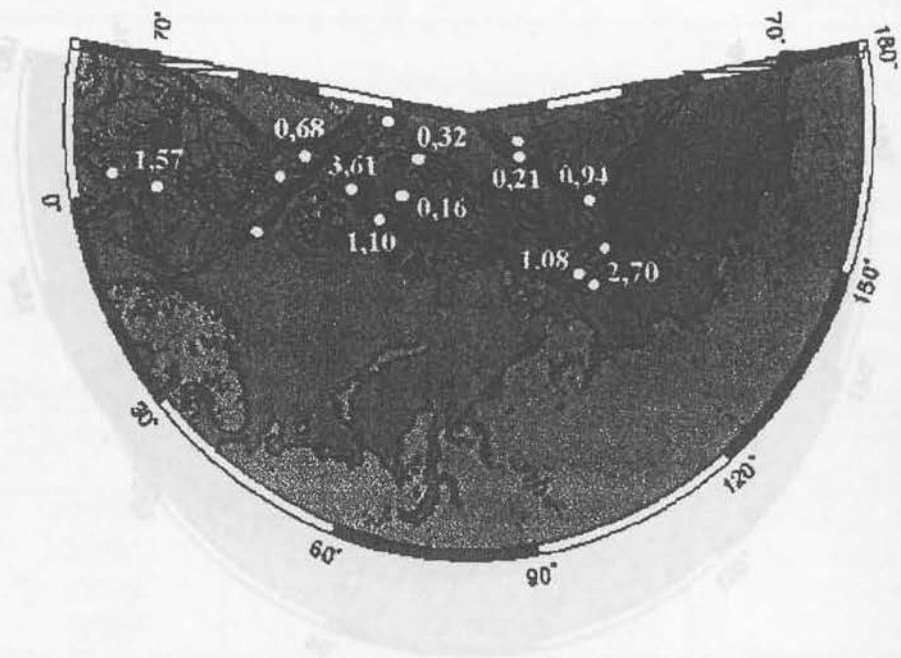
Interstadial 3
 F_A/F_P Verhältnisse

Interglazialstudium 1
 F_A/F_P Verhältnisse

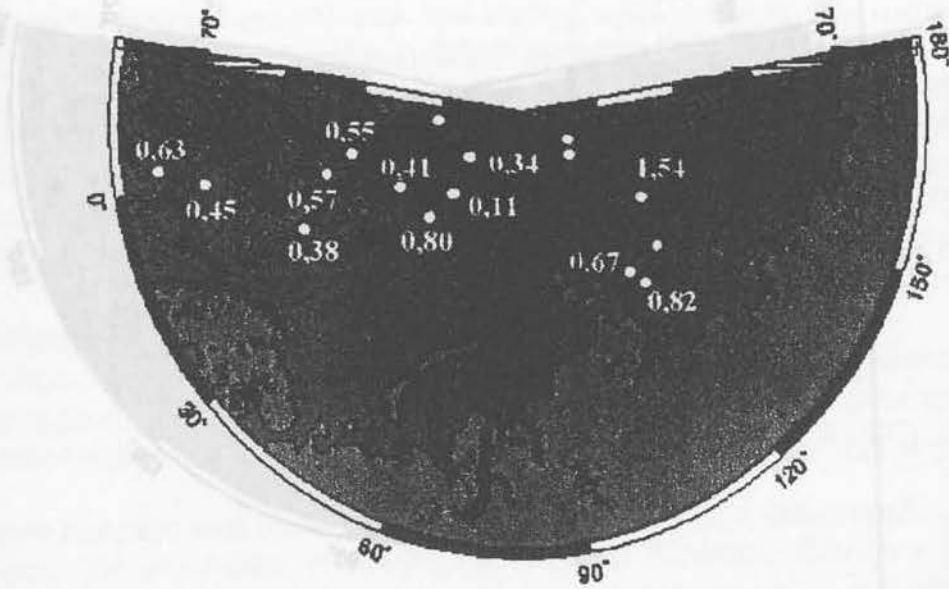


^{10}Be Depositionsflußdichten

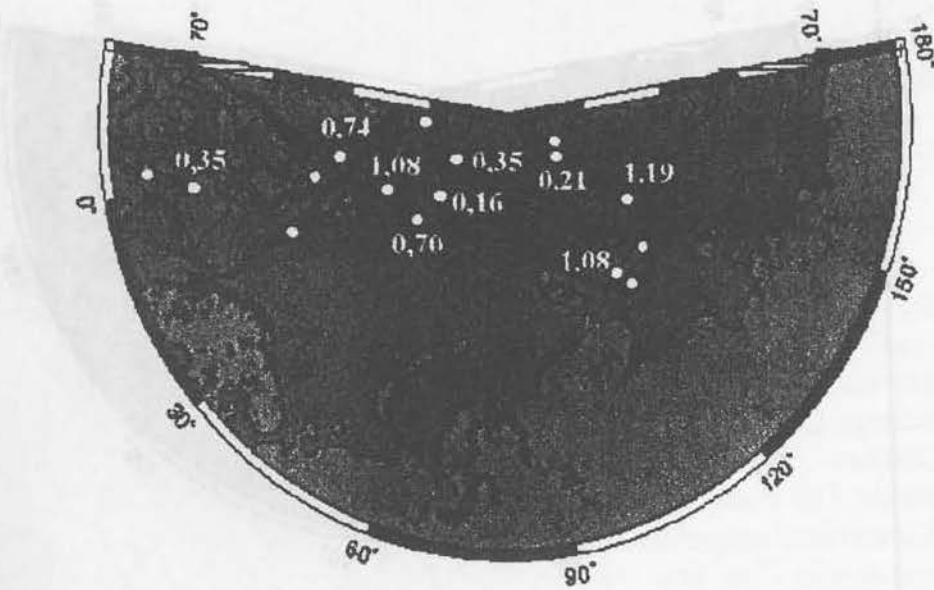
^{10}Be Depositionsflußdichten



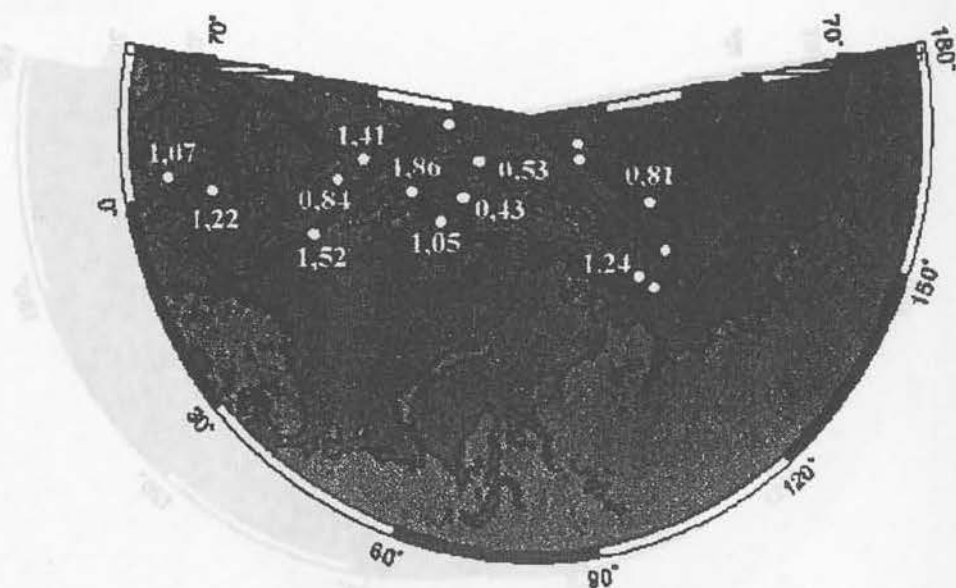
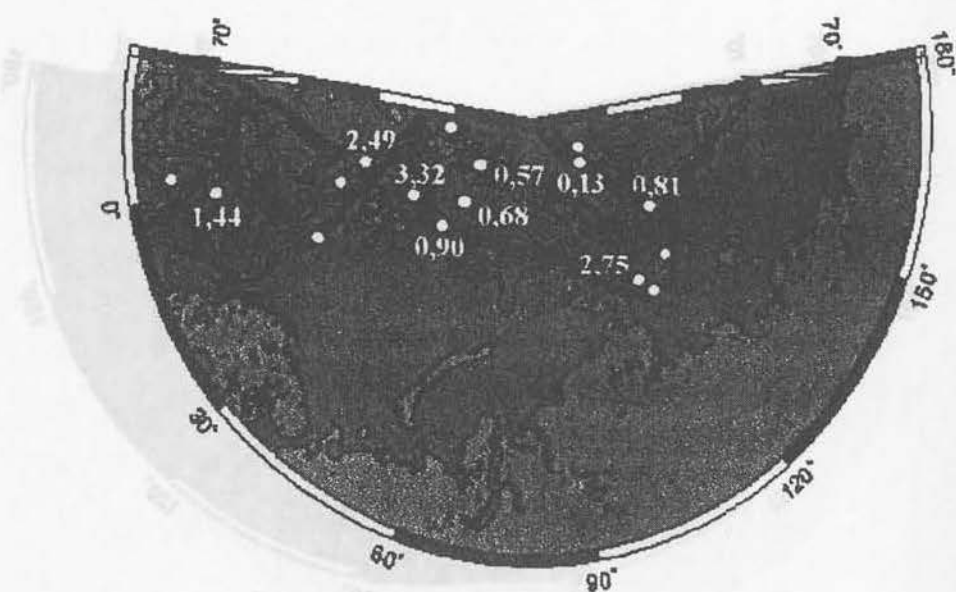
Glazialstadium 4
 F_A/F_P Verhältnisse



^{10}Be Depositionsflußdichten

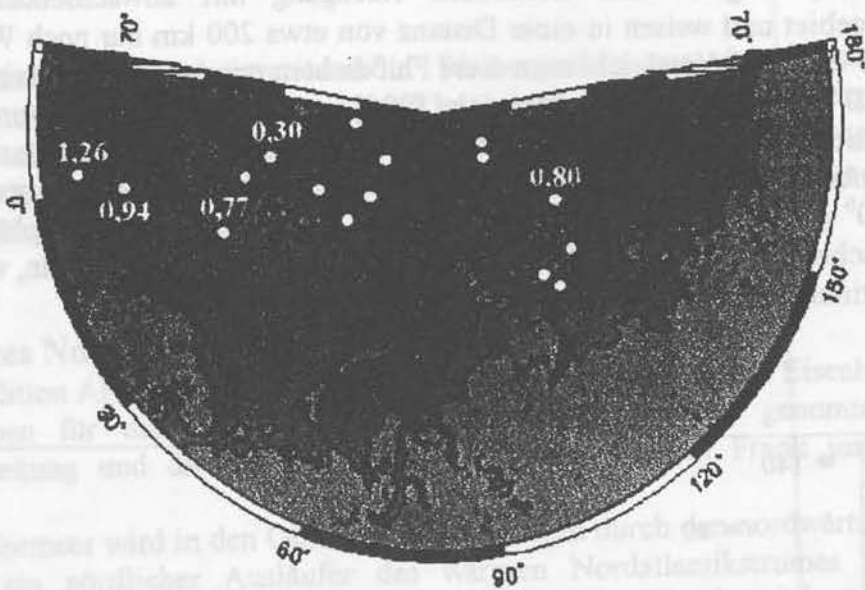


Interglazialstadium 5

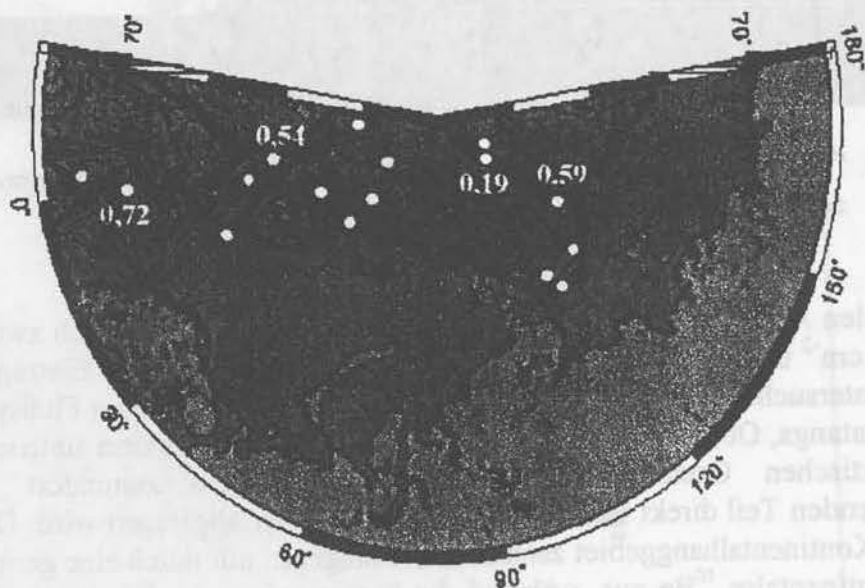
 F_A/F_P Verhältnisse ^{10}Be Depositionsflußdichten

Glazialstadium 6

F_A/F_P Verhältnisse



^{10}Be Depositionsflußdichten



6.2.2 Vergleich der rezenten ^{10}Be Depositionsflußdichten in hohen nördlichen Breiten

In der Laptev See, im unmittelbaren Ausflußgebiet der Lena, wurden an Sedimentkernen ^{10}Be Flußdichten von etwa $(140 \pm 30) \cdot 10^6 \text{ at a}^{-1} \text{ cm}^{-2}$ ermittelt. Die ^{10}Be Depositionsflußdichten (Abb. 140) zeigen einen deutlichen Rückgang mit anwachsender Entfernung vom Ausflußgebiet und weisen in einer Distanz von etwa 200 km nur noch Werte von $(20 \pm 5) \cdot 10^6 \text{ at a}^{-1} \text{ cm}^{-2}$ auf. Vergleicht man diese Flußdichten mit dem atmosphärischen Input von $(0,2 - 0,5) \cdot 10^6 \text{ at a}^{-1} \text{ cm}^{-2}$, der von Stanzick [1996] in Grönland bestimmt wurde, läßt sich hieraus ein deutlicher Eintrag von kontinentalem ^{10}Be mit den sibirischen Flüssen ableiten. Die im Kontinentalhanggebiet der Laptev See bestimmten ^{10}Be -Flußdichten liegen im Bereich von $(2 - 7) \cdot 10^6 \text{ at a}^{-1} \text{ cm}^{-2}$. Diese Flußdichten sind gegenüber dem atmosphärischen Input zwar erhöht, scheinen jedoch vor allem Scavenging Prozesse widerzuspiegeln, während der Eintrag von kontinentalem ^{10}Be praktisch zu vernachlässigen ist.

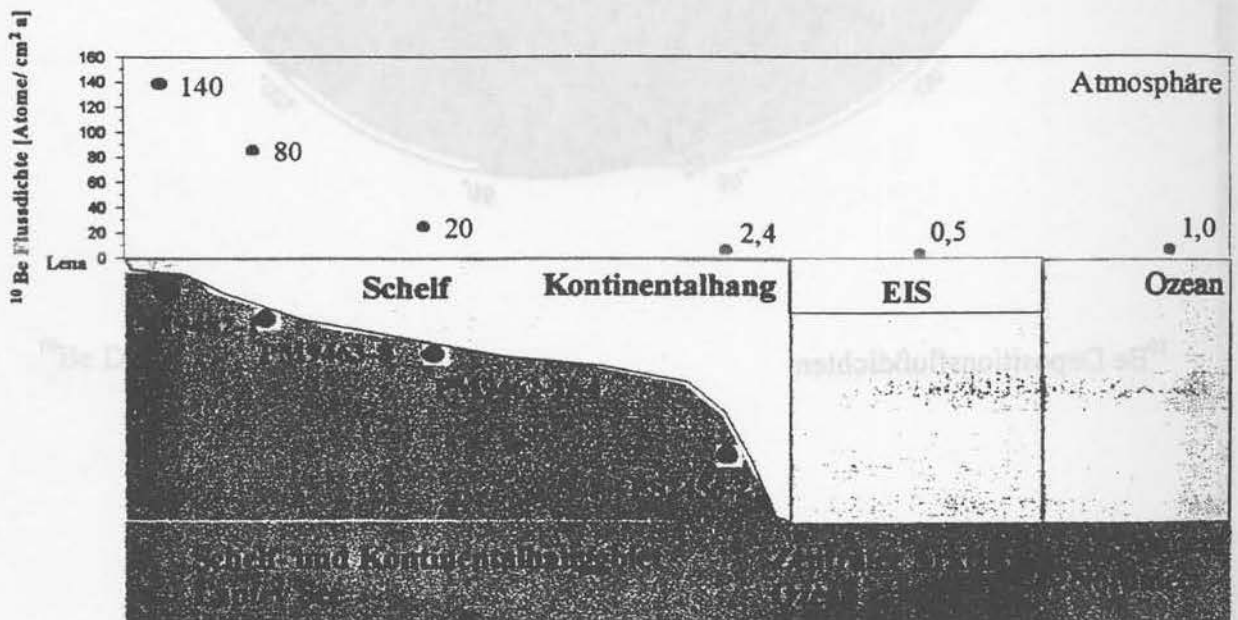


Abb. 140: ^{10}Be Depositionsflußdichten im Schelf- und Hanggebiet der Laptev See, dem zentralen Arktischen Ozean und der Norwegischen See

Im zentralen Arktischen Ozean liegen die ^{10}Be Flußdichten im Bereich zwischen $(0,2 - 0,6) \cdot 10^6 \text{ at a}^{-1} \text{ cm}^{-2}$ und entsprechen dem rezenten atmosphärischen ^{10}Be Eintrag in Grönland. Aus diesen Untersuchungen kann gefolgert werden, daß die sibirischen Flußsysteme (wie Lena, Yana, Khatanga, Ob) große Mengen an kontinentalem ^{10}Be aus dem sibirischen Hinterland in den Arktischen Ozean transportieren, dieses jedoch zumindest heutzutage zum überwiegenden Teil direkt im Mündungsbereich wieder abgelagert wird. Die Sedimentkerne aus dem Kontinentalhanggebiet zeichnen sich hingegen nur durch eine geringe Beeinflussung durch kontinentales ^{10}Be aus, während die Sedimentation an ^{10}Be im zentralen Arktischen Ozean ausschließlich durch den atmosphärischen Eintrag bestimmt wird.

7 ^{10}Be Konzentrationen in Wasserproben

Im folgenden werden ^{10}Be Konzentrationen in Wasserproben aus dem Europäischen Nordmeer, dem zentralen Arktischen Ozean und aus dem Schelfgebiet der Laptev See diskutiert. Die Bestimmung der ^{10}Be Konzentrationen in den oben angeführten Regionen ist eine unverzichtbare Grundlage, zur Rekonstruktion der rezenten ^{10}Be Transportwege in hohen nördlichen Breiten (Kapitel 8).

7.1 Europäisches Nordmeer

Während der Expedition ARK VII/1 [Thiede und Hempel, 1991] wurden von Eisenhauer und Billen Wasserproben für die Bestimmung der ^{10}Be -Konzentrationen genommen. Die chemische Aufbereitung und die Messung der Proben wurden von Frank und Rutsch durchgeführt.

Das Europäische Nordmeer wird in den Oberflächenströmungen durch den nordwärtsgerichteten Norwegenstrom, ein nördlicher Ausläufer des warmen Nordatlantikstromes und dem südwärts gerichteten Ostgrönlandstrom geprägt. Der Norwegenstrom spaltet sich etwa auf der Höhe des Nordkaps in den Westspitzbergenstrom und den Nordkapstrom auf. In Abbildung 140 sind die Probenlokationen dargestellt und im Anhang A.1 aufgelistet.

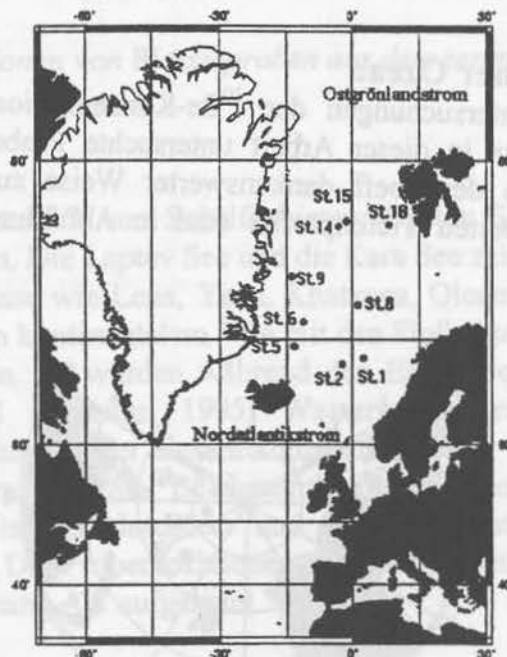


Abb. 140: Lokationen der bearbeiteten Wasserproben aus dem Europäischen Nordmeer; die rot gekennzeichneten Lokationen befinden sich im Einflußbereich des Nordatlantikstroms, während die blau gekennzeichneten Lokationen hauptsächlich von Wassermassen des Ostgrönlandstroms dominiert werden

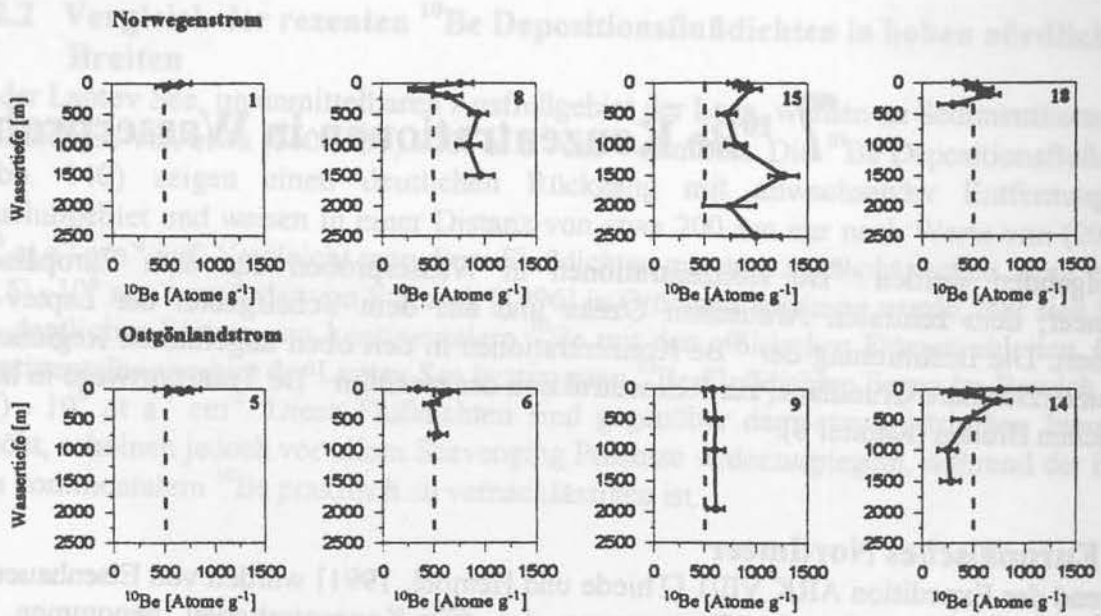


Abb. 141: ^{10}Be Konzentrationen von Wasserproben aus dem Europäischen Nordmeer

Vergleicht man die Wasserprofile (Abb. 141), so zeigt sich, daß die von arktischen Wassermassen beeinflussten Lokationen ^{10}Be Konzentrationen von etwa 500 at g^{-1} und die Lokationen im Einflußbereich atlantischer Wassermassen ^{10}Be Konzentrationen von etwa 1.000 at g^{-1} aufweisen. Die bestimmten ^{10}Be -Konzentrationen im Norwegenstrom spiegeln die Verhältnisse im Nordatlantik wider. Ein ^{10}Be -Tiefenprofil [Ku et al., 1990] aus dem Nordatlantik (Ausgangspunkt des Golfstroms) weist eine mittlere Konzentration von etwa 800 at g^{-1} auf.

7.2 Zentraler Arktischer Ozean

Bis dato liegen keine Untersuchungen der ^{10}Be -Konzentrationen in Wasserprofilen im Arktischen Ozean vor. Das in dieser Arbeit untersuchte Probenmaterial wurde uns von Scholten und Rutgers van der Loeff dankenswerter Weise zur Verfügung gestellt. Die Lokationen der drei bearbeiteten Tiefenprofile sind in Abbildung 142 dargestellt und im Anhang A.1 aufgelistet.



Abb. 142: Lokationen der Wasserprofile aus dem zentralen Arktischen Ozean

Die ^{10}Be -Konzentrationen an den bearbeiteten Lokationen weisen ^{10}Be -Konzentrationen von 500 at g^{-1} auf. Es ist keine Tiefenabhängigkeit in den ^{10}Be Konzentrationen aufzufinden, sondern es zeigt sich eine homogenes Tiefenprofil. Diese vorgefunden Verhältnisse setzten sich, wie in Abb. 143 gezeigt, auch in den Profilen des Ostgrönlandstroms fort.

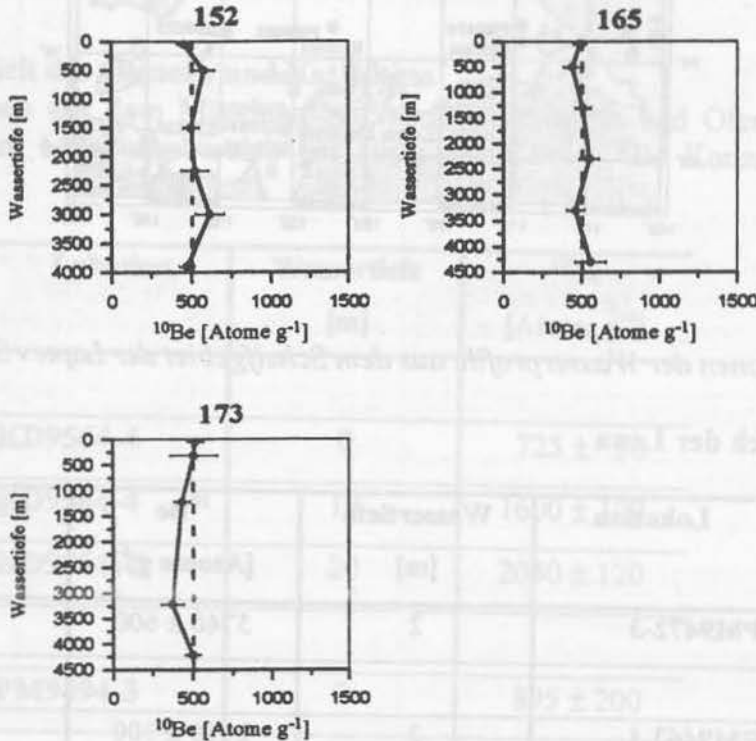


Abb. 143: ^{10}Be Konzentrationen von Wasserproben aus dem zentralen Arktischen Ozean

7.3 Laptev See

Der Arktische Ozean ist zu 2/3 von Schelfgebieten (Laptev See, Kara See, Barents See, Ostsibirische See) umgeben. Die Laptev See und die Kara See zeichnen sich dabei durch hohe Flußeinträge durch die Flüsse wie Lena, Yana, Khatanga, Olenek, Ob aus. Ein wesentliches Ziel war es den Eintrag von kontinentalem ^{10}Be mit den Flußsystemen in das Schelfgebiet der Laptev See zu untersuchen. Es wurden während den Expeditionen Transdrift II [Kassens, 1994] und Transdrift III [Kassens, 1995] Wasserproben entnommen. Hierbei wurde Probenmaterial zur Bestimmung der Gesamtkonzentration, der partikulären sowie gelösten ^{10}Be Konzentrationen gewonnen. Die ^{10}Be Gesamtkonzentrationen (Tab. 27) konnten mit den Wasserproben im Europäischen Nordmeer und aus dem zentralen Arktischen Ozean in Beziehung gesetzt werden. Die Probenlokationen im Schelfgebiet der Laptev See sind in Abb. 144 dargestellt und im Anhang A.1 aufgelistet.

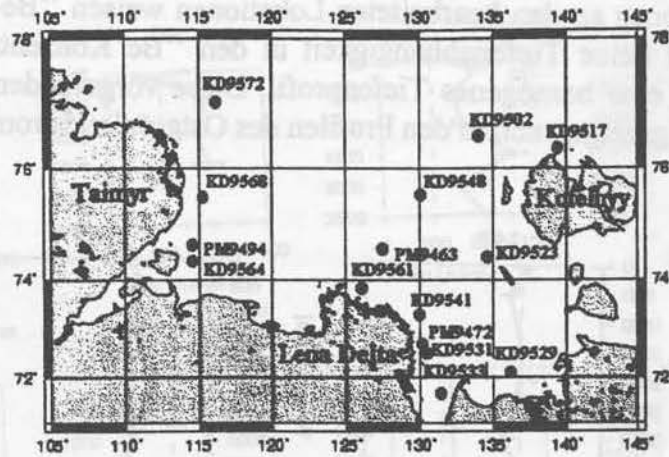


Abb. 144: Lokationen der Wasserprofile aus dem Schelfgebiet der Laptev See

Mündungsbereich der Lena

Lokation	Wassertiefe [m]	^{10}Be [Atome g^{-1}]	Salinität [‰]
PM9472-3	2	5740 ± 600	5,2
PM9463-1	2	2150 ± 300	21,0
PM9463-1	30	3135 ± 520	31,5
KD9561-1	0	1970 ± 150	?
KD9529-16	0	2430 ± 125	12,6
KD9523-4	5	1610 ± 200	17,0
KD9523-4	10	1750 ± 200	19,0
KD9523-4	20	1880 ± 200	20,0
KD9517-7	0	2460 ± 130	?
KD9502-8	5	1910 ± 200	20,20

Tab. 27: Totale ^{10}Be Konzentrationen der bearbeiteten Wasserproben aus dem Mündungsbereich der Lena

Im Übergangsbereich Delta/Schelfgebiet ist die große totale ^{10}Be -Konzentrationen aufzufinden. Mit zunehmender Distanz zum Mündungsgebiet werden die ^{10}Be -Konzentrationen kleiner, weisen aber bis zum Übergangsbereich Schelf/Kontinentalhang noch Konzentrationen zwischen 2.000 und 3.000 at g^{-1} auf. Diese ^{10}Be -Konzentrationen liegen deutlich über den in den anderen Untersuchungsgebieten bestimmten Konzentrationen und deuten auf eine Zufuhr von kontinentalem ^{10}Be mit den Flüssen Lena und Yana hin.

Mündungsbereich des Oleneks und Kathangas

Die Wasserproben aus dem Mündungsbereich des Khatangas und Oleneks (Tab. 28) sind ebenfalls, wie im Mündungsbereich der Lena, durch hohe ^{10}Be Konzentrationen gekennzeichnet.

Lokation	Wassertiefe [m]	^{10}Be [Atome g^{-1}]
KD9564-4	0	725 ± 50
KD9564-4	10	1600 ± 100
KD9564-4	20	2050 ± 120
PM9494-3	2	895 ± 200
KD9568-9	0	650 ± 75
KD9568-9	25	1800 ± 200

Tab. 28: Totale ^{10}Be Konzentrationen der bearbeiteten Wasserproben aus dem Mündungsbereich des Oleneks und Kathangas

Partikuläre und gelöste ^{10}Be Konzentrationen im Schelfgebiet der Laptev See

Lokation	Wassertiefe [m]	^{10}Be [Atome g^{-1}]	Salinität [‰]
KD9531-2 (gelöst)	0		11,1
KD9531-2 (partikulär)	0	580 ± 100	11,1
KD9533-9 (gelöst)	0	2530 ± 130	10,0

Lokation	Wassertiefe [m]	^{10}Be [Atome g^{-1}]	Salinität [‰]
KD9533-9 (partikulär)	0	320 ± 50	10,0
KD9533-9 (gelöst)	5 - 10	2250 ± 125	10,9
KD9533-9 (partikulär)	5 - 10	360 ± 50	10,9
KD9541-14 (gelöst)	0	3300 ± 150	9,6
KD9541-14 (partikulär)	0	2410 ± 200	9,6
KD9541-14 (gelöst)	17	1100 ± 70	28,0
KD9541-14 (partikulär)	17		28,0
KD9548-7 (gelöst)	0	1450 ± 80	25,5
KD9548-7 (partikulär)	0	520 ± 100	25,5
KD9548-7 (gelöst)	10	1110 ± 60	26,1
KD9548-7 (partikulär)	10		26,1
KD9548-7 (gelöst)	20	790 ± 80	33,0
KD9548-7 (partikulär)	20		33,0

Tab. 29: Partikuläre und gelöste ^{10}Be Konzentrationen der bearbeiteten Wasserproben aus dem Schelfgebiet der Laptev See

Aus diesen Untersuchungen folgt, daß ^{10}Be in den Oberflächenproben (Tab. 29) hauptsächlich in gelöster Phase im Schelfgebiet der Laptev See vorliegt. Nur in unmittelbarer Nähe zum Mündungsbereich (KD9541-14) ist das Verhältnis gelöst zu partikulär nahezu eins, während ansonsten der gelöste Anteil an ^{10}Be bei etwa 80% liegt. Beim Wasserprofil KD9548-7 ist eine Abnahme der gelösten ^{10}Be -Konzentrationen mit zunehmender Wassertiefe zu sehen. Geht man davon aus, daß die totalen ^{10}Be -Konzentrationen mit zunehmender Wassertiefe ansteigen (Tab. 28), so deutet dies auf zunehmende Konzentrationen an partikulärem ^{10}Be mit der Tiefe hin. Dies kann auf eine Zunahme der Partikelkonzentrationen mit der Wassertiefe zurückgeführt werden [Antonov 1994].

7.4 Vergleich der ^{10}Be -Konzentrationen mit dem Mündungsgebiet des Kongos (Afrika)

Die ^{10}Be -Konzentrationen im Mündungsgebiet des Kongos (Tab. 30) sind aus der Arbeit von Nagel [1990] entnommen. Die ^{10}Be Konzentrationen liegen, konkordant zur Laptev See, im Bereich von 2.000 bis 3.500 at g^{-1} . Die hohen Konzentrationen deuten demzufolge in beiden Gebieten auf die Zufuhr von kontinentalem ^{10}Be mit den Flüssen Lena bzw. Kongo hin.

Tiefe [m]	1026	Fehler	1037	Fehler	1047	Fehler
100						
500	1927	332	2244	280		
2000					2168	170
3000					1383	680
3500	3532	611			2055	224

Tab. 30: Totale ^{10}Be Konzentrationen der bearbeiteten Wasserproben aus dem Mündungsbereich des Kongos (aus Nagel [1990])

7.5 Bestimmung der Verweilzeiten von ^{10}Be in den Untersuchungsgebieten

Der Verweilzeiten der betrachteten Radionuklide (hier ^{10}Be) hängen im allgemeinen von der Wassertiefe, den Partikelkonzentrationen und den Adsorptionszeiten der gelösten Phase an die Partikeln ab. Die Verweilzeiten von ^{10}Be in der Wassersäule lassen sich aus dem Inventar an ^{10}Be und den Depositionsflußdichten bestimmen. Sie wird definiert als:

$$\tau = \frac{I_t(h)}{F_{\text{Produktion}}} \quad (35)$$

mit

$$I_t(h) = \int_0^h (C(h) \cdot \rho(h) \cdot h) \cdot dh$$

- τ = Verweilzeit in der Wassersäule ($\tau=1/\lambda_s$) [a]
- λ_s = Sedimentationskonstante [a^{-1}]
- I_t = totales Inventar [Atome] für ^{10}Be
- h = Wassertiefe [m]
- $C(h)$ = ^{10}Be Konzentration in der Tiefe h [Atome g^{-1}]
- $\rho(h)$ = Dichte in der Tiefe h
- $F_{\text{Produktion}}$ = Atmosphärische ^{10}Be Flußdichte [Atome $\text{cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]

Geht man davon aus, daß die Deposition gleich der Produktion ist, so läßt sich Gleichung 35 wie folgt umformen:

$$\tau = \frac{I_t(h)}{F_{\text{Deposition}}} \quad (36)$$

In dieser Arbeit konnten die Verweilzeiten von ^{10}Be in der Norwegen See, dem zentralen Arktischen Ozean und dem Schelfgebiet der Laptev See mit Gleichung 36 bestimmt werden. Hierbei wurden zur Berechnung die rezenten Depositionsflußdichten (Tab. 31) an den entsprechenden Lokationen verwendet.

Lokation	Sedimentkerne	Wasserprofile	^{16}Be -Depositionsflußdichten $10^6 \text{ at cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$	Verweilzeiten [a]
Norwegen See	23059-3	8	$(1,1 \pm 0,2)$	200 ± 70
Z. Arktischer Ozean	PS2185-3	173	$(0,4 \pm 0,2)$	560 ± 200
Kontinentalhangbereich	PS2471-4	?	$(2,8 \pm 0,8)$	170 ± 70
Lena Delta	PM9463-8	PM9463-1	$(60,0 \pm 13,0)$	1 ± 1

Tab. 31: Berechnete ^{10}Be Verweilzeiten in den oben angeführten Regionen

Schwierigkeiten bei den oben angeführten Berechnungen treten bei den Profilen im zentralen Arktischen Ozean auf, weil die ermittelten ^{10}Be Depositionsflußdichten aus einer Wassertiefe von etwa 1.000 m bestimmt wurden während die Wasserprofile an Lokationen mit Wassertiefen von bis zu 4.500 m genommen wurden. Zur Bestimmung der exakten ^{10}Be Verweilzeit im Arktischen Ozean ist demzufolge die Kenntnis der rezenten ^{10}Be Depositionsflußdichte in 4.500 m erforderlich. Der von Stanzick [1996] ermittelte Input an ^{10}Be in Grönland von $(0,2 - 0,5) 10^6 \text{ at cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ unterstützt allerdings die für den Arktischen Bereich angesetzte ^{10}Be -Depositionsflußdichte. Am Kontinentalhangbereich wurde eine ^{10}Be -Konzentration von 2.000 at g^{-1} angenommen. Da bisher in diesem Gebiet keine ^{10}Be -Konzentrationen gemessen wurden, kann dies nur eine grobe Abschätzung darstellen.

8 Rekonstruktion der paläoklimatischen Bedingungen in hohen nördlichen Breiten

Ziel der Radionukliduntersuchungen im Europäischen Nordmeer und im Nordpolarmeer ist die Datierung von Sedimentkernen, sowie die Rekonstruktion der paläoklimatischen Bedingungen. Hierzu ist es notwendig, daß zunächst die rezenten Transportwege der Radionuklide ^{10}Be , $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ und $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ verstanden sind und anhand eines numerischen Boxmodelles reproduziert werden können. Aus den Änderungen der Transportwege (Quellen, Senken) kann man auf die vorherrschenden paläoklimatischen Bedingungen schließen. Im speziellen wird bei der Modellierung der rezenten Bedingungen in hohen nördlichen Breiten das Hauptaugenmerk auf das Radioisotop ^{10}Be gelegt, da hier ein umfassender Datensatz über den atmosphärischen Fluß, Depositionsflußdichten und Wasserkonzentrationen (siehe Kapitel 3, 6 und 7) vorliegt.

8.1 Modellierung der Transportwege der Radionuklide ^{10}Be , $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ und $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ in hohen nördlichen Breiten

Im ersten Ansatz unserer Modellierung wurden die hohen nördlichen Breiten in 4 Boxen (Abb. 145) eingeteilt.

- 1) Norwegen- und Grönland See
- 2) Zentraler Arktischer Ozean
- 3) Kontinentalhang der Laptev See
- 4) Schelfgebiet der Laptev See

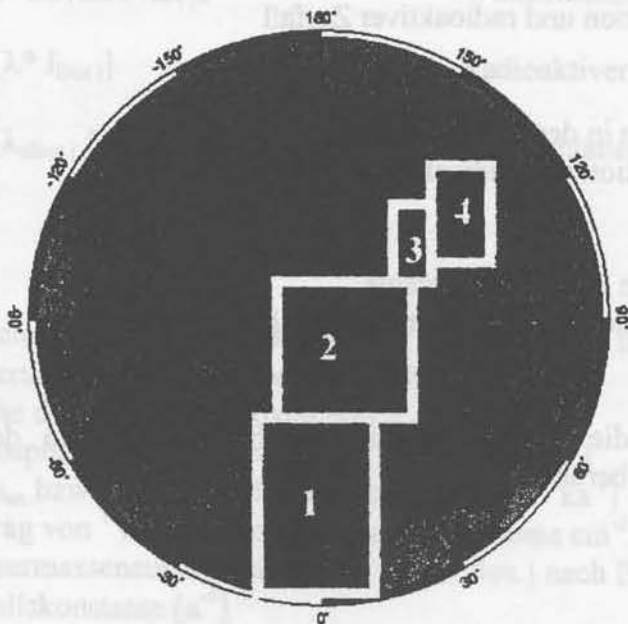


Abb. 145: Europäisches Nordmeer und Nordpolarmeer mit der für die Modellierung gewählten Einteilung der vier Regionen

8.1.1 Boxmodell

Im folgenden werden die Rahmenbedingungen unseres Boxmodells, die mathematische Struktur und die betrachteten Radionuklide dargestellt.

8.1.1.1 Radionuklide

Bei den Radionukliden ^{10}Be , $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ und $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ liegen die wesentlichen Unterschiede in den Produktionsgebieten und in den Verweilzeiten in der Wassersäule.

Produktion:

^{10}Be	Atmosphäre
^{230}Th , ^{231}Pa	Wassersäule

Verweilzeiten in der Wassersäule

Im zentralen Arktischen Ozean wurden Verweilzeiten von $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ auf 25 Jahre [Scholten et al. 1995], von $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ auf 125 Jahre [Scholten et al. 1995] und von ^{10}Be auf 500 Jahre (Kapitel 7) bestimmt.

8.1.1.2 Mathematisches Boxmodell

Die mathematischen Grundlagen des hier programmierten Boxmodells wird durch die Gleichung 37 beschrieben. Hierbei werden, wie in Abbildung 146 dargestellt, für die jeweiligen Radionuklide (in jeder Box) folgende Terme berücksichtigt:

^{10}Be

Quelle atmosphärischer Eintrag und Eintrag von kontinentalem ^{10}Be mit den Flüssen
Senke Sedimentation und radioaktiver Zerfall

$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$

Quelle Produktion in der Wassersäule
Senke Sedimentation und radioaktiver Zerfall

$^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$

Quelle Produktion in der Wassersäule
Senke Sedimentation und radioaktiver Zerfall

Weiterhin werden die Wassermassenaustauschraten zwischen den einzelnen Boxen in unserem Boxmodell berücksichtigt.

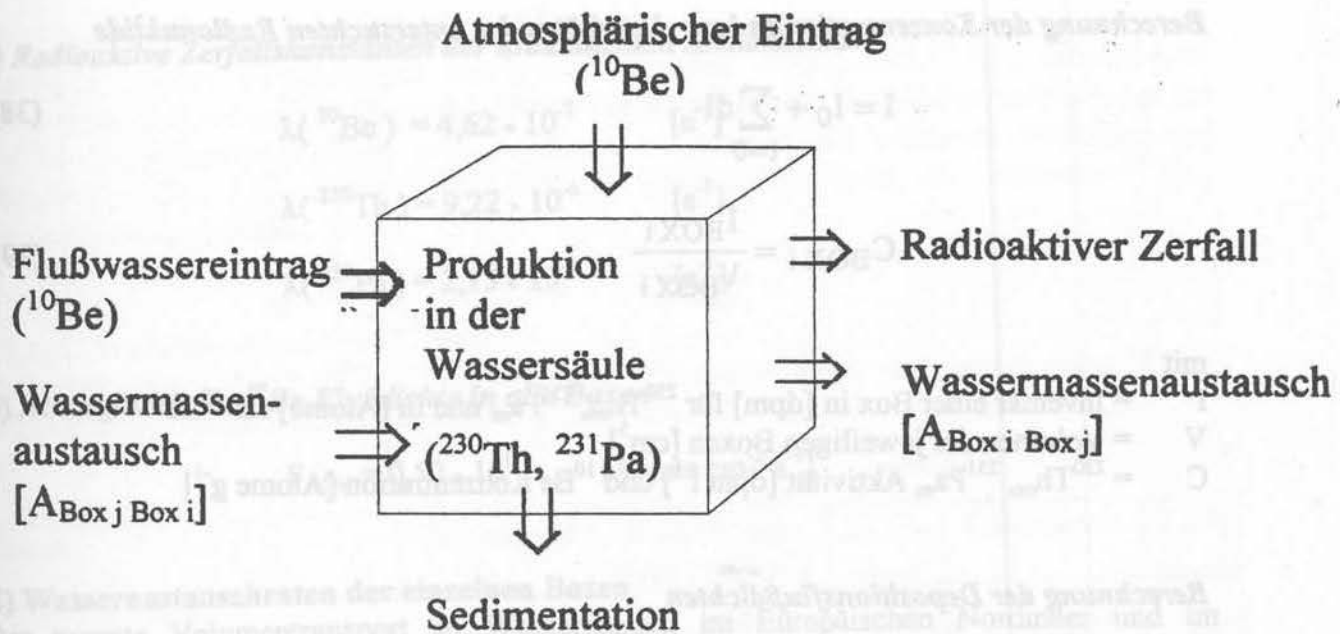


Abb. 146: Quellen und Senken der bei der Modellierung betrachteten Radionuklide

$$\begin{aligned}
 \partial I_{\text{Box } i} / \partial t = & \quad [F_{\text{atmBox } i} * \text{Fläche}_{\text{Box } i}] && \text{Atmosphärischer Eintrag} \\
 & + [P_{\text{Box } i}] && \text{Produktion in der Wassersäule} \\
 & + [F_R * \text{Fläche}_{\text{Box } R}] && \text{Eintrag durch die sibirische Flüsse} \\
 & + [A_{\text{Box } i \text{ Box } j} * I_{\text{Box } i}] && \text{Wassermassenaustausch} \\
 & - [A_{\text{Box } j \text{ Box } i} * I_{\text{Box } j}] && \text{Wassermassenaustausch} \\
 & - [\lambda * I_{\text{Box } i}] && \text{Radioaktiver Zerfall} \\
 & - [\lambda_s \text{Box } i * I_{\text{Box } i}] && \text{Sedimentation}
 \end{aligned}
 \tag{37}$$

mit

I = Inventar einer Box in [dpm] für $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$, $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ und in [Atome] für ^{10}Be

$\partial I_{\text{Box } i} / \partial t$ = Änderung des Inventars pro Zeiteinheit

$\text{Fläche}_{\text{Box}}$ = Fläche der jeweiligen Boxen [cm^2]

F_{ATM} = Atmosphärische ^{10}Be Flußdichte [$\text{Atome cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]

P = $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ bzw. $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ Produktionsrate [$\text{dpm cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$]

F_R = Eintrag von ^{10}Be mit den Flußsystemen [$\text{Atome cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]

$A_{\text{Box } j \text{ Box } i}$ = Wassermassenaustauschkoeffizient von Box j nach Box i [a^{-1}]

λ = Zerfallskonstante [a^{-1}]

λ_s = Sedimentationskonstante [a^{-1}]

τ = Verweilzeit in der Wassersäule ($\tau = 1/\lambda_s$) [a]

Berechnung der Konzentrationen bzw. Aktivitäten der untersuchten Radionuklide

$$I = I_0 + \sum_{t=0} dt \quad (38)$$

$$C_{\text{BOX } i} = \frac{I_{\text{BOX } i}}{V_{\text{BOX } i}} \quad (39)$$

mit

I = Inventar einer Box in [dpm] für $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$, $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ und in [Atome] für ^{10}Be V = Volumen der jeweiligen Boxen [cm^3]C = $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$, $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ Aktivität [dpm l^{-1}] und ^{10}Be Konzentration [Atome g^{-1}]**Berechnung der Depositionsflußdichten**

$$F_{\text{OUTBOX } i} = \frac{(I_{\text{BOX } i} \cdot \lambda_s)}{\text{Fläche}_{\text{BOX } i}} \quad (40)$$

F_{OUTBOX} $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$, $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten [$\text{dpm cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$] und für ^{10}Be [Atome $\text{cm}^{-2} \text{a}^{-1}$] in den jeweiligen Boxen

Fläche Fläche der jeweiligen Boxen [cm^2] λ_s Sedimentationskonstante [a^{-1}]**Konstanten, die bei der Modellierung benutzt werden****A) Volumen und mittlere Wassertiefen der einzelnen Boxen**

	Volumen [cm^3]	Wassertiefe [cm]
Sibirische Flüsse	1,0 E21	5,0 E2
Schelf	2,3 E19	5,0 E3
Kontinentalhang	1,9 E20	2,0 E5
Zentraler Arktischer Ozean	5,9 E21	4,5 E5
Norwegen- und Grönland See	4,1 E21	3,5 E5

B) Produktion von ^{230}Th und ^{231}Pa in der Wassersäule

$$P(^{230}\text{Th}) = 2,63 \cdot V_{\text{Box}} \cdot 10^{-8} \quad [\text{dpm a}^{-1}]$$

$$P(^{231}\text{Pa}) = 0,26 \cdot V_{\text{Box}} \cdot 10^{-8} \quad [\text{dpm a}^{-1}]$$

C) Radioaktive Zerfallskonstanten der untersuchten Radionuklide

$$\lambda(^{10}\text{Be}) = 4,62 \cdot 10^{-7} \quad [\text{a}^{-1}]$$

$$\lambda(^{230}\text{Th}) = 9,22 \cdot 10^{-6} \quad [\text{a}^{-1}]$$

$$\lambda(^{231}\text{Pa}) = 2,15 \cdot 10^{-5} \quad [\text{a}^{-1}]$$

D) Atmosphärische ^{10}Be Flußdichte in alle Boxen

$$F_{\text{ATM}} = 0,50 \cdot 10^6 \quad [\text{Atome cm}^{-2} \text{ a}^{-1}]$$

E) Wasseraustauschraten der einzelnen Boxen

Der rezente Volumentransport an Wassermassen im Europäischen Nordmeer und im Nordpolarmeer sind aus der Arbeit von Falk [1995] entnommen.

[a]	Schelf	Kontinentalhang	Zentrale Arktis	Norwegen-Grönland See	Atlantik
Schelf		1,2			
Kontinentalhang	12,0		12,0		
Zentrale Arktis		375,0		46,8	
Norwegen Grönland See			43,4		50,0
Atlantik				250,0	

8.1.2 Vergleich der Modellergebnisse mit den gemessenen ^{10}Be Datensätzen

In diesem Boxmodell stellen die Verweilzeiten der Radionuklide in der Wassersäule und die Wassermassenaustauschkoeffizienten zwischen den Boxen veränderliche Variablen dar. Im Rahmen dieser Arbeit wurden zur Berechnung der Konzentrationen der Radionuklide in der Wassersäule und der Depositionsflußdichten nur Änderungen in den Verweilzeiten berücksichtigt.

Mit den in Tabelle 31 (Kapitel 7) angeführten ^{10}Be Verweilzeiten, die im Einklang mit den aus den Wasserprofilen ermittelten Verweilzeiten (Kapitel 7) stehen, wurden ^{10}Be Wasserkonzentrationen und Depositionsflußdichten in den jeweiligen Boxen berechnet. In Abbildung 147 werden die vorliegenden ^{10}Be Datensätze aus dem Europäischen Nordmeer und dem Nordpolarmeer präsentiert

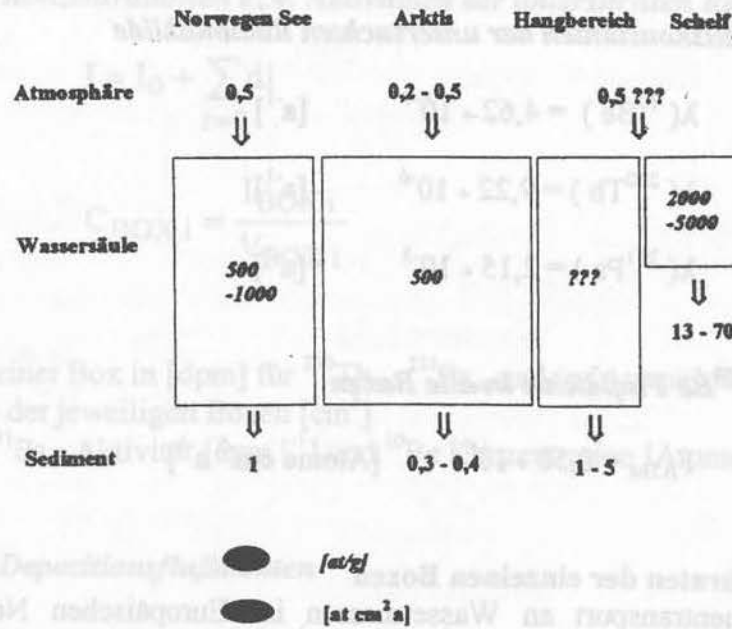


Abb. 147: Atmosphärischer ¹⁰Be Eintrag, ¹⁰Be Konzentrationen in Wasserproben, ¹⁰Be Depositionsflußdichten in der Norwegen See, dem zentralen Arktischen Ozean und dem Schelf- und Kontinentalhanggebiet der Laptev See

Neben den angenommenen Verweilzeiten (Kapitel 7) sind die mit Hilfe des Modells gewonnen und die gemessenen ¹⁰Be Wasserkonzentrationen und ¹⁰Be Depositionsflußdichten in den jeweiligen Boxen in Tabelle 32 dargestellt.

	Schelf	Kontinentalhang	Zentrale Arktis	Norwegen- und Grönland See
¹⁰ Be-Verweilzeiten [a]	1	125	500	200

¹⁰ Be-Wasserkonzentrationen [at g ⁻¹]				
Messungen	2000 - 5000	???	400 - 600	300 - 1000
Modell	4300	2500	450	550

¹⁰ Be Depositionsflußdichten 10 ⁶ [at cm ⁻² a ⁻¹]				
Messungen	20,00	2,40	0,40	1,00
Modell	21,60	4,00	0,35	0,69

Tab. 32: Bei der Modellierung angenommene ¹⁰Be Verweilzeiten und die mit dem Modell berechneten und die gemessenen ¹⁰Be Wasserkonzentrationen und Depositionsflußdichten in den jeweiligen Boxen

Der Vergleich zwischen den Messungen der ¹⁰Be Wasserkonzentrationen und Depositionsflußdichten mit den Modellergebnissen weist eine sehr gute Übereinstimmung auf und deutet darauf hin, daß die rezenten ¹⁰Be Transportwege mit diesem numerischen Modell reproduziert werden können.

8.1.3 Modellierung der $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ und $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ Transportwege

Analog zu diesen Berechnungen wurden die rezenten $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ und $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten in den einzelnen Boxen bestimmt. Die Verweilzeiten dieser Radionuklide sind an die ^{10}Be Verweilzeiten angepaßt worden. Hierbei wurden aus dem bekannten Verhältnis der ^{10}Be und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Verweilzeiten im zentralen Arktischen Ozean, die anderen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Verweilzeiten abgeleitet.

8.1.3.1 Modellberechnungen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$

In Tabelle 33 sind die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Verweilzeiten, die modellierten und gemessenen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten und die daraus resultierenden F_A/F_P Verhältnisse aufgelistet.

Boxen	Verweilzeit [a]	Flußdichten [dpm cm ⁻² ka ⁻¹]	F_A/F_P	Lokationen	F_A/F_P
			Modell		Messung
Schelf	0,05	6,40	50,00	PM9463-8	??
Kontinentalhang	5	11,40	2,15	PS2456-2/-3	2,40
Z. Arktischer Ozean	25	8,80	0,74	PS1524-2	0,64
Norwegen- und Grönland See	10	10,29	1,10	17728	0,68

Tab. 33: $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Verweilzeiten, die modellierten und gemessenen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten und die F_A/F_P (^{230}Th) Verhältnisse

Vergleicht man die aus dem Modell erhaltenen F_A/F_P (^{230}Th) Verhältnisse mit den aus Messungen ermittelten F_A/F_P (^{230}Th) Verhältnissen so zeigt sich auch hier eine sehr gute Übereinstimmung zwischen Modell- und Meßergebnissen. Schelf- und Kontinentalhangbereiche zeichnen sich hierbei durch höhere $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten (Tab. 33), wie aus der Produktion erwartet, aus. Im zentralen Arktischen Ozean hingegen werden mit diesem Modell F_A/F_P (^{230}Th) Verhältnisse kleiner als 1 berechnet. Während nach Abschnitt 2.4.3 F_A/F_P (^{230}Th) Verhältnisse kleiner oder größer 1 mit Sedimentumlagerungsprozessen (Focusing, Winnowing) in Verbindung gebracht werden, so wird aus den Modellrechnungen ersichtlich, daß im Arktischen Ozean diese Verhältnisse auch durch Scavengingprozesse verursacht werden können. Eine eindeutige Trennung der Prozesse ist allerdings nicht möglich. Messungen von ^{230}Th Wasserprofilen aus dem Nansen Becken von Cochran et al. [1995] haben gezeigt, daß sich die Randgebiete des Nansen Beckens im Vergleich zum inneren Beckenbereich durch deutlich erhöhte Scavengingprozesse auszeichnen. Diese Untersuchungen stützen die berechneten Modellergebnisse.

8.1.3.2 Modellrechnungen $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$

Boxen	Verweilzeit [a]	Flußdichten [dpm cm ⁻² ks ⁻¹]	F _A /F _P Metall
Schelf	0,25	0,58	45,00
Kontinentalhang	25	1,60	3,00
Z. Arktischer Ozean	125	0,50	0,40
Norwegen- und Grönland See	50	0,78	0,85

Tab. 34: $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ Verweilzeiten, die modellierten $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten und die F_A/F_P (^{231}Pa) Verhältnisse

Die F_A/F_P (^{231}Pa) Verhältnisse (Tab. 34) weisen im Vergleich zu $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ im zentralen Arktischen Ozean deutlichere Scavengingprozesse auf. Über 50% des im zentralen Arktischen Ozean produzierten $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ wird hierbei, wie aufgrund der längeren Verweilzeit von $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ gegenüber $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ erwartet, an die umliegenden Randgebiete transferriert.

8.1.3.3 Einfluß der Verweilzeiten auf die Depositionsflußdichten

In diesem Abschnitt soll gezeigt werden, wie die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ und $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten von den vorliegenden Verweilzeiten in den jeweiligen Boxen bestimmt werden. Drei realistische Szenarien werden im Folgenden näher betrachtet.

Szenario 1

Man geht von den rezenten Verweilzeiten aus und ändert, wie in Tabelle 35 dargestellt, nur die Verweilzeiten in der Kontinentalhangbox. In diesem Fall erniedrigen sich die Partikelkonzentrationen (Erhöhung der Verweilzeit) in der Kontinentalhangbox durch äußere Bedingungen (z.B. keine Zufuhr von Partikeln durch Flußsysteme, abgeschlossene Eisbedeckung).

 $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$

	Schelf	Kontinentalhang	Z. Arktischer Ozean	Norwegen- und Grönland See
Verweilzeiten	0,05	5	25	10
[a]	0,05	15	25	10
	0,05	20	25	10

Tab. 35: Bei der Modellierung der $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten eingesetzte Verweilzeiten in den jeweiligen Boxen

In Abbildung 148 sind die mit Hilfe des Modells berechneten F_A/F_P (^{230}Th) Verhältnisse für die in Tabelle 35 angeführten Verweilzeiten in den jeweiligen Boxen abgebildet. Die F_A/F_P (^{230}Th) Verhältnisse der Kontinentalhangbox, der Zentralen Arktisbox und der Norwegenbox wurden in Abbildung 149 vergrößert aufgetragen.

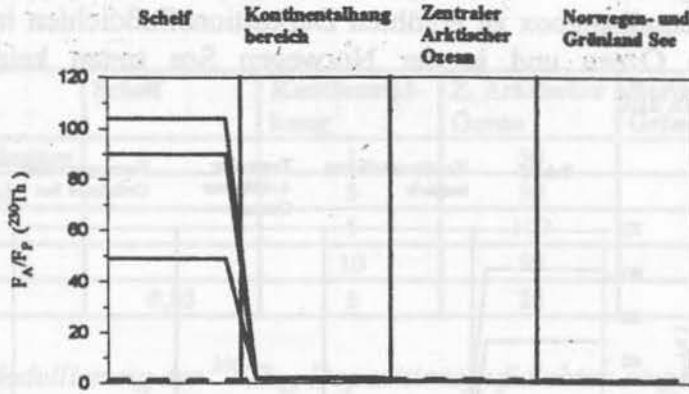


Abb. 148: Modellerte $F_A/F_P (^{230}\text{Th})$ Verhältnisse in den jeweiligen Boxen, für die in Tabelle 35 vorgegebenen ^{230}Th Verweilzeiten in der Wassersäule

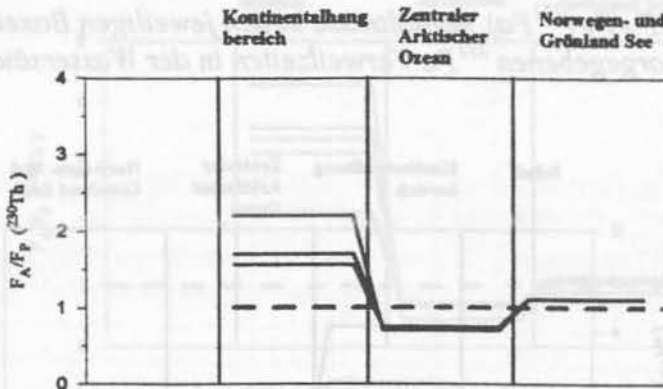


Abb. 149: Vergrößerter Ausschnitt der modellierten $F_A/F_P (^{230}\text{Th})$ Verhältnisse in den jeweiligen Boxen, für die in Tabelle 35 vorgegebenen ^{230}Th Verweilzeiten in der Wassersäule

Es zeigt sich, daß sich bei einer Erhöhung der Verweilzeiten in der Kontinentalhangbox die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten in dieser Box verringern, während in der Schelfbox eine deutliche Erhöhung auftritt. In der zentralen Arktischen und in der Norwegen Box sind keine Änderungen zu erkennen.

$^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$

	Schelf	Kontinentalhang	Z. Arktischer Ozean	Norwegen- und Grönland See
Verweilzeiten	0,25	10	125	50
[a]	0,25	50	125	50
	0,25	25	125	50

Tab. 36: Bei der Modellierung der $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten eingesetzte Verweilzeiten in den jeweiligen Boxen

Wie in den Abbildungen 150 und 151 dargestellt führt eine Verlängerung der Verweilzeit an $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ in der Kontinentalhangbox zu erhöhten Depositionsflußdichten in der Schelfbox. Im zentralen Arktischen Ozean und in der Norwegen See treten keine Änderungen im $F_A/F_P(^{231}\text{Pa})$ Verhältnis auf.

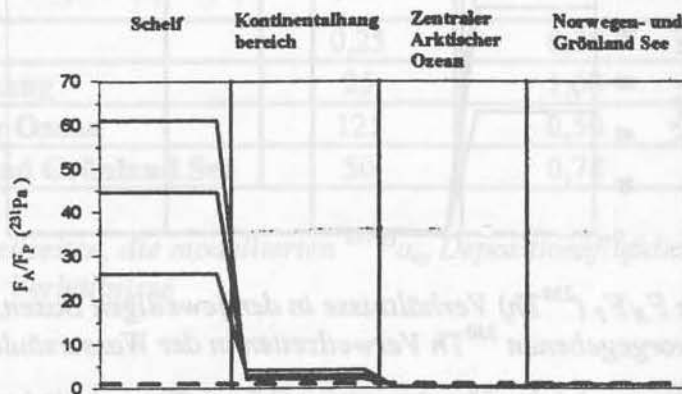


Abb. 150: Modellierte $F_A/F_P(^{231}\text{Pa})$ Verhältnisse in den jeweiligen Boxen, für die in Tabelle 35 vorgegebenen ^{231}Pa Verweilzeiten in der Wassersäule

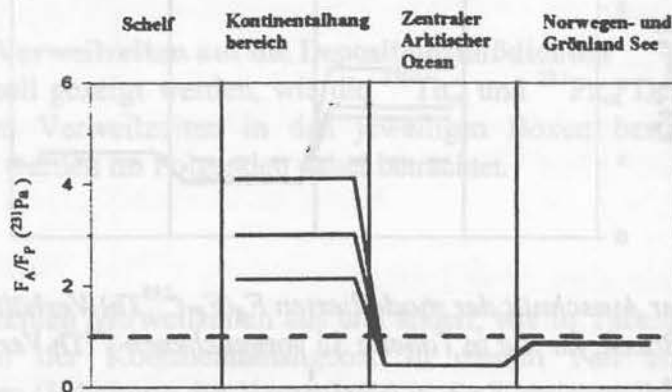


Abb. 151: Vergrößerter Ausschnitt der modellierten $F_A/F_P(^{231}\text{Pa})$ Verhältnisse in den jeweiligen Boxen, für die in Tabelle 35 vorgegebenen ^{231}Pa Verweilzeiten in der Wassersäule

Szenario 2

Bei diesem Modellansatz geht man davon aus, daß zu bestimmten Zeiten (z.B. Glazialstadien) der Schelfbereich der Laptev See aufgrund von Meeresspiegelschwankungen [Chappel und Shackelton, 1986] zeitweise trocken gelegen hat. Weiter wird angenommen, daß dem Hangbereich Partikel zugeführt werden können, während im zentralen Arktischen Ozean nur sehr geringe Partikelkonzentration (z.B. permanente Eisbedeckung) vorliegen. Den äußerst geringen Partikelkonzentrationen im zentralen Arktischen Ozean wurde durch eine Verdopplung der Verweilzeit in dieser Box (Tab. 37) Rechnung getragen. In der Norwegen Box wird ebenfalls durch eine zunehmende Eisbedeckung und somit einer verringerten Partikelkonzentration die Verweilzeit erhöht.

²³⁰Th_{ex}

	Schelf	Kontinentalhang	Z. Arktischer Ozean	Norwegen- und Grönland See
Verweilzeiten		1	50	30
[a]		5	50	30
		5	100	30
		10	50	30
	0,05	5	25	10

Tab. 37: Bei der Modellierung der ²³⁰Th_{ex} Depositionsflußdichten eingesetzte Verweilzeiten in den jeweiligen Boxen; die braun (fett) markierten Werte spiegeln die rezenten ²³⁰Th Verweilzeiten wider

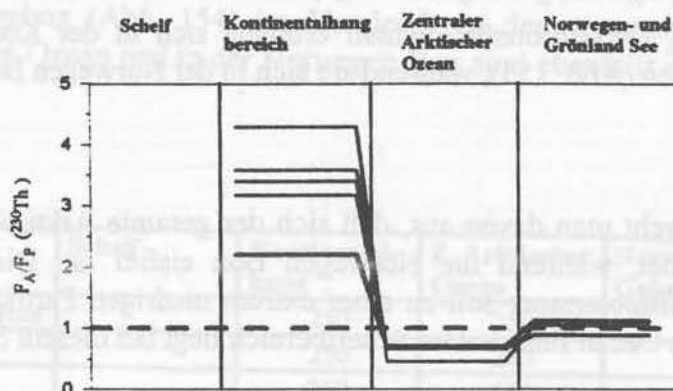


Abb. 152: Modellierte F_A/F_P (²³⁰Th) Verhältnisse in den jeweiligen Boxen, für die in Tabelle 37 vorgegebenen ²³⁰Th Verweilzeiten in der Wassersäule

Die F_A/F_P (²³⁰Th) Verhältnisse sind in der Kontinentalhangbox gegenüber den rezenten Verhältnissen (braune Linie) erhöht. Höhere Verhältnisse in dieser Box lassen sich nach diesem Modell bestimmen, wenn man die Differenz der Verweilzeiten in der Hangbox und der Arktisbox (z.B. grüne Linie) vergrößert. In der zentralen Arktis und in der Norwegen See sind kaum Unterschiede im Vergleich zu den rezenten Verhältnissen auszumachen.

²³¹Pa_{ex}

	Schelf	Kontinentalhang	Z. Arktischer Ozean	Norwegen- und Grönland See
Verweilzeiten		5	250	150
[a]		10	250	150
		10	250	100
		10	250	50
	0,25	25	125	50

Tab. 38: Bei der Modellierung der ²³¹Pa_{ex} Depositionsflußdichten eingesetzte Verweilzeiten in den jeweiligen Boxen; die braun (fett) markierten Werte spiegeln die rezenten ²³¹Pa Verweilzeiten wider

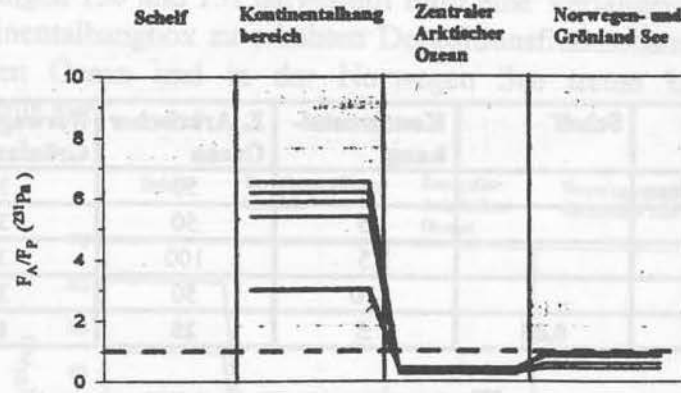


Abb. 153: Modellierte F_A/F_P (^{231}Pa) Verhältnisse in den jeweiligen Boxen, für die in Tabelle 38 vorgegebenen ^{231}Pa Verweilzeiten in der Wassersäule

Wie bei den $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten erhöhen sich in der Kontinentalhangbox die Depositionsflußdichten (Abb. 153), während sie sich in der Norwegen Box leicht erniedrigen.

Szenario 3

Bei diesem Modell geht man davon aus, daß sich der gesamte Arktische Ozean unter einer Meereisdecke befindet, während die Norwegen Box eisfrei ist. Diese kompakte Meer-eisbedeckung im Nordpolarmeer soll zu einer extrem niedrigen Partikelkonzentrationen im gesamten Arktischen Ozean führen. Der Schelfbereich liegt bei diesem Szenario oberhalb des Meeresspiegels.

$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$

Die Verweilzeiten, die diese Situation simulieren sind in Tabelle 39 aufgelistet.

	Schelf	Kontinentalhang	Z. Arktischer Ozean	Norwegen- und Grönland See
Verweilzeiten		50	50	20
[a]		50	50	10
		50	25	20
		50	25	10
		100	100	20
	0,05	5	25	10

Tab. 39: Bei der Modellierung der $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten eingesetzte Verweilzeiten in den jeweiligen Boxen; die braun (fett) markierten Werte spiegeln die rezenten ^{230}Th Verweilzeiten wider

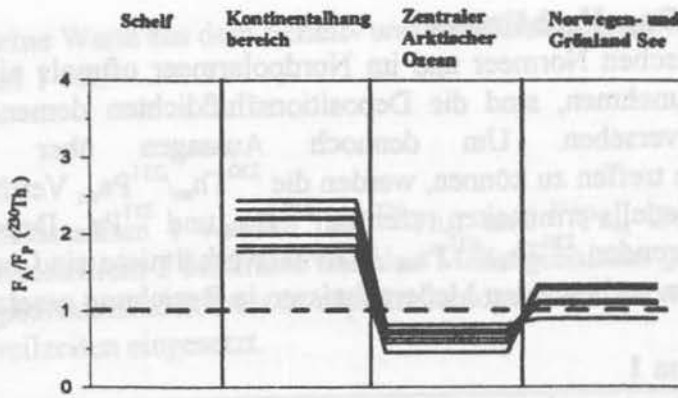


Abb. 154: Modellierte F_A/F_P (^{230}Th) Verhältnisse in den jeweiligen Boxen, für die in Tabelle 39 vorgegebenen ^{230}Th Verweilzeiten in der Wassersäule

Bei diesen Berechnungen tritt eine geringfügige Verringerung der F_A/F_P (^{230}Th) Verhältnisse in der Kontinentalhangbox (Abb. 154) im Vergleich zu den rezenten Bedingungen auf. Im zentralen Arktischen Ozean und in der Norwegen Box sind ebenfalls nur geringe Änderungen zu erkennen.

$^{231}\text{Pa}_{ex}$

	Schelf	Kontinentalhang	Z. Arktischer Ozean	Norwegen- und Grönland See
Verweilzeiten		250	250	150
[a]		250	250	100
		250	250	50
		500	500	50
	0,25	25	125	50

Tab. 40: Bei der Modellierung der $^{231}\text{Pa}_{ex}$ Depositionsflußdichten eingesetzte Verweilzeiten in den jeweiligen Boxen; die braun (fett) markierten Werte spiegeln die rezenten ^{231}Pa Verweilzeiten wider

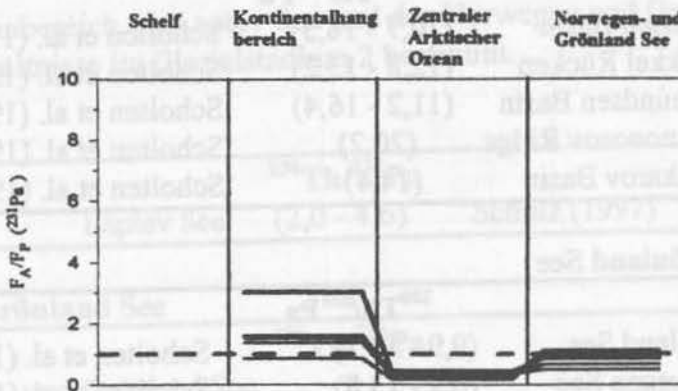


Abb. 155: Modellierte F_A/F_P (^{231}Pa) Verhältnisse in den jeweiligen Boxen, für die in Tabelle 40 vorgegebenen ^{231}Pa Verweilzeiten in der Wassersäule

Unter diesen äußeren Bedingungen werden die Kontinentalhangbox und der zentrale Arktische Ozean an $^{231}\text{Pa}_{ex}$ abgereichert. Die Verhältnisse in der Norwegen Box liege nahe der Produktion.

8.1.4 $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ Verhältnisse

Da es im Europäischen Nordmeer und im Nordpolarmeer oftmals nicht möglich ist genaue Datierungen vorzunehmen, sind die Depositionsflußdichten dementsprechend mit großen Unsicherheiten versehen. Um dennoch Aussagen über die vorherrschenden Klimabedingungen treffen zu können, werden die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ Verhältnisse betrachtet. Die anhand unseres Modells ermittelten rezenten $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ und $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten und die daraus resultierenden $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ Aktivitätsverhältnisse sind in Tabelle 41 dargestellt und werden mit den vorliegenden Meßergebnissen in Beziehung gesetzt.

Interglazialstadium 1

Modell

Boxen	$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Flußdichten [dpm cm ⁻² ka ⁻¹]	$^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ Flußdichten [dpm cm ⁻² ka ⁻¹]	F ($^{230}\text{Th}/^{231}\text{Pa}$)
Schelf	6,40	0,58	11,00
Kontinentalhang	11,40	1,60	7,20
Z. Arktischer Ozean	8,80	0,50	17,60
Norwegen- und Grönland See	10,29	0,78	13,20

Tab. 41: Die mit dem Modell ermittelten rezenten $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ und $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten und die daraus resultierenden $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ Aktivitätsverhältnisse

Messungen

Messungen der rezenten $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ Verhältnisse an Sediment Oberflächenproben liegen aus dem dem zentralen Arktischen Ozean und der Norwegen- und Grönland See vor. Die gemessenen Werte sind im Folgenden aufgelistet.

Zentraler Arktischer Ozean

	$^{230}\text{Th}/^{231}\text{Pa}$	
Nansen Basin	(10,7 - 18,3)	Scholten et al. (1995)
Gakkel Rücken	(12,8 - 13,2)	Scholten et al. (1995)
Amundsen Basin	(11,2 - 16,4)	Scholten et al. (1995)
Lomonosov Ridge	(20,2)	Scholten et al. (1995)
Makarov Basin	(14,4)	Scholten et al. (1995)

Norwegen- und Grönland See

	$^{230}\text{Th}/^{231}\text{Pa}$	
Grönland See	(9,9 - 13,1)	Scholten et al. (1995)
Norwegen See	(6,9 - 13,8)	Scholten et al. (1995)
Norwegen- und Grönland See	(9,0 - 14,3)	Yu et al. (1995)

Die modellierten und gemessenen Aktivitätsverhältnisse zeigen eine gute Übereinstimmung im Europäischen Nordmeer und im Nordpolarmeer auf. Demzufolge ist es möglich die Transportwege von $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ und $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ in hohen nördlichen Breiten zu rekonstruieren. Leider

liegen bis dato noch keine Werte aus dem Schelf- und Kontinentalhangbereich der Laptev See für das Isotopenstadium 1 vor.

Glazialstadium 2

Analog zum Interglazialstadium 1 wurden die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ und $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten (Tab. 43) für das Glazialstadium 2 bestimmt und den Meßergebnissen gegenübergestellt. Zur Modellierung der Depositionsflußdichten in diesem Isotopenstadium wurden die in Tabelle 42 aufgelisteten Verweilzeiten eingesetzt.

	Radionuklide	Schelf	Kontinentalhang	Z. Arktischer Ozean	Norwegen- und Grönland See
Verweilzeiten	^{230}Th		5	50	10
[a]	^{231}Pa		25	250	50

Tab. 42: Bei der Modellierung der $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten eingesetzte Verweilzeiten in den jeweiligen Boxen

Modell

Boxen	$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Flußdichten [dpm cm ⁻² ka ⁻¹]	$^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ Flußdichten [dpm cm ⁻² ka ⁻¹]	F ($^{230}\text{Th}/^{231}\text{Pa}$)
Schelf			
Kontinentalhang	15,90	2,90	5,50
Z. Arktischer Ozean	6,60	0,32	20,70
Norwegen- und Grönland See	12,00	0,80	15,00

Tab. 43: Die mit dem Modell ermittelten $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ und $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten und die daraus resultierenden $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ Aktivitätsverhältnisse

Messungen

Vom Kontinentalhangbereich der Laptev See und der Norwegen und Grönland See wurden die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ Verhältnisse im Glazialstadium 2 bestimmt.

Kontinentalhang

	$^{230}\text{Th}/^{231}\text{Pa}$	
Laptev See	(2,0 - 4,6)	Schulz (1997)

Norwegen- und Grönland See

	$^{230}\text{Th}/^{231}\text{Pa}$	
Norwegen- und Grönland See	(14,3 - 25)	Yu et al. (1995)

Die $^{230}\text{Th}/^{231}\text{Pa}$ aus der Norwegen See und dem Kontinentalhang der Laptev See bestätigen die Modellergebnisse. Im Gegensatz zum Interglazialstadium 1 findet man erhöhte Verhältnisse im Glazialstadium 2 im zentralen Arktischen Ozean und in der Norwegen See, während sich die Verhältnisse im Kontinentalhanggebiet der Laptev See erniedrigen.

8.2 Rekonstruktion der paläoklimatischen Bedingungen im Arktischen Ozean

Die anhand der Sedimentkerne aus dem Europäischen Nordmeer und dem Nordpolarmeer ermittelten F_A/F_P (^{230}Th) Verhältnisse und ^{10}Be Depositionsflußdichten (Kapitel 6) in den jeweiligen Isotopenstadien sind in den Tabellen 44 und 45 aufgelistet.

F_A/F_P (^{230}Th) Verhältnisse						
	Norwegen- und Grönland See	Framstrasse	Z. Arktischer Ozean	Kontinentalhang Laptev See		Schelf
Stadium	23059-3	23235-3	PS1524-2	PS2471-4	PS2474-3	
1	?	?	?	?	5,30	?
2	1,16	1,55	0,64	2,98	7,32	?
3	1,46	1,10	0,62	1,48	3,20	?
4	0,45	0,55	0,34	0,67	0,82	?
5	1,22	1,41	0,53	1,24	?	?
6	0,94	0,30	?	?	?	?
7	1,08	1,07	?	?	?	?

Tab. 44: An den oben angeführten Sedimentkernen ermittelte F_A/F_P (^{230}Th) Verhältnisse in den jeweiligen Isotopenstadien

^{10}Be Depositionsflußdichten				
	Norwegen- und Grönland See		Z. Arktischer Ozean	Kontinentalhang Laptev See
Stadium	23059	23235	PS1524	PS2471
at $\text{cm}^{-2} \text{a}^{-1}$	$\cdot 10^6$	$\cdot 10^6$	$\cdot 10^6$	$\cdot 10^6$
2	1.20	1.23	0.35	6.93
3	1.57	0.68	0.32	2.72
4	0.35	0.74	0.35	1.08
5	1.44	2.49	0.57	2.75
6	0.72	0.54	?	?
7	1.45	2.03	?	?

Tab. 45: An den oben angeführten Sedimentkernen ermittelte ^{10}Be Depositionsflußdichten in den jeweiligen Isotopenstadien

Anhand dieser Modellrechnungen sollen die vorgefundenen F_A/F_P (^{230}Th) Verhältnisse in den jeweiligen Boxen und Isotopenstadien reproduziert werden. Die ermittelten Verweilzeiten für $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ wurden in ^{10}Be Verweilzeiten übergeführt und die mit Hilfe des Modells berechneten ^{10}Be Depositionsflußdichten mit den gemessenen Werten verglichen. Hierzu werden die Isotopenstadien einzeln betrachtet.

8.2.1 Isotopenstadium 2

^{230}Th

Die hohen F_A/F_P Verhältnisse im Hangbereich der Laptev See deuten auf eine Zufuhr von Partikeln (z.B. Eintrag durch die Flußsysteme Lena, Yana und keine permanent geschlossene Eisbedeckung) zum Kontinentalhangbereich der Laptev See hin. Da das Schelfgebiet nach der Meeresspiegelkurve nach Chappel und Shackelton [1986] in diesem Zeitbereich trocken gelegen haben muß, könnte sich das Deltagebiet an den heutigen Übergangsbereich Schelf/Hang vorverlagert haben. In der Norwegen- und Grönland See sind Depositionsflußdichten vorzufinden, welche die Produktion widerspiegeln. Die F_A/F_P (^{230}Th) Verhältnis am Übergangsbereich Norwegen See / Schelfgebiet der Barents See von etwa 3 (23259) deuten in diesem Zeitraum auf sehr hohe Partikelkonzentrationen in der Wassersäule hin. Die ^{230}Th Verweilzeiten, welche die in Tabelle 44 angeführten F_A/F_P (^{230}Th) Verhältnisse im Glazialstadium 2 am besten widerspiegeln, sind in Tabelle 46 aufgelistet.

	Radionuklid	Schelf	Kontinentalhang	Z. Arktischer Ozean	Norwegen- und Grönland See	F_R
Verweilzeiten	$^{230}\text{Th}_{ex}$		5	50	10	
[a]	^{10}Be (1)		100	1000	400	50000
	^{10}Be (2)		100	1000	400	5000
	^{10}Be (3)		100	1000	400	0

Tab. 46: $^{230}\text{Th}_{ex}$ und die korrespondierenden ^{10}Be Verweilzeiten in den jeweiligen Boxen; bei der Berechnung der ^{10}Be Depositionsflußdichten wird der Eintrag von kontinentalem ^{10}Be variiert

^{10}Be

Die ^{10}Be Verweilzeiten sind ebenfalls in Tabelle 46 aufgelistet. Zusätzlich wurden bei dieser Modellierung die ^{10}Be Depositionsflußdichten für die jeweiligen Boxen unter Variation des Flußeintrages berechnet. Setzt man den rezenten Flußeintrag ein, so errechnet sich für den Kontinentalhangbereich eine Depositionsflußdichte von $48 \cdot 10^6$ at $\text{cm}^{-2} \text{a}^{-1}$. Dieser Wert ist nicht in Übereinstimmung mit der am Sedimentkern PS2471-4 bestimmten Flußdichte von $6,93 \cdot 10^6$ at $\text{cm}^{-2} \text{a}^{-1}$. In Abbildung 156 sind die mit diesem Modell berechneten ^{10}Be Flußdichten sowohl für einen um 10 fach geringeren Eintrag als auch für keinen Eintrag an ^{10}Be mit den sibirischen Flüssen eingezeichnet.

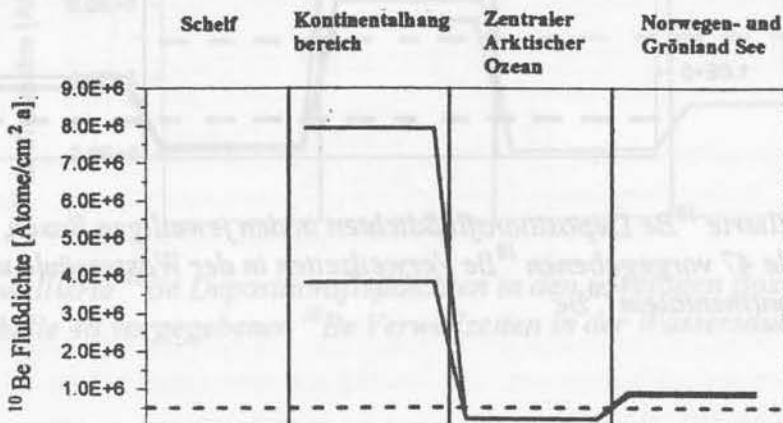


Abb. 156: Modellierte ^{10}Be Depositionsflußdichten in den jeweiligen Boxen, für die in Tabelle 46 vorgegebenen ^{10}Be Verweilzeiten in der Wassersäule und dem Eintrag von kontinentalem ^{10}Be

Der Vergleich der Modellergebnisse mit den Meßergebnissen führt zu der Annahme, daß die sibirischen Fußsysteme im Glazial 2 zwar aktiv waren, aber im Vergleich zu den rezenten Bedingungen ein deutlich geringer Partikeltransport (Modell ^{10}Be (2)) stattgefunden hat. Im zentralen Arktischen werden durch diese Rahmenbedingungen die gemessenen Verhältnisse (Tab. 45) reproduziert, während in der Norwegen Box eine geringfügig zu niedrige Flußdichte bestimmt wird. Auf diesen Sachverhalt wird später eingegangen.

8.2.2 Isotopenstadium 3 und 5

^{230}Th

Im Vergleich zum Isotopenstadium 2 zeigt sich in den F_A/F_P Verhältnissen (Tab. 47) nur im Kontinentalhangbereich der Laptev See ein unterschiedliches Verhalten. Die geringeren Werte in dieser Box deuten auf einen weiteren Rückgang der Trägerphase (z.B. durch vollkommene Unterbindung der in die Laptev See mündenden Flüsse) hin.

	Radionuklid	Schelf	Kontinentalhang	Z. Arktischer Ozean	Norwegen- und Grönland See	F_R
Verweilzeiten	$^{230}\text{Th}_{ex}$		15	50	10	
[a]	^{10}Be (1)		300	1000	400	5000
	^{10}Be (2)		300	1000	400	500
	^{10}Be (3)		300	1000	400	0

Tab. 47: $^{230}\text{Th}_{ex}$ und die korrespondierenden ^{10}Be Verweilzeiten in den jeweiligen Boxen; bei der Berechnung der ^{10}Be Depositionsflußdichten wird der Eintrag von kontinentalem ^{10}Be variiert

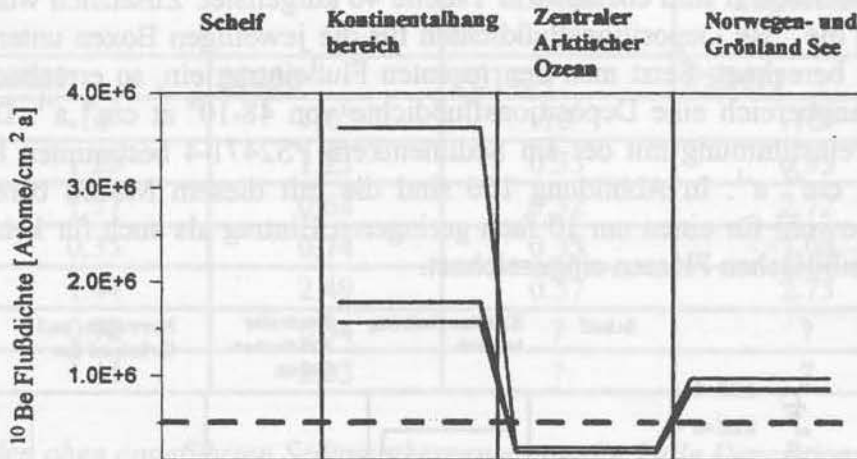


Abb. 157: Modellierte ^{10}Be Depositionsflußdichten in den jeweiligen Boxen, für die in Tabelle 47 vorgegebenen ^{10}Be Verweilzeiten in der Wassersäule und dem Eintrag von kontinentalem ^{10}Be

^{10}Be

Der Vergleich der Modellergebnisse (Abb. 157) mit den Meßergebnissen zeigt, daß sich bei einer längeren ^{10}Be Verweilzeit in der Hangbox, wie anhand der F_A/F_P (^{230}Th) Verhältnisse gefordert und einer geringfügigen Reduzierung des Eintrags an kontinentalem ^{10}Be die

Verhältnisse reproduzieren lassen. Wiederum weisen die nach unserem Modell berechneten ^{10}Be Depositionsflußdichten in der Norwegen See zu geringe Werte ($0,92 \cdot 10^6 \text{ at cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ statt $1,41 \cdot 10^6 \text{ at cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$) auf.

8.2.3 Isotopenstadium 4

^{230}Th

Die F_A/F_P (^{230}Th) Verhältnisse in allen Boxen, welche deutlich geringe $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten als aus der Produktion erwartet aufweisen, lassen einen Export von $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ in den Nordatlantik vermuten. Bei der Modellierung können diese Verhältnisse reproduziert werden, wenn man von längeren Verweilzeiten (d.h. geringen Partikelkonzentrationen im gesamten Nordmeer) ausgeht. In Sedimentkernen des Nordatlantiks müßten in diesem Isotopenstadium hohe F_A/F_P Verhältnisse (^{230}Th) auffindbar sein, was durch zwei Sedimentkernen aus dem Nordatlantik (Anhang C), die in den Glazialstadien 2 und 4 deutlich höhere Werte als in den Interglazialstadien aufweisen, auch bestätigt wird. Allerdings können diese Verhältnisse sowohl durch den Export an $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ aus dem Nordmeer in den Nordatlantik als auch durch erhöhte Produktivität in den Glazialstadien verursacht worden sein.

	Radionuklid	Schelf	Kontinentalhang	Z. Arktischer Ozean	Norwegen- und Grönland See	F_R
Verweilzeiten	$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$		30	50	30	
[a]	^{10}Be (1)		600	1000	600	0
	^{10}Be (2)		800	1000	600	0

Tab. 48: $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ und die korrespondierenden ^{10}Be Verweilzeiten in den jeweiligen Boxen

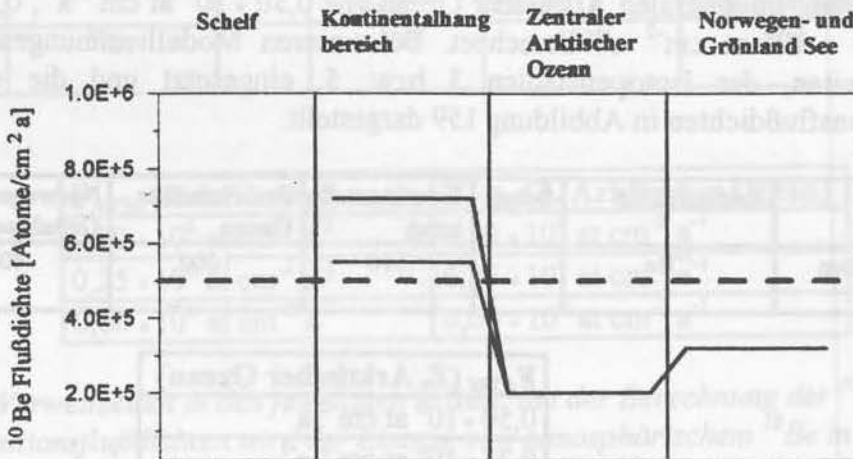


Abb. 158: Modellierte ^{10}Be Depositionsflußdichten in den jeweiligen Boxen, für die in Tabelle 48 vorgegebenen ^{10}Be Verweilzeiten in der Wassersäule

^{10}Be

Die gemessenen ^{10}Be -Depositionsflußdichten in den jeweiligen Boxen deuten, wie durch die F_A/F_P (^{230}Th) Verhältnisse gefordert auf lange Verweilzeiten und dementsprechend geringe Partikelkonzentrationen im gesamten Nordmeer hin.

8.2.4 Isotopenstadium 6

Da nur ^{10}Be -Depositionsflußdichten aus den Europäischen Nordmeer vorliegen sind Aussagen über die Transportwege in diesem Glazialstadium nicht möglich. Die bestimmten F_A/F_P (^{230}Th) Verhältnisse und ^{10}Be Depositionsflußdichten im Europäischen Nordmeer deuten auf ähnliche Transportprozesse wie im Isotopenstadium 2 hin.

8.2.5 Isotopenstadium 7

Analog zum Glazialstadium 6 liegen nicht genügend Informationen im hohen nördlichen Breiten über die ^{10}Be -Depositionsflußdichten in den jeweiligen Boxen vor. Die ^{10}Be Flußdichten im Europäischen Nordmeer ähneln hierbei den Bedingungen, die in den Interglazialstadien 3 und 5 vorgelegen haben.

Spezialfälle bei der Berechnung der ^{10}Be Depositionsflußdichten mit dem Modell

Auf zwei weitere wichtige Faktoren [(1) Variation des atmosphärischen Eintrags, (2) ^{10}Be Zufuhr beim Abschmelzen von Eismassen], die bei der Berechnung der ^{10}Be Depositionsflußdichten eine entscheidende Rolle spielen, soll an dieser Stelle noch eingegangen werden:

(1) Variation des atmosphärischen Eintrags

Bei den bisherigen Betrachtungen der ^{10}Be Depositionsflußdichten wurde nicht berücksichtigt, daß durch die permanente Meereisdecke im zentralen Arktischen Ozean der atmosphärische ^{10}Be Eintrag in die Wassersäule unterbunden werden kann. Aus diesem Grund wird an zwei Beispielen gezeigt, welche Auswirkungen eine vollkommene Unterbindung des atmosphärischen Eintrags an ^{10}Be auf die Depositionsflußdichten in den jeweiligen Boxen hat.

Fall A) Die ^{10}Be Depositionsflußdichten für die jeweiligen Boxen wurden für atmosphärische ^{10}Be Einträge im zentralen Arktischen Ozean von $0,50 \cdot 10^6 \text{ at cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$, $0,25 \cdot 10^6 \text{ at cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ und $0,00 \cdot 10^6 \text{ at cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ berechnet. Bei unseren Modellrechnungen wurden die ^{10}Be Verweilzeiten, der Isotopenstadien 3 bzw. 5, eingesetzt und die ermittelten ^{10}Be Depositionsflußdichten in Abbildung 159 dargestellt.

	Radionuklid	Schelf	Kontinentalhang	Z.-Arktischer Ozean	Norwegen- und Grönland See	F_R
Verweilzeiten [a]	^{10}Be		300	1000	400	500

F_{ATM} (Z. Arktischer Ozean)
$0,50 \cdot 10^6 \text{ at cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$
$0,25 \cdot 10^6 \text{ at cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$
$0,00 \cdot 10^6 \text{ at cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$

Tab. 49: ^{10}Be Verweilzeiten in den jeweiligen Boxen; bei der Berechnung der ^{10}Be Depositionsflußdichten wird der Eintrag von atmosphärischem ^{10}Be in die zentrale Arktische Box variiert

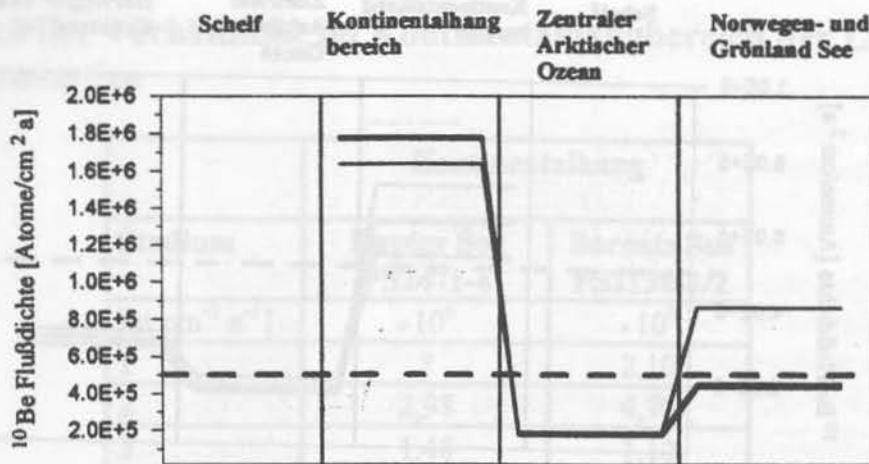


Abb. 159: Modellierte ^{10}Be Depositionsflußdichten in den jeweiligen Boxen, für die in Tabelle 49 vorgegebenen ^{10}Be Verweilzeiten in der Wassersäule und dem atmosphärischen ^{10}Be Eintrag in den zentralen Arktische Ozean

Bei der Betrachtung der Depositionsflußdichten wie in Abbildung 159 aufgezeigt, wirkt sich der verminderte oder gar nicht vorhandene atmosphärische ^{10}Be Eintrag im zentralen Arktischen Ozean vor allem in der Norwegen Box aus. Die ^{10}Be Depositionsflußdichten verringern sich um etwa 50%.

Fall B) In diesem Fall sind die Bedingungen mit den Transportprozessen im Glazialstadium 4 vergleichbar. Der atmosphärische ^{10}Be Eintrag wird dabei sowohl in der Kontinentalhangbox als auch im zentralen Arktischen Ozean, analog zu Fall A), reduziert.

	Radionuklid	Schelf	Kontinentalhang	Z. Arktischer Ozean	Norwegen- und Grönland See	F_R
Verweilzeiten [a]	^{10}Be		600	1000	600	0

F_{ATM} (Kontinentalhang)	F_{ATM} (Z. Arktischer Ozean)
$0,50 \cdot 10^6 \text{ at cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$	$0,50 \cdot 10^6 \text{ at cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$
$0,25 \cdot 10^6 \text{ at cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$	$0,25 \cdot 10^6 \text{ at cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$
$0,00 \cdot 10^6 \text{ at cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$	$0,00 \cdot 10^6 \text{ at cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$

Tab. 50: ^{10}Be Verweilzeiten in den jeweiligen Boxen; bei der Berechnung der ^{10}Be Depositionsflußdichten wird der Eintrag von atmosphärischem ^{10}Be in die zentrale Arktische Box und in die Kontinentalhangbox variiert

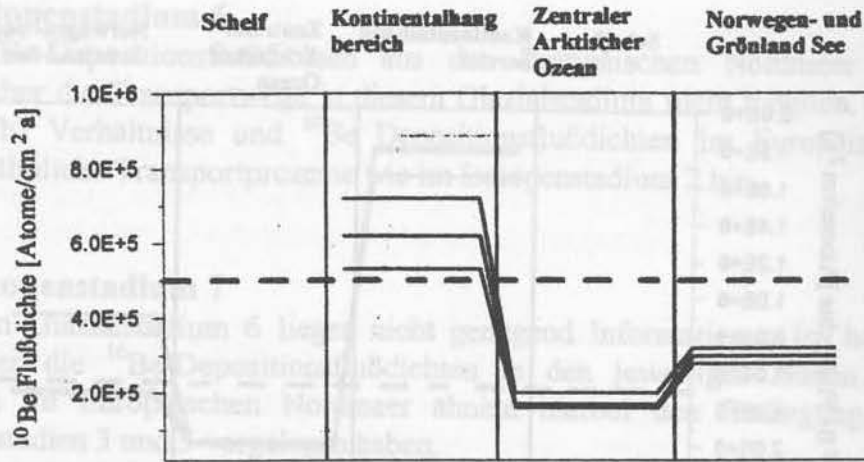


Abb. 160: Modellierte ^{10}Be Depositionsflußdichten in den jeweiligen Boxen, für die in Tabelle 50 vorgegebenen ^{10}Be Verweilzeiten in der Wassersäule und dem atmosphärischen ^{10}Be Eintrag in den zentralen Arktischen Ozean und in die Kontinentalhangbox

Bei diesen Berechnungen führt die Reduzierung des atmosphärischen ^{10}Be Eintrags in den oben abgeführten Boxen nicht zu merklichen Änderungen in den ^{10}Be Depositionsflußdichten. Das heißt, daß Variationen im atmosphärischen Eintrag, die ^{10}Be Depositionsflußdichten nicht merklich ändern.

(2) ^{10}Be Zufuhr beim Abschmelzen von Eismassen

Wie im Fall (1) A aufgezeigt sind die modellierten ^{10}Be Flußdichten im Europäischen Nordmeer nicht in Übereinstimmung mit den ermittelten Meßergebnissen. Diese Diskrepanz könnte durch die Nichtmodellierung des Eintrags an ^{10}Be in der Framstrasse durch das Abschmelzen von Meereis erklärt werden. Messungen der ^{10}Be Konzentrationen im Meereis und in den aufliegenden Partikeln, sowie die exakte Kalkulation der Gesamtmenge an ^{10}Be , die in der Framstrasse durch Abschmelzprozesse freigesetzt wird, sind wesentliche Aufgaben für weitere Betrachtungen. Bei der Modellrechnung (Gleichung 37) muß dieser Term als ^{10}Be Quelle in die Norwegen Box hinzugefügt werden. Für eine Zufuhr an ^{10}Be in die Norwegen Box sprechen die bestimmten hohen ^{10}Be Depositionsflußdichten des Sedimentkernes 23235-3 in den Isotopstadien 5 und 7.

Von Eisenhauer et al. [1994] liegen zwei ^{10}Be Messungen von Kryokronitproben vor. Diese Proben weisen ^{10}Be Konzentrationen von $0,28 \pm 0,01 \cdot 10^9 \text{ at g}^{-1}$ bzw. $0,22 \pm 0,01 \cdot 10^9 \text{ at g}^{-1}$ auf.

Tab. 49: ^{10}Be Verweilzeiten in den jeweiligen Boxen, bei der Berechnung der ^{10}Be Depositionsflußdichten wird der Eintrag von atmosphärischem ^{10}Be in die zentrale Arktische Box variiert

8.3 Vergleich der Verhältnisse im Kontinentalhangbereich der Laptev See und Barents See

Stadium	Kontinentalhang	
	Laptev See PS2471-4	Barents See PS2138-1/2
[at cm ⁻² a ⁻¹]	·10 ⁶	·10 ⁶
1	?	2,10
2	2,98	4,70
3	1,48	1,10
4	0,67	0,70
5	1,24	0,90

Tab. 51: ¹⁰Be Depositionsflußdichten in den jeweiligen Isotopenstadien der Sedimentkerne PS2138-1 und PS2471-4

Wie man aus den ¹⁰Be Depositionsflußdichten erkennt (Tab. 51), könnten in den beiden Hanggebieten ähnliche Bedingungen vorgelegen haben. Dies erscheint allerdings verwunderlich, da der Kontinentalhangbereich der Barents See im Gegensatz zur Laptev See keinen Eintrag an kontinentalem ¹⁰Be aufweist. Weiterhin unterscheiden sich die beiden Regionen in der Tatsache, daß nach der Chappel und Shackelton Kurve [1986] das Schelfgebiet der Barents See nur im Glazialstadium 2 trocken gelegen hat, während das Schelfgebiet der Laptev See bis auf das Holozän und kurze Zeitbereiche im Interglazial 5 stets über dem Meeresspiegel lag. Deshalb ist es notwendig ein weiteres Boxmodell zu konzipieren. In diesem Modell wird der gesamte Eurasischen Teil des Arktischen Ozeans, wie in Abbildung 161 dargestellt, eingeteilt.

Modellskizze

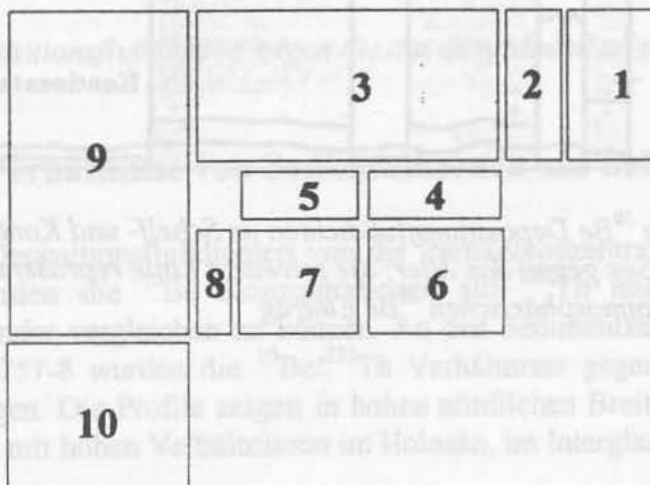


Abb. 161: Modellskizze für ein weiteres geplantes Boxmodell

mit

- 1 Schelfgebiet der Laptev See
- 2 Kontinentalhanggebiet der Laptev See
- 3 Zentraler Arktischer Ozean
- 4 Kontinentalhanggebiet der Kara See
- 5 Kontinentalhanggebiet der Barents See
- 6 Schelfgebiet der Kara See
- 7 Schelfgebiet der Barents See
- 8 Übergangsbereich Norwegen See und Barents See
- 9 Europäisches Nordmeer
- 10 Atlantik

8.4 Zeitabhängige Modellberechnungen mit dem ersten Modell

Neben der Berechnung der Steady State Bedingungen können mit dem ersten Modell auch zeitliche Abläufe rekonstruiert werden. Deshalb wurden die ^{10}Be Depositionsflußdichten (Tab. 45) anhand der in Abschnitt 8.2 ermittelten ^{10}Be Verweilzeiten in den jeweiligen Boxen und Isotopenstadien sowie der zeitabhängigen ^{10}Be Produktionsrate (Abb. 138) in der Erdatmosphäre, in ihrer zeitlichen Entwicklung bestimmt. In Abbildung 162 sind die modellierten ^{10}Be Depositionsflußdichten im Schelf- und Kontinentalhangbereich der Laptev See und in Abbildung 163 die modellierten ^{10}Be Depositionsflußdichten im Kontinentalhangbereich, dem zentralen Arktischen Ozean und dem Europäischen Nordmeer dargestellt. Aus diesen Berechnungen zeigt sich, daß die Verhältnisse in hohen nördlichen Breiten anhand des dynamischen Modells reproduziert werden können.

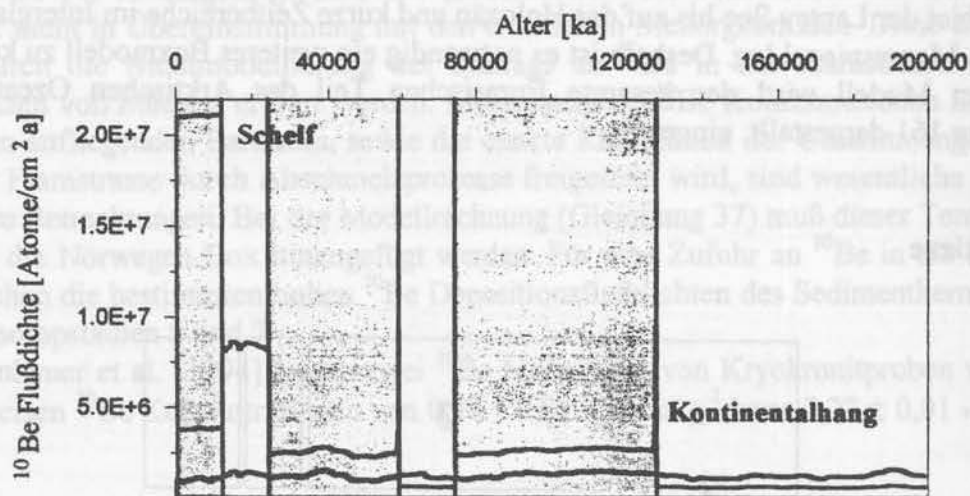


Abb. 162: Modellierte ^{10}Be Depositionsflußdichten im Schelf- und Kontinentalhangbereich der Laptev See gegen das Alter; die schwarze Linie repräsentiert den angenommenen atmosphärischen ^{10}Be Eintrag

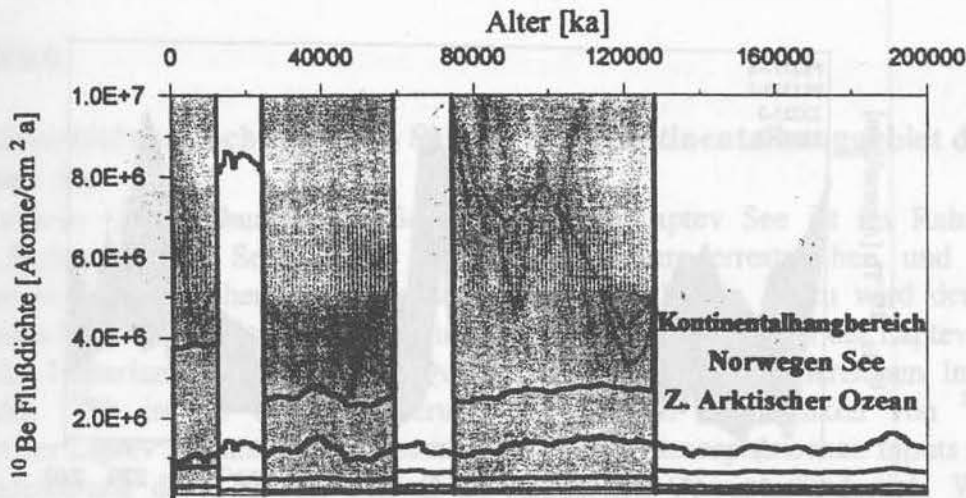


Abb. 163: Modellierte ^{10}Be Depositionsflußdichten im Kontinentalhangbereich, dem zentralen Arktischen Ozean, der Norwegen See gegen das Alter; die schwarze Linie repräsentiert den angenommenen atmosphärischen ^{10}Be Eintrag

8.5 Zusammenhang ^{232}Th Flußdichten mit den ^{230}Th Verweilzeiten

Wie aus Abbildung 164 ersichtlich ist ein Zusammenhang zwischen den aus den Meßwerten ermittelten ^{232}Th Depositionsflußdichten und den aus dem Modell abgeleiteten ^{230}Th Verweilzeiten zu erkennen. Dies deutet darauf hin, daß die Verweilzeiten in der Wassersäule durch die vorliegenden Partikelkonzentrationen bestimmt werden.

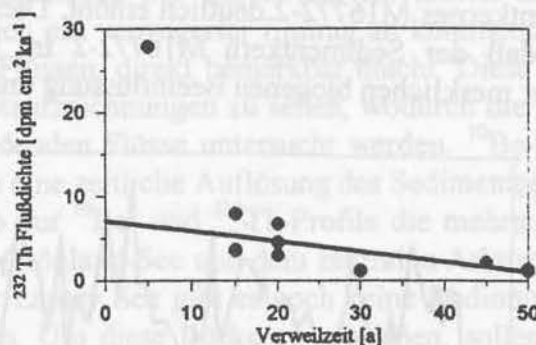


Abb. 164: ^{232}Th Depositionsflußdichten gegen die aus dem Modell abgeleiteten Verweilzeiten

8.6 $^{10}\text{Be}/^{232}\text{Th}$ Verhältnisse von Sedimentkernen aus hohen nördlichen Breiten

Da auch die ^{10}Be Depositionsflußdichten von der Partikelkonzentration in der Wassersäule abhängig sind, werden die ^{10}Be Konzentrationen auf ^{232}Th normiert um verschiedene Lokationen miteinander vergleichen zu können. An den Sedimentkernen 23059-3, 23235-3, PS1533-3 und PS2757-8 wurden die $^{10}\text{Be}/^{232}\text{Th}$ Verhältnisse gegen die Altersskala (siehe Kapitel 5) aufgetragen. Die Profile zeigen in hohen nördlichen Breiten einen vergleichbaren Verlauf (Abb. 165), mit hohen Verhältnissen im Holozän, im Interglazialstadium 5 und 7.

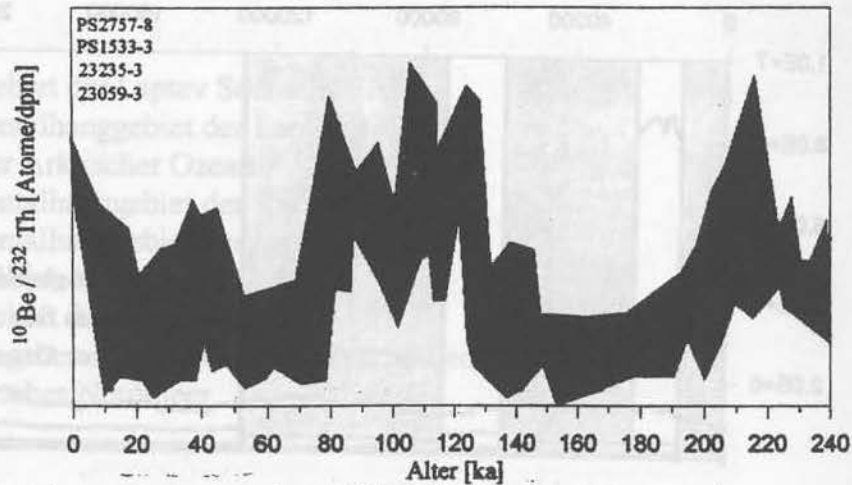


Abb. 165: $^{10}\text{Be}/^{232}\text{Th}$ Verhältnisse der Sedimentkerne 23059-3, 23235-3, PS1533-3 und PS2757-8 gegen das Alter

Der Vostok Eisbohrkern (Abschnitt 3.2) weist im Altersbereich zwischen 15 - 55 ka einen ähnlichen Verlauf wie die $^{10}\text{Be}/^{232}\text{Th}$ Verhältnisse im Nordpolarmeer auf. Woraus geschlossen werden kann, daß die Struktur, wenn auch nicht die Größenordnung, durch den atmosphärischen ^{10}Be Eintrag verursacht wird.

In Abbildung 166 sind weiterhin die $^{10}\text{Be}/^{232}\text{Th}$ Verhältnisse zweier Sedimentkerne aus dem Kongobecken (M16772-2, GeoB1008-3 [Rutsch et al., 1995]) dargestellt. Während Kern GeoB1008-3 im gleichen Wertebereich wie die Nordpolarkerne liegt, sind die $^{10}\text{Be}/^{232}\text{Th}$ Verhältnisse des Sedimentkernes M16772-2 deutlich erhöht. Dieser Unterschied kann darauf zurückgeführt werden, daß der Sedimentkern M16772-2 im Gegensatz zu den anderen betrachteten Kernen einer merklichen biogenen Beeinflussung unterliegt [Rutsch, 1994].

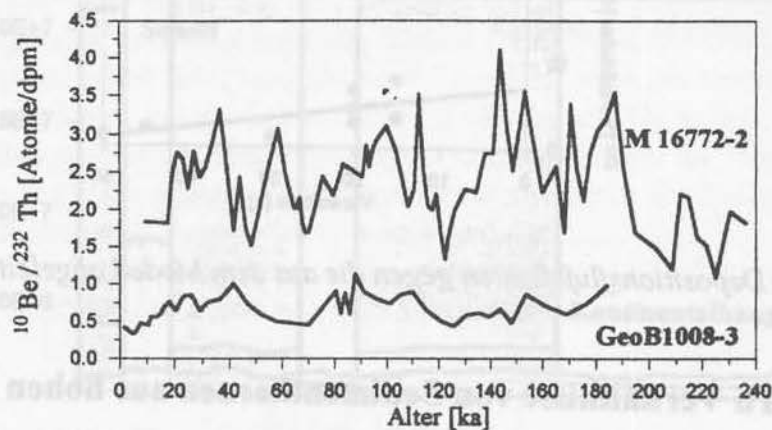


Abb. 166: $^{10}\text{Be}/^{232}\text{Th}$ Verhältnisse der Sedimentkerne GeoB1008-3 und M16772-2 gegen das Alter

8.7 Ausblick

8.7.1 Radionukliduntersuchungen im Schelf- und Kontinentalhanggebiet der Laptev See

Ziel der weiteren Untersuchungen im Schelfgebiet der Laptev See ist im Rahmen des Projektes „System Laptev See 2000“, die Erfassung der terrestrischen und marinen Bedingungen in der sibirischen Arktis in den letzten 100 Jahren. Dazu wird der rezente atmosphärische Input der Radionuklide ^{10}Be und ^{210}Pb in das Schelfgebiet der Laptev See und das sibirische Hinterland bestimmt. Die Quantifizierung des atmosphärischen Inputs des Radionuklides ^{210}Pb ist für die Bilanzierung der Quellen und Senken von ^{210}Pb im Schelfgebiet der Laptev See und für die Quantifizierung des atmosphärischen Inputs von ^{10}Be für die Modellierung der ^{10}Be -Flußdichten im Arktischen Ozean erforderlich. Weiterhin ermöglichen die Messungen der ^{10}Be - und ^{210}Pb -Konzentrationen an Niederschlagsproben im sibirischen Hinterland und an Meereisproben aus der Laptev See und dem zentralen Arktischen Ozean den Vergleich der atmosphärischen Flüsse in den jeweiligen Beprobungsgebieten.

Im Delta- und Schelfbereich der Laptev-See können durch die Kenntnis der atmosphärischen Deposition und der sedimentären Flußdichten von ^{210}Pb die Sedimentationsbedingungen in den letzten 100 Jahren verfolgt werden.

Weiterhin sollen hochaufgelöste ^{10}Be -Profile an Sedimentkernen vom Schelf und dem Übergangsbereich Schelf/Kontinentalhang erstellt werden. Zusammen mit bereits vorliegenden ^{14}C Altern dieser Sedimentkerne können ^{10}Be Depositionsflußdichten in diesem Gebiet hochaufgelöst bestimmt werden. Dadurch kann der Sedimenteintrag der Lena bis zum "Last Glacial Maximum" zurückverfolgt werden. Im Schelfbereich wird die ^{10}Be -Konzentration im Sedimentmaterial nur durch den fluviatilen und den atmosphärischen Eintrag bestimmt, so daß sich ein verringerter Eintrag an kontinentalem ^{10}Be mit den in die Laptev See entwässernden Flüssen, direkt bemerkbar macht. Diese Untersuchungen sind im Zusammenhang mit Echolotaufzeichnungen zu sehen, wodurch die Sedimentationsprovinzen der in die Laptev-See mündenden Flüsse untersucht werden. ^{10}Be -Profile liefern neben der räumlichen Verteilung noch eine zeitliche Auflösung des Sedimenteintrags der Flüsse.

Desweiteren liegen bis dato nur ^{10}Be - und ^{230}Th -Profile die mehrere Klimastadien enthalten nur aus der Norwegen- und Grönland-See und dem zentralen Arktischen Ozean vor. Aus dem Kontinentalhangbereich der Laptev See gibt es noch keine Radionuklidmessungen die einen ähnlichen Zeitraum erfassen. Um diese Lücke zu schließen, sollen die Radionuklide ^{230}Th und ^{10}Be in enger Absprache mit dem AWI-Bremerhaven und GEOMAR Kiel an vorhandenen Sedimentkernen aus dem Kontinentalhangbereich der Laptev-See das Radionuklid ^{10}Be gemessen werden.

8.7.2 Modellierung der Transportwege der Radionuklide ^{10}Be , ^{230}Th , ^{231}Pa

Einen weiteren Schwerpunkt stellt eine detailliertere Modellierung der Transportwege der Radionuklide ^{10}Be , ^{230}Th und ^{231}Pa im Arktischen Ozean dar. Zur Modellierung wird in diesem Fall wie in Abschnitt 8.3 dargestellt der Arktische Ozean aufgrund seiner Bathymetrie in das Schelfgebiet der Laptev See, das Kontinentalhanggebiet der Laptev See, den zentralen Arktischen Ozean, das Kontinentalhanggebiet der Kara See, das Kontinentalhanggebiet der Barents See, das Schelfgebiet der Kara See, das Schelfgebiet der Barents See, den Übergangsbereich Norwegen See und Barents See, das Europäische Nordmeer und den Atlantik eingeteilt.

Zum Vergleich der Modellergebnisse mit den Meßergebnissen muß ein ^{231}Pa Profil an einem Sedimentkern aus dem zentralen Arktischen Ozean und an je einem Sedimentkern des

Kontinentalhangs der Laptev See bzw. Barents See bestimmt werden. Diese Untersuchungen sollen weitere Aussagen über die Transportprozesse während den einzelnen Isotopenstadien in hohen nördlichen Breiten liefern.

Die weiteren Untersuchungen im Rahmen des Projektes „Systeme der Laptev-See“ werden die Transportwege in der Laptev-See und im nördlichen Atlantik zu klären. Zu diesem Zweck werden die Isotopenprofile der Laptev-See und des nördlichen Atlantik im Vergleich mit den Isotopenprofilen der Barents-See und des nördlichen Atlantik untersucht. Die Isotopenprofile der Laptev-See sind im Vergleich mit den Isotopenprofilen der Barents-See und des nördlichen Atlantik zu untersuchen. Die Isotopenprofile der Laptev-See sind im Vergleich mit den Isotopenprofilen der Barents-See und des nördlichen Atlantik zu untersuchen.

Im Delta- und Schelfgebiet der Laptev-See können durch die Kenntnis der atmosphärischen Isotopenprofile und der Sedimentation die Transportwege der Isotopenprofile der Laptev-See und des nördlichen Atlantik zu klären. Zu diesem Zweck werden die Isotopenprofile der Laptev-See und des nördlichen Atlantik im Vergleich mit den Isotopenprofilen der Barents-See und des nördlichen Atlantik untersucht. Die Isotopenprofile der Laptev-See sind im Vergleich mit den Isotopenprofilen der Barents-See und des nördlichen Atlantik zu untersuchen. Die Isotopenprofile der Laptev-See sind im Vergleich mit den Isotopenprofilen der Barents-See und des nördlichen Atlantik zu untersuchen.

Die Modellierung der Transportwege der Isotopenprofile der Laptev-See und des nördlichen Atlantik ist ein wichtiger Bestandteil der Untersuchung der Transportwege der Isotopenprofile der Laptev-See und des nördlichen Atlantik. Die Modellierung der Transportwege der Isotopenprofile der Laptev-See und des nördlichen Atlantik ist ein wichtiger Bestandteil der Untersuchung der Transportwege der Isotopenprofile der Laptev-See und des nördlichen Atlantik.

9 Literaturverzeichnis

- Aagard, K., J.H. Swift, and E.C. Carmack, Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean Seas, *J. Geophys. Res.*, 90, (C30), 4833-4846, 1985.
- Aagard, K., J.H. Swift, and E.C. Carmack, The Role of Sea Ice and Other Fresh Water in the Arctic Circulation, *J. Geophys. Res.*, 94 (C10), 14485-14498, 1989.
- Aksu, A.E. and P.J. Mudie, Magnetostratigraphy and palynology demonstrate at least 4 million years of the Arctic Ocean sedimentation, *Nature* 318, 280-283, 1985.
- Anderson, R.F., M.P. Bacon, and P.G. Brewer, Removal of ^{230}Th and ^{231}Pa from the open Ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, 7-23, 1983 a.
- Anderson, R.F., M.P. Bacon, and P.G. Brewer, Removal of ^{230}Th and ^{231}Pa at ocean margins, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66, 73-90, 1983 b.
- Anderson, R.F., Y. Lao, W.S. Broecker, S.E. Trumbore, H.J. Hofmann, W. Wölfli, Boundary Scavenging in the Pacific Ocean: a Comparison of ^{10}Be and ^{231}Pa , *Earth Planet. Sci. Lett.*, 96, 287-304, 1990.
- Antonov, M., H.C. Haas, and V. Haase, Preliminary Results of Multi Probe Suspension and Current Speed Measurements of the Laptev Sea Shelf, In: Laptev Sea System: Expedition in 1994, H. Kassens (ed.), *Berichte zur Polarforschung*, 182, 1995.
- Bacon, M.P. and R.F. Anderson, Distribution of thorium isotopes between the dissolved and particulate forms in the deep-sea, *J. Geophys. Res.* 87, 2045-2056, 1982.
- Balkanski, Y.J., D.J. Jacob, G.M. Gardner, W.C. Graustein, K.K. Turekian, Transport and Residence Times of Tropospheric Aerosols Inferred from a Global Three-Dimensional Simulation of ^{210}Pb , *J. Geophys. Res.*, 98 (D11), 20, 573-586, 1993.
- Barabas, M., ESR-Datierung von Karbonaten: Grundlagen, Systematik, Anwendungen, *Dissertation*, Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg, 1989.
- Barabas, M., M. Mudelsee, R. Walther and A. Mangini, Dose-response and thermal behaviour of the ESR signal at $g = 2.0006$ in carbonates, *Quaternary Sciences Reviews*, Vol. 11, 173-179, 1992.
- Baranov, V.I., V.D. Vilenskii, Pb-210 in the atmosphere and in fallout, *Soviet. At. Energy*, 18, 645-648, 1965.
- Barnes, C.E. and J.K. Cochran, Uranium removal in oceanic sediments and the oceanic uranium balance, *Earth Planet. Sci. Lett.* 97, 94-104, 1990.

- Barnett, D., Sea ice distribution in the Soviet Arctic - In: Brigham, L.A.(ed): *The Soviet Maritime Arctic*, 47-62, London (Belhaven Press).
- Barry, R.G., The present climate of the Arctic Ocean and possible past and future states, In: Herman, Y. (ed): *The Arctic Seas: Climatology, Oceanography, Geology and Biology*, Van Nostrand, Reinhold Company, New York, 1-46, 1989.
- Baumann, M., Coccoliths in sediment cores of the eastern Arctic basin, In: Geological History of Polar Oceans: *Arctic versus Antarctic*, U. Bleil and J. Thiede (eds), Kluwer, 1990.
- Baumgartner, S.M.M., Kosmogene Radioisotope im Pleistozän des Summit-GRIP-Eiskerns, *Dissertation*, ETH Zürich, Nr. 11264, 266 pp., 1995.
- Beer, J., A. Blinov, G. Bonani, R.C. Finkel, H.J. Hofmann, B. Lehmann, H. Oeschger, A. Sigg, J. Schwander, T. Staffelbach, B. Staufer, M. Suter, and W. Wölfli, Use of ^{10}Be in polar ice to trace the 11-year cycle of solar activity, *Nature* 347, 164-166, 1990.
- Berger, H.W., T. Bickert, H. Schmidt and G. Wefer, Quaternary oxygen isotope record of pelagic foraminifers: Site 806, Ontong Java Plateau, in Berger H.W., L.W. Krienke, L.A. Mayer: *Proc. ODP, Sci Results 130*, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 381-395, 1993.
- Berggren, W.A., D.V. Kent, J.J. Flynn, and J.A. van Couvering, Cenozoic geochronology, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 96, 1497-1418, 1985.
- Bohrmann, H., Radioisotope Stratigraphy, Sedimentology and Geochemistry of Late Quaternary Sediments from the Eastern Arctic Ocean, *Berichte zur Polarforschung*, Alfred-Wegener Institut Bremerhaven, 95, 1991.
- Bollhöfer, A., Gammaskopische Untersuchungen an Bodenseesedimenten, *Diplomarbeit*, Universität Heidelberg, 1993.
- Bollhöfer, A., A. Mangini, A. Lenhard, M. Wessels, F. Giovanoli, and B. Schwarz, High-Resolution ^{210}Pb -Dating of Lake Constance Sediments, Stable Lead in Lake Constance, *Environ. Geol.*, 24, 267-274, 1994.
- Bourles, D., G.M. Raisbeck and F. Yiou, ^{10}Be and ^9Be in marine sediments and their potential for dating, *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 443-452, 1989.
- Broecker, W.S., T.H. Peng, Tracer in the sea, A publication of the Lamont-Doherty geological Observatory, 1982.
- Broecker, W.S., and G.H. Denton, Ursachen der Vereisungszyklen, *Spektrum der Wissenschaft* 3/1990.
- Brown, E.T., C.I. Measures, J.M. Edmond, D.L. Bourles, G.M. Raisbeck and F. Yiou, Continental inputs of beryllium to the oceans, *Earth Planet. Sci. Lett.* 114, 101-111, 1992.
- Cande, S.C., and D.V. Kent, A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic, *J. Geophys. Res.*, 97B, 13917-13951, 1992.
- Carter, M.W., A.A. Moghissi, Three decades of nuclear testing, *Health Physics*, 33, 55-71, 1977.

- Ceccaroni, L., M. Frignani, L. Langone, M. Ravaioli, M. Frank, and A. Mangini, Late Quaternary Fluctuations Of Biogenic Component Fluxes On The Continental Slope Of The Ross Sea, ANATARCTICA, International Symposium, Carbon Fluxes And Dynamic Processes In The Southern Ocean: Present And Past, 28-31 August 1995, Brest, France, 1995.
- Chappel, J., and N.J. Shackleton, Oxygen isotopes and sea level, *Nature* 324, 137-140, 1986.
- Chen, J.H., R.L. Edwards, and G.J. Wasserburg, ^{238}U , ^{234}U and ^{232}Th in the sea water, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 80, 241-251, 1986.
- CIA, Polar Regions Atlas, Washington, 1978.
- Clark, D.L., J.-S. Vincent, G.A. Jones and W.A. Morris, Correlation of marine and continental glacial and interglacial events, Arctic Ocean and Banks Island, *Nature* 311, 147-149, 1984.
- Clark, D.L., R.R. Whitman, K.A. Morgan and S.D. Mackey, Stratigraphy and glacial-marine sediments of the Amerasian Basin, central Arctic Ocean, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 181, 1985.
- Clark, D.L., M. Andree, W.S. Broecker, A.C. Mix, G. Bonani, H.J. Hofmann, E. Morenzoni, M. Nessi, M. Suter and W. Wölfli, Arctic Ocean Chronology confirmed by Accelerator ^{14}C Dating, *Geophys. Res. Lett.* 13, 4, 319-321, 1986.
- Cochran, J.K., D.J. Hirschberg, H. D. Livingston, K.O. Buesseler, and R. Key, Natural and anthropogenic radionuclide distributions in the Nansen Basin, Arctic Ocean: Scavenging rates and circulation timescales, *Deep-Sea Res. II*, Vol. 42, 1495-1517, 1995.
- Dansgaard, W., S.J. Johnson, H.B. Clausen, D. Dahl-Jensen, N.S. Gundestrup, C.U. Hammer, C.S. Hvidberg, J.P. Steffensen, A.E. Sveinbjörnsdottir, J. Jouzel, G. Bond, Evidence for a General Instability of past Climate from a 250 kyr Ice Core Record, *Nature* 364, 218-220, 1993.
- Darby, D.A., A.S. Naidu, T.C. Mowatt and G. Jones, Sediment composition and sedimentary Processes in the Arctic Ocean, in *The Arctic Seas: Climatology, Oceanography, Geology and Biology*, edited by Y. Herman, 279-292, Van Nostrand, Reinhold Company, New York, 1989.
- Dethleff, D., Die Laptevsee - eine Schlüsselregion für den Fremdstoffeintrag in das arktische Meereis, *Dissertation*, Mathematischen-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, 111 pp., 1995.
- Dominik, J., A. Mangini, and G. Mueller, Determination of recent deposition rates in Lake Constance with radioisotopic methods. *Sedimentology*, V28, 653-677, 1981.
- Dörr, H., Investigation of the gas and water budgets in the undersaturated soil layer using carbon dioxide and Radon-222, *Doktorarbeit*, Universität Heidelberg, 1984.
- Dörr, H., K.O. Muennich, Lead and Cesium Transport in European Forest Soils, *Water Air and Soil Pollution*, 57-58, 808-818, 1991.
- Dymond, J., E. Suess, and B. Lyle, Barium in deep-sea sediment: A geochemical proxy for palaeoproductivity, *Paleoceanography*, 7, 163-181, 1992.

- Eisenhauer, A., A. Mangini, R. Botz, P. Walter, J. Beer, G. Bonani, M. Suter, H.J. Hofmann and W. Wölfli, High Resolution ^{10}Be and ^{230}Th Stratigraphy of late quaternary sediments from the Fram Strait (core 23235), in *Geological History of the Polar Oceans; Arctic versus Antarctic*, NATO ASI Series, Kluwer, Netherlands, edited by Bleil, U. and J. Thiede, 475-487, 1990.
- Eisenhauer, A., R.F. Spielhagen, M. Frank, G. Hentzschel, A. Mangini, P.W. Kubik, B. Dittrich-Hannen and T. Billen, ^{10}Be records of sediment cores from high northern latitudes, *Earth and Planet. Sci. Lett.* 124, 171-184, 1994.
- Emilliani, Pleistocene temperatures, In: *J. Geol.*, 63, 538-578, 1955.
- Evans, D.W., J.J. Alberts, and A.C. Clark, Reversible ion-exchange fixation of cesium-137 leading to mobilization from reservoir sediments, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 47, 1041-1049, 1983.
- Falk, E., Water Fluxes in the Nordic Seas - A Review, The Nordic Seas Symposium, Hamburg, March 7-9, 1995.
- Finkel, R., and S. Krishnaswami, ^{10}Be in Arctic Ocean Sediments, *Earth Planet. Sci. Lett.* 35, 199-204, 1977.
- Frank, M., J.-D. Eckard, A. Eisenhauer, P.W. Kubik, B. Dittrich-Hannen, M. Segl and A. Mangini, ^{10}Be , ^{230}Th and ^{231}Pa in Galapagos microplate sediments: Implications of hydrothermal activity and paleoproduktivty changes during the last 100.000 years, *Paleoceanography*, Vol. 9, No. 4, 559-578, 1994.
- Frank, M., Reconstruction of Late Quaternary environmental conditions applying the natural radionuclides ^{230}Th , ^{10}Be , ^{231}Pa and ^{238}U : A study of deep-sea sediments from the eastern sector of the Antarctic Current System, *Berichte zur Polarforschung*, 186, 136 pp, 1996.
- Frederichs, T., Regional and temporal variations of rock magnetic parameters in Arctic marine sediments, *Berichte zur Polarforschung* 164, Alfred-Wegener-Inst. Bremerhaven, 1995.
- Fütterer, D.K., Arctic'91: Die Expedition ARK-VIII/3 mit FS Polarstern, *Berichte zur Polarforschung* 107, Alfred-Wegener-Inst. Bremerhaven, 1992.
- Fütterer, D.K., Die Expedition Arctic'93. Der Fahrtabschnitt ARK-IX/4 mit FS Polarstern. Bericht zur Polarforschung, 149, 1994.
- Gard, G., Late Quaternary calcareous nannofossil biozonation, chronology and paleo-oceanography in areas north of the Faeroe-Iceland Ridge, *Quat. Sci. Rev.*, 2, 65-73, 1988.
- Gard, G., and J. Backman, Synthesis of Arctic and sub-Arctic coccolith biochronology and history of North Atlantic Drift Water influx during the last 500,000 years, In: *Geological History of Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, U. Bleil and J. Thiede (eds), 417-436, Kluwer, 1990.
- Gäggeler, H., H.R. von Gunten, E. Rössler, H. Oeschger, U. Schotterer, ^{210}Pb -Dating of Cold Alpine Firn/Ice Cores from Colle Gnifetti, Switzerland, *J. Glaciol.*, 29, 101, 1983.
- Gierloff-Emden, H.-G., Das Eis des Meeres: Phänomene, Genese und Morphologie, In: *Lehrbuch der Allgemeinen Geographie*, Berlin, (Walter de Gruyter); Bd. 5, 767-940, 1982.

- Giglio, F., Flussi sedimentari di Carbonio e Silice biogena in bacini di piattaforma continentale del Mare die Ross (Antartide): Correlazioni con le variazioni climatiche Oloceniche, Diplomarbeit, Universität Rom, 1996.
- Gold, S., H.W. Barkhau, B. Schleien, B. Kahn, Measurement of Naturally Occuring Radionuclides in Air, The Natural Radiation Environment, Rice University Semicentennial Series, Chicago: University of Chicago Press, 369-382, 1964.
- Gopalakrishnan, S., C. Rangarajan, L.U. Joshi, D.K. Kapoor, C.D. Eapen, Measurements on airborne and surface fallout radioactivity in India. Government of India, Atomic Energy Commission, Bhabha Atomic Research Centre, Bombay, India, 1973.
- Gordienko, P.A., and A.F. Laktionov, Circulation and physics of the Arctic Basin waters, Annuals of the International Geophysical Year, *Oceanography*, 46,94-112, 1969.
- Gorshkov, S.G., World Ocean Atlas, Vol. 3, Arctic Ocean, 80-103, 1983.
- Graedel, T.E. und P.J. Crutzen, Chemie der Atmosphäre, *Spektrum Akademischer Verlag*, Heidelberg-Berlin-Oxford, 1994.
- Graustein, W.C., and K.K. Turekian, The effects of forests and topography on the deposition of sub-micrometer aerosols measured by lead-210 and cesium-137 in soils, *Agricultural and Forest Meteorology*, 47, 199-220, 1989.
- Grobe, H., A. Mackensen, H.W. Hubberten, V. Spiess, and D.K. Fütterer, Stable isotope record and Late Quaternary sedimentation rates at the Antarctic continental margin, In: *Geological History of the Polar Ocean: Arctic versus Antarctic*, U. Bleil, and J. Thiede (eds), 539-572, Kluwer, 1990.
- Grün, R., Die ESR-Altersbestimmungsmethode, *Springer Verlag, Heidelberg*, 1989.
- Heller, J., Datierung des Sedimentkernes PS2757-8 aus dem Arktischen Ozean anhand der Radionuklide ^{10}Be und ^{230}Th , *Diplomarbeit*, Institut für Umweltphysik Heidelberg, 1997.
- Henrich, R., and K.-H. Baumann, Evolution of the Norwegian Current and the Scandinavian ice sheet during the past 2,6 m.y.: Evidence from ODP Leg 104 biogenic carbonate and terrigenous records, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 108, 75-94, 1994.
- Hentzschel, G., Der Transport von ^{10}Be und ^{230}Th in die Sedimente von Kern 21533 - Arktischer Ozean, *Diplomarbeit*, Universität Heidelberg, 1992.
- Herman, Y., The Arctic Seas: *The Arctic Seas: Climatology, Oceanography, Geology and Biology*, Van Nostrand, Reinhold Company, New York, 1989.
- Hofmann, H.J., J. Beer, G. Bonani, H.R. von Gunten, S. Raman, M. Suter, R.L. Walker, W. Wölfli and D. Zimmermann, ^{10}Be half-life and AMS-standards, *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. B29*, 2-36, 1987.
- Holmes, M.L., Late Pleistocene and Holocene history of the Laptev Sea, *Master thesis*, University of Washington, 99 pp., 1967.

- Hunter, K.A., D.J. Hawke and L.K. Choo, Equilibrium adsorption of thorium by metal oxides in marine electrolytes, *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 627-636, 1988.
- Imbrie, J., J.D. Hays, D.G. Martinson, A. McIntyre, A.C. Mix, J.J. Morley, N.G. Pisias, W.L. Prell, and N.J. Shackleton, The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record, in *Milankovitch and climate*, edited by Berger, A. L., J. Imbrie, J.D. Hays, G. Kukla and B. Saltzman, Part 1, 269-305, 1984.
- Ishman, S.E., L.V. Polyak, R.Z. Poore, Expanded record of Quaternary oceanographic change: Amerasian Arctic Ocean, *Geology* 24, 139-142, 1996.
- Ivanov, V.V., and A.A. Piskun, Distribution of river water and suspended sediments in the River Deltas of the Laptev Sea, In: Kassens, H., D. Piepenburg, J. Thiede, L. Timokhov, H.W. Hubberten, and S.M. Pryamikov, Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev Sea, Bremerhaven, Alfred-Wegener Institut für Polar- und Meeresforschung, *Berichte zur Polarforschung*, 176, 142-153, 1995.
- Ivanovich, M. and R.S. Harmon (eds), Uranium Series Disequilibrium, 2nd edition, Clarendon, Oxford, 910 pp., 1992.
- Kassens, H., V.Y. Karpiy, Russian-German Cooperation: the Transdrift I expedition to the Laptev Sea, *Berichte zur Polarforschung*, 151, 168 pp., Bremerhaven, Alfred-Wegener Institut für Polar- und Meeresforschung, 1994.
- Kassens, H., Laptev Sea System: Expeditions in 1994, *Berichte zur Polarforschung*, 182, 195 pp., 1995.
- Klinkhammer, G. and M.R. Palmer, Uranium in the oceans, where it goes and why, *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 1799-1806, 1991.
- Köhler, S.E.I. and R.F. Spielhagen, The Enigma of Oxygen Isotope Stage 5 in the Central Fram Strait, in *Geological History of the Polar Oceans; Arctic versus Antarctic*, NATO ASI Series, edited by Bleil, U. and J. Thiede, C 308, 489-497, 1990.
- Köhler, S.E.I., Spätquartäre paläo-ozeanische Entwicklung des Nordpolarmeeres und Europäischen Nordmeeres anhand von Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenverhältnissen der planktischen Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* (sin.), *Dissertation*, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, Universität Kiel, 1991.
- Koerner, R.M., The mass balance of the sea ice of the Arctic Ocean, *J. Glaciol.*, 12, 65, 173-185, 1973.
- Krause, G., J. Meincke, and J. Thiede, „Scientific Cruise Report of Arctic expeditions ARK IV/1, 2 & 3, *Berichte zur Polarforschung*, 56, 1989.
- Kromer, B. und B. Becker, Tree-ring ^{14}C calibration at 10.000 B.P., In: The last deglaciation: absolute and radiocarbon chronologies, *Springer Verlag*, Berlin, 3-11, 1992.
- Ku, T.L., K.G. Knauss, and G.G. Mathieu, Uranium in open ocean: concentration and isotopic composition, *Deep Sea Res.*, 24, 1005-1017, 1979.

- Ku, T.L., L. Kusakabe, C.I. Measures, J.R. Southon, G. Cusimano, J.S. Vogel, D.E. Nelson and D. Nakaya, Beryllium isotope distribution in the western North Atlantic, A comparison to the Pacific, *Deep Sea Res.* 37, 795-808, 1990.
- Kusakabe, M., T.L. Ku, J.R. Southon, J.S. Vogel, D.E. Nelson, C.I. Measures, Y. Nozaki, Distribution of ^{10}Be and ^9Be in rivers/estuarines and their oceanic budgets, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 102, 265-276, 1987.
- Kusakabe, L., T.L. Ku, J.R. Southon, S. Liu, J.S. Vogel, D.E. Nelson, S. Nakaya and G.L. Cusinmano, Be isotopes in rivers/estuarines and their oceanic budgets, *Earth Planet. Sci. Lett.* 102, 265-276, 1991.
- Lal, D. and B. Peters, Cosmic ray produced radioactivity on the Earth, In: *Encyclopedia of Physics* 46 (2), Springer Verlag, New York, 581-588, 1967.
- Lal, D., Comments on some aspects of particulate transport in the oceans, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 16, 520-527, 1980.
- Lal, D., K. Nishiizumi and J.R. Arnold, In-Situ Cosmogenic ^3H , ^{14}C and ^{10}Be for Determining the Net Accumulation and Ablation Rates of Ice Sheets, *J. Geophys. Res.* 92, 4947-4952, 1987.
- Langner, C., and Transdrift I Shipboard Party, Distribution of Fe and Mn in pore waters and sediments of the Laptev Sea-Results of the expedition Transdrift I. In: Russian-German Cooperation: Laptev Sea System, *Berichte zur Polarforschung*, 176, H. Kassens, D. Piepenburg, J. Thiede, L. Timokhov, H.-W. Hubberten, and S.M. Priamikov (eds), 387 pp, 1995.
- Lao, Y., R.F. Anderson, W.S. Broecker, Boundary scavenging and deep-sea sediment dating: Constraints from excess ^{230}Th and ^{231}Pa , *Paleoceanography*, Vol. 7, No.6, 783-798, 1992 a.
- Lao, Y., R.F. Anderson, W.S. Broecker, S.E. Trumbore, H.J. Hofmann and W. Wölfli, Increased production of cosmogenic ^{10}Be during the last glacial maximum, *Nature* 357, 576-578, 1992 b.
- Lao, Y., R.F. Anderson, W.S. Broecker, S.E. Trumbore, H.J. Hofmann and W. Wölfli, Transport and burial rates of ^{10}Be and ^{231}Pa in the Pacific Ocean during the Holocene period, *Earth and Planet. Sci. Lett.* 113, 173-189, 1992 c.
- Lao, Y., R.F. Anderson, W.S. Broecker, H.J. Hofmann and W. Wölfli, Particulate fluxes of ^{230}Th , ^{231}Pa and ^{10}Be in the northeastern Pacific Ocean, *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 205-217, 1993.
- Letolle, R., J.M. Martin, A.J. Thomas, V.V. Gordeev, S. Gusarova, and I.S. Sidorov, 18-O abundance and dissolved silicate in the Lena delta and Laptev Sea (Russia), *Mar. Chem.*, 43, 47-64, 1993.
- Lindemann, F, Sonographische und sedimentologische Untersuchungen in der Laptev See, sibirische Arktis, Diplomarbeit, 75 pp., 1994.
- Lingen, H., Die Eroberung der Erdpole, Lingen Verlag, 1980.
- Linkova, T.I., Some results of palaeomagnetic study of Arctic Ocean floor sediments.- Hope, E.R. (trans.), The present and past of the geomagnetic field, Nauka, Moskow, in *The Arctic Seas:*

- Climatology, Oceanography, Geology and Biology*, edited by Y. Herman, 279-292, Van Nostrand, Reinhold Company, New York, 1989.
- Liu, S.C., J.R. McAfee, R.J. Cicerone, Radon-222 and Tropospheric Vertical Transport, *J. Geophys. Res.*, 89, 7291-7297, 1984.
- Mangini, A., C. Sonntag, G. Bertsch, E. Müller, Evidence for a higher, natural U content in the world rivers, *Nature*, Vol. 79, 337-339, 1979.
- Mangini, A., and L. Diester-Haass, Excess Th-230 off W. Africa traces upwelling in the past, In: Coastal Upwelling, E. Suess, and J. Thiede (eds), *Plenum Publishing Corp.*, 455-470, 1983.
- Mangini, A., Datierung von Sedimenten und andere Anwendungen der Radionuklide ^{230}Th , ^{231}Pa und ^{10}Be in der marinen Geologie, *Habilitation*, Fakultät für Geowissenschaften der Universität Heidelberg, 1984.
- Martell, E.A., Enhanced ion production in convective storms by transpired radon isotopes and their decay products, *J. of Geophys. Res.*, 90, No. D4, 5909-5916, 1985.
- Martinson, D.G., N.G. Pisias, J.D. Hays, J. Imbrie, T.C. Moore jr., and N.J. Shackleton, Age dating and the orbital theory of ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy; *Quart. Res.* 27, 1-29, 1987.
- Mazaud, A., C. Laj and M. Bender, A geomagnetic chronology for Antarctic ice accumulation, *Geophys. Res. Lett.* 21, 337-340, 1994.
- Meyandier, L., J.P. Valet, R. Weeks, N.J. Shackleton, and V.L. Hagee, Relative geomagnetic intensity of the field during the last 140 ka, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 114, 39-57, 1992.
- Mienert, J., L.A. Mayer, G.A. Jones and J.W. King, Physical and Acoustic Properties of Arctic Deep-Sea Sediments: Paleoclimatic Implications, in *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, Kluwer, Netherlands, 475-487, 1990.
- Milankovitch, M., Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen, 1930, In: Koppen, W., R. Geiger (eds): *Handbuch der Klimatologie*, I(A), Bornträger Verlag Berlin, zitiert in Geyh & Schleicher, 1990.
- Milliman, J.D., and R.H. Meade, World-wide delivery of river sediments to the oceans, *J. Geol.*, 91 (1), 1-21, 1983.
- Molnar, M., Datierung von Sedimentkernen aus dem Arktischen Ozean, *Diplomarbeit*, Universität Heidelberg, 1995.
- Monaghan, M., S. Krishnaswami and K.K. Turekian, The global-average production rate of ^{10}Be , *Earth Planet. Sci. Lett.* 76, 279-287, 1985/86.
- Morris, T.H., D.L. Clark, and S.M. Blasco, Sediments of the Lomonosov Ridge and Makarov Basin: A pleistocene stratigraphy of the North Pole, *Geol. Soc. of Am. Bulletin* 96, 901-910, 1985.
- Morris, J.D., Applications of cosmogenic ^{10}Be to problems in the earth sciences, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 19, 313-350, 1991.

- Moses, H.H., F. Lucas, Jr., G.A. Zerbe, The Effect of Meteorological Variables upon Radon Concentration Three Feet Above The Ground, *J. Air Pollution Contr. Assoc.*, 13, 12, 1963.
- Mudelsee, M., M. Barabas and A. Mangini, ESR Dating of the Quaternary Deep-Sea-Sediment Core RC17-177, *Quaternary Science Reviews* 11, 181-189, 1992.
- Myhre, A.M., J. Thiede, J.V. Firth et al., Proc. ODP, Init. Repts. 151. College Station, TX, 926 pp., 1995.
- Nagel, F., Hochauflösende ^{230}Th - und ^{10}Be - Stratigraphie an Kern 1008-3 aus dem Angola Becken, *Diplomarbeit*, Universität Heidelberg.
- Niessen, F., D. Weiel, T. Ebel, J. Hahne, C. Kopsch, M. Melles, and R. Stein, Weichselian Glaciations in Central Siberia - Implications from Marine and Lacustrine High Resolution Seismic Profiles and Sediment Cores, EUG-9 Conference, European Union of Geosciences, Strasbourg, March 23-27, *Abstract Volume*, 1997.
- Nøgaard-Pedersen, N., Late Quaternary Arctic Ocean Sediment Records: Surface Ocean Conditions and Provenance of Ice-rafted debris, *Dissertation*, Christian-Albrechts-Universität Kiel, 1996.
- Nowaczyk, N.R., Hochauflösende Magnetstratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer Meeresgebiete, *Berichte zur Polarforschung* 78, Alfred Wegener Institute Bremerhaven, 1991.
- Nowaczyk, N.R., M. Baumann, Combined high-resolution magnetostratigraphy and nannofossil biostratigraphy for the late Quaternary Arctic sediments, *Deep-Sea Res.* 39, Supp.2, 567-601, 1992.
- Nowaczyk, N.R., T.W. Frederichs, A. Eisenhauer and G. Gard, Magnetostratigraphic data from the late Quaternary sediments from the Yermak Plateau, Arctic Ocean: evidence for four geomagnetic polarity events within the last 170 ka of the Brunhes Chron, *Geophys. J. Int.* 117, 453-471, 1994.
- Nürnberg, D., D. Fütterer, F. Niessen, N. Nørgaard-Petersen, C. Schubert, R.F. Spielhagen, and M. Wahsner, The depositional environment of the Laptev Sea continental margin: Preliminary results from the RV „Polarstern“ ARK-IX/4 cruise, *Berichte zur Polarforschung*, 14, 43-53, 1995.
- Nürnberg, D., Biogenic Barium and opal in shallow eurasian shelf sediments in relation to the pelagic arctic ocean environment, In: Surface-sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin, Stein, R., G.I. Ivanov, M.A. Levitan, and K. Fahl (eds), *Berichte zur Polarforschung*, 212, 1996.
- O'Brian, K.O., Secular Variations in the Production of Cosmogenic Isotopes in the Earth's Atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 95 (D13), 22,407-22,415, 1979.
- O'Brian, K.O., A. de la Zerda Lerner, M.A. Shea, D.F. Smart, The Production of Cosmogenic Isotopes in the Earth's Atmosphere and their Inventories, In: Sonett, C.P., M.S. Giampa, M.S. Matthews (eds): *The Sun in Time*, University of Arizona, Tucson, 317-341, 1991.

- Paetsch, H., Sedimentation im Europäischen Nordmeer: Radioisotopische, geochemische und tonmineralogische Untersuchungen spätquartärer Ablagerungen, *Doktorarbeit*, Christian-Albrechts-Universität Kiel, 83 pp., 1991.
- Parkinson, C.L., J.C. Comiso, H.J. Zwally, D.J. Cavalieri, P. Gloersen, and W.J. Campbell, Arctic sea ice, 1973-1976: Satellite passive microwave observations, *NASA*; Washington D.C., 489, 1987.
- Parkinson, C.L., and D.J. Cavalieri, Arctic sea ice 1973-1987: Seasonal, regional and interannual variability, *J. Geophys. Res.*, (C10), 14499-14523, 1989.
- Peng, T.H., W.S. Broecker, G.G. Mathieu, Y.H. Li, A.E. Bainbridge, Radon evasion rates in the atlantic and pacific oceans as determined during the Geosecs program, *J. of Geophys. Res.*, 84, No. C5, 2471-2486, 1979.
- Rachor, E., „Scientific Cruise Report of the 1991 Arctic Expedition ARK VIII/2 of RV Polarstern (EPOS II), *Berichte zur Polarforschung*, 115, 1992.
- Raisbeck, G.M., F. Yiou, J. Jouzel, J.R. Petit, N.I. Barkov, E. Bard, ^{10}Be Deposition at Vostock, Antarctica During the Last 50,000 Years and its Relationship to Possible Cosmogenic Production Variations During this Period, In: Bard, E., W.S. Broecker, *The Last Deglaciation: Absolute and Radiocarbon Chronologie*, NATO ASI, 12, Heidelberg, Springer, 1992.
- Rehfeld, S., Deposition radioaktiver Tracer in einem Transportmodell der Atmosphäre, *Doktorarbeit*, Univ. Hamburg, 144 pp., 1994.
- Robbins, J.A., and D.N. Edgington, Depositional processes and the determination of recent sedimentation rates in Lake Michigan, *Proc. 2nd Federal Conf. Great Lakes*, 378-390, 1976.
- Roedel, W., *Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre*, Springer Verlag, 1992.
- Rona, E., L.O. Gilpatrick, and L.M. Jeffrey, Uranium determination in sea water, *EOS*, *Trans. Am. Geophys. Union*, 37, 697-701, 1956.
- Rudels, B., E.P. Jones, L.G. Anderson, and G. Kattner, On the intermediate depth waters of the Arctic Ocean, In: *The Polar Oceans and their Role in shaping the Global environment*, Johannessen, O., R.D. Muench, and J.E. Overland (eds), *American Geophysical Union*, Washington, 33-46, 1994.
- Rutgers van der Loeff, M.M., and G.W. Berger, Scavenging of ^{230}Th and ^{231}Pa near the Antarctic Polar Front in the South Atlantic, *Deep-Sea Research*, 40, 339-357, 1993.
- Rutgers van der Loeff, M.M., M.K. Key, J. Scholten, D. Bauch, and A. Michel, ^{228}Ra as a tracer for shelf water in the Arctic Ocean, *Deep-Sea Research II*, Vol. 42, No. 6, 1533-1553, 1995.
- Rutsch, H.J., Element- und Isotopenkonzentrationen in Tiefseesedimenten aus dem nordöstlichen Südatlantik - Zeitreihenuntersuchungen an den Sedimentkernen GeoB 1008-3 und M 16772-2, *Diplomarbeit*, Universität Heidelberg, 1993.

- Rutsch, H.J., A. Mangini, G. Bonani, B. Dittrich-Hannen, P.W. Kubik, M. Suter and M. Segl, ^{10}Be and Ba concentrations in W. African sediments trace productivity in past, *Earth Planet. Sci. Lett.* 133, 129-143, 1995.
- Sanak, J., G. Lambert, Lead 210 or Climatic Changes at South Pole?, *Geophys. Res. Lett.*, 4, 9, 357-359, 1977.
- Schäper, S., Quartäre Sedimentation im polnahen Arktischen Ozean, *Diplomarbeit*, Universität Heidelberg, 113 pp., 1994.
- Scholten, J.C., R. Botz, H. Paetsch, and P. Stoffers, $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ flux into Norwegian-Greenland sediments: Evidence for lateral sediment transport during the past 300,000 years, *Earth and Planet. Sci. Lett.* 121, 111-124, 1994.
- Scholten, J. C., M.M. Rutgers van der Loeff and A. Michel, Distribution of ^{230}Th and ^{231}Pa in the water column in relation to the ventilation of deep Arctic basins, *Deep Sea Res.* 42, 1519-1531, 1995.
- Schubert, C.J., Organischer Kohlenstoff in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans: Terrigener Eintrag und marine Produktivität, *Berichte zur Polarforschung*, Bremerhaven, Alfred-Wegener Institut, 177, 178 pp., 1995.
- Schulz, V., Datierung von Sedimentkernen aus dem Arktischen Kontinentalhang der Barents- und Laptewsee mit den Radionukliden ^{230}Th und ^{10}Be , *Diplomarbeit*, Institut für Umwelphysik Heidelberg, 1996.
- Segl, M., A. Mangini, J. Beer, G. Bonani, M. Suter, and W. Wölfli, ^{10}Be in the Atlantic Ocean, a transect at 25°N , *Nucl. Instr. Meth.*, B29, 332-334, 1987.
- Sharma, P., P. Mahannah, W.S. Moore, T.L. Ku and J.R. Southon, Transport of ^{10}Be and ^9Be in the oceans, *Earth Planet. Sci. Lett.* 86, 69-76, 1987.
- Smith, S.D., R.D. Miench, and C.H. Pease, Polynyas and leads: An overview of physical processes and environment, *J. Geophys. Res.*, 95 (C), 9461-9479, 1990.
- Southon, J.R., T.L. Ku, D.E. Nelson, J.L. Reyss, and J.S. Vogel, ^{10}Be in a deep sea core: implications regarding ^{10}Be production changes over the past 420 ka, *Earth Planet. Sci. Lett.* 85, 356-364, 1987.
- Spielhagen, R.F., A. Eisenhauer, M. Frank, T. Frederichs, H. Kassens, A. Mangini, N.R. Nowaczyk, N.N. Pedersen, S. Schäper, R. Stein, J. Thiede, R. Tiedemann, M. Washner, G. Bonani and P.W. Kubik, Arctic Ocean evidence for late Quaternary initiation of northern Eurasian ice sheets, *Geology*, 1997.
- Stanzick, A., Räumliche und zeitliche Depositionsvariationen der Radioisotope ^{10}Be und ^{210}Pb in Eisbohrkernen Zentralgrönlands; *Diplomarbeit*, Institut für Umwelphysik Heidelberg, 1996.
- Stein, R., H. Grobe, M. Wahsner, Organic carbon, carbonate, and clay mineral distributions in eastern central Arctic Ocean surface sediments; *Mar. Geol.* 119, 269-285, 1994 a.

- Stein, R., S.-I. Nam, C. Schubert, C. Vogt, D. Fütterer and J. Heinemeier, The last deglaciation event in the eastern central Arctic Ocean; *Science* 264, 692-696, 1994 b.
- Stocker, T.F., A glimpse of the glacial, *Nature* 391, 338-339, 1998.
- Thiede, J. and Hempel, G., Die Expedition Arktis-VII/1 mit FS Polarstern. *Berichte zur Polarforschung*, 80, 1991.
- Timokhov, L.A., Regional Characteristics of the Laptev and the East Siberian Seas: Climate, Topography, Ice Phases, Thermohaline Regime, Circulation, In: Kassens, H., H.W. Hubberten, S.M. Pryamikov, and R. Stein, Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev Sea, Bremerhaven, Alfred-Wegener Institut für Polar- und Meeresforschung, *Berichte zur Polarforschung*, 144, 15-33, 1994.
- Tric E., J.P. Valet, P. Tucholka, M. Paterne, L. Labeyrie, F. Guichard, L. Tauxe, and M. Fontugne, Paleointensity of the geomagnetic field during the last 80,000 years, *J. Geophys. Res.*, 97, 9337-9351, 1992.
- Turekian, K.K., and L.H. Chan, The marine geochemistry of uranium isotopes, Th-230 and Pa-231, In: *Activation analysis in geochemistry and cosmochemistry*, A.O. Brunfelt, and E. Steinnes (eds), 311-320, Universitetsforlaget, Oslo, 1971.
- Turekian, K.K., Y. Nozaki, and L.K. Benninger, Geochemistry of atmospheric radon and radon products, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 5, 227-255, 1977.
- Turekian, K.K., L.K. Benninger, and E.P. Dion, ^7Be and ^{210}Pb total deposition fluxes at New Haven, Connecticut, and at Bermuda, *J. Geophys. Res.* 88, 5411-5415, 1983.
- Turekian, K.K., *Die Ozeane*, Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, 1985.
- Turekian, K.K., W.C. Graustein, K. Cochran, Lead-210 in the SEAREX program: An Aerosol Tracer across the Pacific, In: Riley, J.P., R. Chester: *Chemical Oceanography*, Academic, 10, 51-81, 1989.
- Vogler, S., Das Verhalten der natürlichen Radionuklide ^{234}Th und ^7Be im Bodensee, *Diplomarbeit*, Universität Heidelberg, 1994.
- Vogelsang, E., Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffatome, Christian-Albrechts-Universität Kiel, *Ber. Sonderforschungsbereich* 313, No. 23, 1990.
- Vogt, C., Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineralvergesellschaftungen in spätquaternären Sedimenten des Arktischen Ozeans und ihre Nützlichkeit als Klimaindikatoren während des Glazial/Interglazial Wechsel, *Berichte zur Polarforschung*, 251, 1997.
- von Gunten, H.R., and R.N. Moser, How reliable is the ^{210}Pb dating method? Old and new results from Switzerland, *Journal of Paleolimnology*, 0, 1-18, 1993.
- Wagner, G. A., Altersbestimmung von jungen Gesteinen und Artefakten, *Enke Stuttgart*, 1995.

- Walsh, J.E., and C.M. Johnson, An analysis of Arctic sea ice fluctuations, 1953-1977, *J. Phys. Oceanogr.*, 9, 580-590, 1979.
- Wedepohl, K.H., The composition of the continental crust, *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 1217-1232, 1995.
- Weiel, D., Paläozeanographische Untersuchungen in der Wilkitsky Straße und östlich von Severnaya Zemlya mit sedimentologischen und geophysikalischen Methoden, Diplomarbeit, Universität Kiel, 1997.
- Welz, B., Atom-Absorptions-Spektroskopie, *Verlag Chemie*, 1975.
- Werner, M., Vergleichende Studie über die Verteilung vulkanogener Spurenstoffdepositionen in Nord-Ost Grönland, *Diplomarbeit*, Universität Heidelberg, 1995.
- Wilson, J.D., R.K. Webster, G.W.C. Milner, G.A. Barnett, and A.A. Smales, A comparison of three methods of determining the concentration of U in sea water, *Anal. Chim. Acta*, 23, 505-514, 1960.
- Wollenburg, J., Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- Eisdriftanzeiger im Arktischen Ozean, *Berichte zur Polarforschung*, Bremerhaven, (Alfred-Wegener Institut), 179, 1995.
- Yamazaki, T., and N. Ioka, Long-term secular variation of the geomagnetic field during the last 200,000 years recorded in sediment cores from the western equatorial Pacific, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 128, 527-544, 1995.
- Yang, H.-S., Y. Nozaki, A. Masuda, The distribution of ^{230}Th and ^{231}Pa in the deep-sea surface sediments of the Pacific Ocean, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 81-89, 1986.
- Young, J.A., W.B. Silker, The Determination of Air-Sea Exchange and Ocean Mixing Rates Using ^7Be during the Bombex Experiment, *J. Geophys. Res.*, 79, 30, 4481-4489, 1974.
- Yu, E.F., R. Francois, and M.P. Bacon, Radiochemical constraints on ocean circulation during the last glacial maximum, *submitted to Nature*, 1995.
- Zahn, R., B. Markussen and J. Thiede, Stable isotope data and depositional environments in the late Quaternary Arctic Ocean; *Nature* 314, 433-435, 1985.
- Zakharov, V.F., Cooling of the Arctic and the ice cover of the Arctic Seas, Arctic and Antarctic Research Institute, Leningrad, Russia, 96 pp., 1976.
- Zakharov, V.F., Arctic ice and contemporary natural processes, *L. Gidrometeoizdat*, 130 pp., 1981.

Anhang A

A.1 Geographische Lokationen

A.1.1 Geographische Lage der bearbeiteten Sedimentkerne

Schelfgebiet der Laptev See

Geographische Lage der bearbeiteten Sedimentkerne aus dem Schelfgebiet der Laptev See, die während den russisch-deutschen Expeditionen Transdrift II [Kassens, 1994] und Transdrift III [Kassens, 1995] gezogen wurden.

Stationsnummer	Lokation	Wassertiefe [m]	Kernlänge [cm]	Bearbeiter (¹⁰ Be, ²³⁰ Th)
PM9402-3 (GKG)	75°29,44'N 115°14,94'E	47	39	diese Arbeit
PM9417-4 (GKG)	75°30,17'N 130°00,83'E	51	45	diese Arbeit
PM9441-4 (GKG)	74°00,01'N 125°59,35'E	14	19	diese Arbeit
PM9442-3 (GKG)	74°30,05'N 126°00,20'E	40	47	diese Arbeit
PM9451-7 (GKG)	74°30,16'N 130°29,70'E	25	18	diese Arbeit
PM9462-1 (GKG)	74°30,13'N 136°00,23'E	27	53	diese Arbeit
PM9462-4 (VC)	74°30,18'N 136°00,32'E	27	467	diese Arbeit
PM9463-8 (GKG)	74°30,21'N 126°34,91'E	36	44	diese Arbeit
PM9481-2 (GKG)	73°45,00'N 134°00,25'E	17	35	diese Arbeit
PM9482-1 (GKG)	73°59,94'N 128°10,47'E	27	56	diese Arbeit
PM94T3-2 (GKG)	77°04,16'N 99°13,18'E	110,5	49	diese Arbeit
KD9529-12 (GKG)	71°45,18'N 135°44,21'E	15	18	diese Arbeit
KD9555-10 (GKG)	75°31,92'N 134°34,59'E	36	38	diese Arbeit

Kontinentalhanggebiet der Laptev See

Geographische Lage der bearbeiteten Sedimentkerne aus dem Kontinentalhanggebiet der Laptev See, die während der Expedition ARK IX/4 [Fütterer, 1994] gezogen wurden.

Stationsnummer	Lokation	Wassertiefe [m]	Kernlänge [cm]	Bearbeiter (¹⁰ Be, ²³⁰ Th)
PS2456-2 (GKG)	78°29,04'N 133°00,10'E	2520	44	Schulz [1997]
PS2456-3 (KAL)	78°28,86'N 133°01,90'E	2507	574	Schulz [1997]
PS2474-3 (KAL)	77°40,2'N 118°35,5'E	1494	784	diese Arbeit
PS2471-4 (KAL)	79°09,07'N 119°47,55'E	3047	417	diese Arbeit

Kontinentalhanggebiet der Barents See

Geographische Lage des bearbeiteten Sedimentkerns aus dem Kontinentalhanggebiet der Barents See, der während der Expedition ARK VIII/2 [Rachor, 1992] gezogen wurde.

Stationsnummer	Lokation	Wassertiefe [m]	Kernlänge [cm]	Bearbeiter (¹⁰ Be, ²³⁰ Th)
PS2138-1 (KAL)	81°32,10'N 30°35,16'E	2520	640	Schulz [1997]

Lomonosov Rücken

Geographische Lage der bearbeiteten Sedimentkerne vom Lomonosov Rücken, die während den Expeditionen ARK XI/1 und ARK VIII/3 [Fütterer, 1992] gezogen wurden.

Stationsnummer	Lokation	Wassertiefe [m]	Kernlänge [cm]	Bearbeiter (¹⁰ Be, ²³⁰ Th)
PS2757-8 (KAL)	81°09,8'N 140°12,0'E	1230	840	Heller [1997]
PS2185-3 (GKG)	87°32,0'N 144°22,9'E	1051	33	Schäper [1994]
PS2185-6 (KAL)	87°32,2'N 144°55,6'E	1052	820	Schäper [1994]

Yermak Plateau

Geographische Lage des bearbeiteten Sedimentkerns vom Yermak Plateau, der während der Expedition ARK IV/3 [Krause et al., 1989] gezogen wurde.

Stationsnummer	Lokation	Wassertiefe [m]	Kernlänge [cm]	Bearbeiter (¹⁰ Be, ²³⁰ Th)
PS1533-3 (KAL)	82°01,9'N 15°10,7'E	2030	485	Hentzschel [1992] Eisenhauer et al. [1994]

Nansen Gakkel Rücken

Geographische Lage des bearbeiteten Sedimentkerns vom Nansen Gakkel Rücken, der während der Expedition ARK IV/3 [Krause et al., 1989] gezogen wurde.

Stationsnummer	Lokation	Wassertiefe [m]	Kernlänge [cm]	Bearbeiter (¹⁰ Be, ²³⁰ Th)
PS1524-2 (KAL)	85°21,8'N 26°12,9'E	3646	423	Eisenhauer et al. [1994]

Nansen Becken

Geographische Lage des bearbeiteten Sedimentkerns vom Nansen Gakkel Rücken, der während der Expedition ARK IV/3 [Krause et al., 1989] gezogen wurde.

Stationsnummer	Lokation	Wassertiefe [m]	Kernlänge [cm]	Bearbeiter (¹⁰ Be, ²³⁰ Th)
PS1521-15 (KAL)	82°56,5'N 32°05,2'E	3752	498	diese Arbeit

Makarov Becken

Geographische Lage des bearbeiteten Sedimentkerns aus dem Makarov Becken, der während der Expedition ARK VIII/3 [Fütterer, 1992] gezogen wurde.

Stationsnummer	Lokation	Wassertiefe [m]	Kernlänge [cm]	Bearbeiter (¹⁰ Be, ²³⁰ Th)
PS 2178-5 (KAL)	88°1,5'N 159°42,2'E	4008	831	Schäper [1994]

Morris Jesup Plateau

Geographische Lage des bearbeiteten Sedimentkerns vom Morris Jesup Plateau, der während der Expedition ARK VIII/3 [Fütterer, 1992] gezogen wurde.

Stationsnummer	Lokation	Wassertiefe [m]	Kernlänge [cm]	Bearbeiter (¹⁰ Be, ²³⁰ Th)
PS 2200-5 (KAL)	85°19,4'N 14°00,0'E	1052	770	Molnar [1996]

Norwegen-, Grönland See und Framstrasse

Geographische Lage der bearbeiteten Sedimentkerne aus der Norwegen-, Grönland See und der Framstrasse, die während den Expeditionen Meteor 2/1, 2/2 [1986] gezogen wurden.

Stationsnummer	Lokation	Wassertiefe [m]	Kernlänge [cm]	Bearbeiter (¹⁰ Be, ²³⁰ Th)
23059-2 (GKG)	70°18,30'N 03°07,30'W	2283		Eisenhauer et al., [1994]
23059-3 (KAL)	70°18,30'N 03°07,40'W	2281		Eisenhauer et al., [1994]
23235-3 (KAL)	78°51,55'N 1°18,59'E	2456		Eisenhauer et al., [1994]
23065 (KAL)	68°29,7'N 0°49,1'E	2802		Scholten et al. [1994]
23259 (KAL)	72°1,8'N 9°15,9'E	2518		Scholten et al. [1994]
17728 (KAL)	76°31,2'N 3°57,5'E	2485		Scholten et al. [1994]

A.1.2 Geographische Lage der bearbeiteten Wasserproben

Geographische Lage der bearbeiteten Wasserproben aus der Norwegen-, Grönland See, dem zentralen Arktischen Ozean und der Laptev See, die während den Expeditionen Transdrift II [Kassens, 1994], Transdrift III [Kassens, 1995], ARK VII/1 [Thiede und Hempel, 1991] und ARK VIII/3 [Fütterer, 1992] gezogen wurde.

Stationsnummer	Lokation	Wassertiefe [m]	bearbeitete Tiefen [m]
Norwegen- und Grönland See			
1	65°00'N 0°00'W		6, 50
5	69°27'N 16°31'W	996	6, 10, 50
6	69°47'N 15°39'W	1189	6, 50, 250, 750
8	70°45'N 05°25'W	2387	6, 100, 200, 500, 1000, 1500, 1950
9	72°33'N 12°15'W	2362	6, 50, 100, 500, 1000, 1950
14	75°25'N 07°20'W	3360	6, 50, 100, 200, 500, 1000, 1500, 2000
15	75°50'N 08°10'W	1970	6, 50, 100, 200, 500, 1000, 1500
18	77°27'N 5°54'W	423	6, 20, 100, 200, 350
Zentraler Arktischer Ozean			
152	83°58,5'N 30°24,8'E	3890	50, 500, 1500, 2250, 3000, 3500
165	87°34,4'N 60°23,1'E	4300	50, 500, 1300, 2300, 3300, 4300
173	87°45,2'N 108°59,1'E	4220	50, 320, 1220, 2220, 3220, 4220
Laptev See			
PM9463-1	74°30,07'N 126°35,06'E	36	2, 30
PM9472-3	71°59,85'N 130°30,77'E	16	2
PM9494-3	74°30,06'N 114°17,05'E	36	2
KD9502-8	76°11,52'N 133°06,99'E	46	5

Stationsnummer	Lokation	Wassertiefe [m]	bearbeitete Tiefen [m]
KD9517-7	76°14,29'N 138°50,10'E	18	0
KD9523-4	74°18,42'N 135°26,99'E	32	5, 10, 20
KD9529-16	71°45,14'N 135°44,12'E	15	0
KD9531-2	72°14,93'N 130°55,12'E	15	0
KD9533-9	71°14,02'N 131°20,64'E	14,5	0, 5 - 10
KD9541-14	73°22,80'N 129°56,57'E	22	0, 18
KD9548-7	75°29,47'N 130°41,65'E	39	0, 10, 20
KD9561-1	73°53,55'N 126°50,81'E	13	0
KD9564-4	74°36,05'N 114°28,52'E	39	0, 10, 20
KD9568-9	75°29,38'N 114°30,41'E	34	0, 25
KD9572-4	77°00,78'N 116°03,15'E	50	0, 10, 25

A.2 Meeresbodenprofile

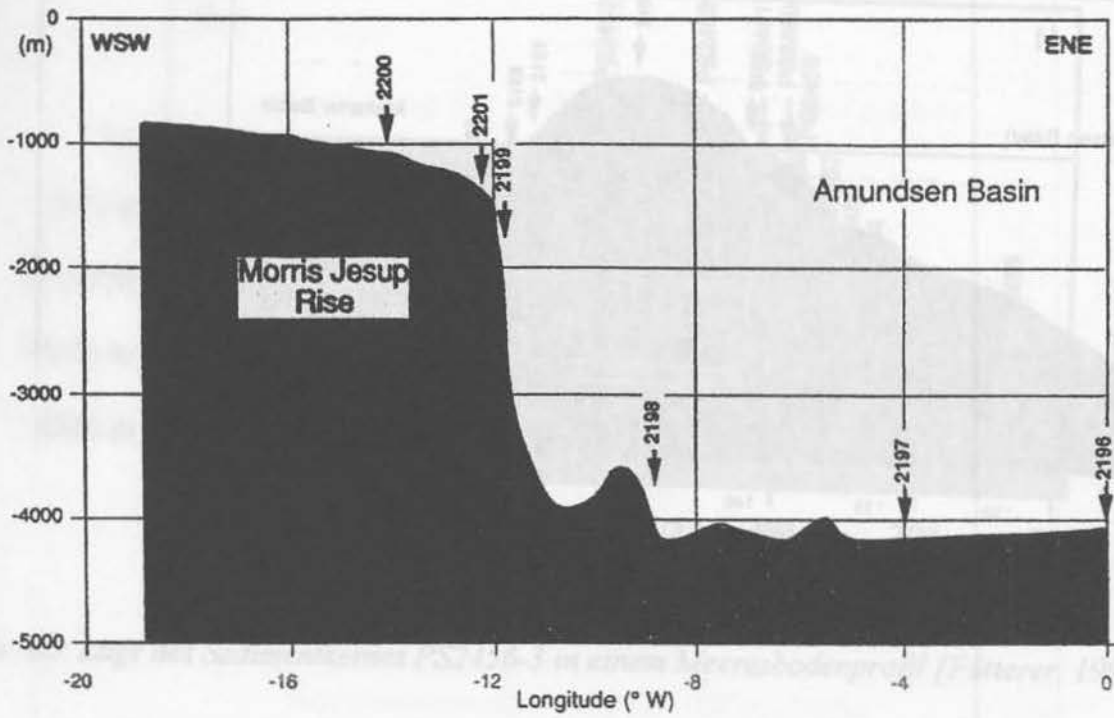


Abb. A1: Lage des Sedimentkernes PS2200-5 in einem Meeresbodenprofil [Fütterer, 1992]

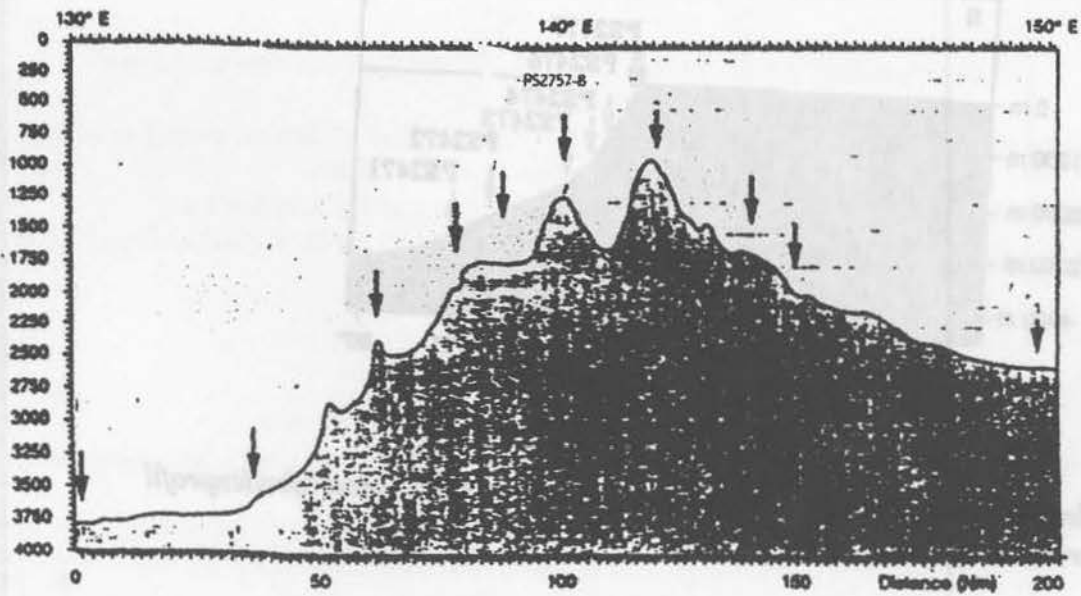


Abb. A2: Lage des Sedimentkernes PS2757-8 in einem Meeresbodenprofil

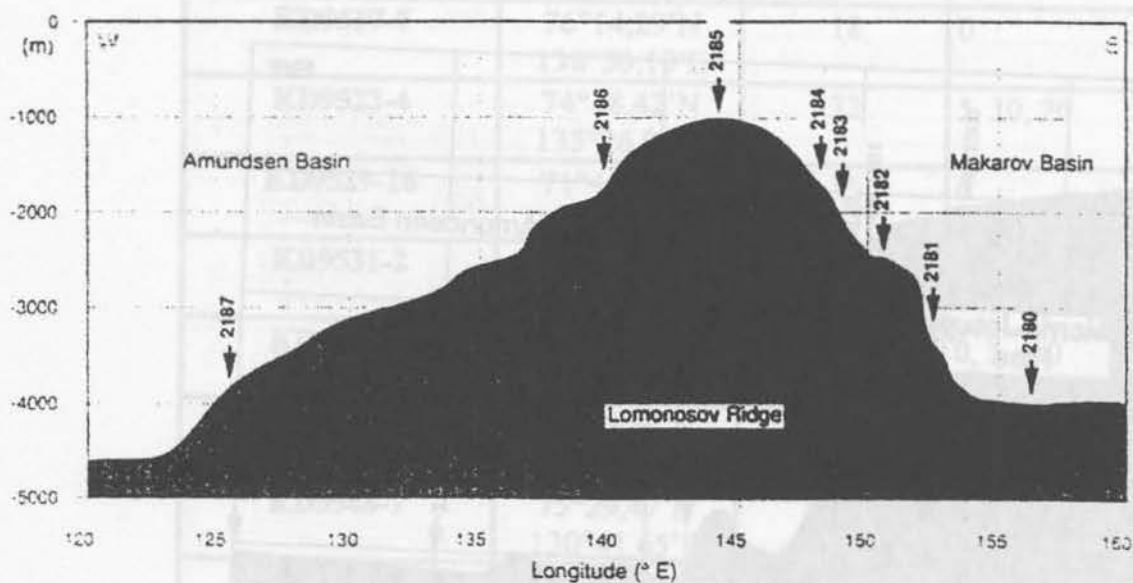


Abb. A3: Lage des Sedimentkernes PS2185-6 in einem Meeresbodenprofil [Fütterer, 1992]

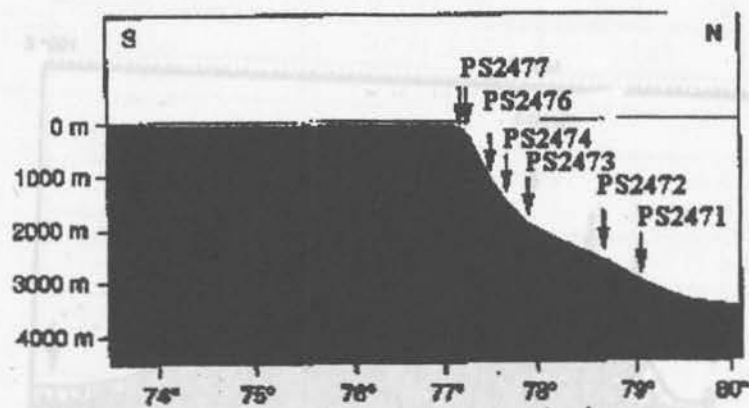


Abb. A4: Lage der Sedimentkerne PS2471-4 und PS2474-3 in einem Meeresbodenprofil [Fütterer, 1994]

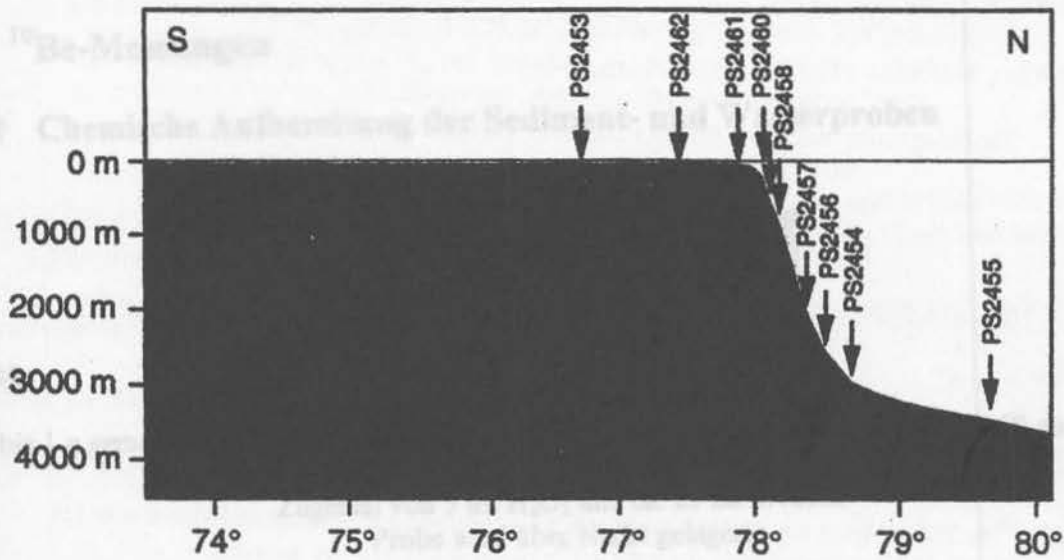


Abb. A5: Lage des Sedimentkernes PS2456-3 in einem Meeresbodenprofil [Fütterer, 1994]

Teilchenachtern aufbewahren (ca. 100 g in Lösung)
Rückstand mit 15 ml 6N HCl versetzen und zugießen (ca. 5 Stunden) reagieren lassen
Erneut zentrifugieren
Lösungen werden zusammengeführt, und das Zentrifugat wird verworfen
Lösung wird über Nacht unter dem IR-Leuchten bis zur Trockne eingedunstet

2. Tag
Rückstand wird mit 2 ml HNO₃ konz. und 2 ml HCl konz. aufgearbeitet
30 min warten
Probe mit etwas Wasser verdünnen und etwa 2 ml NaOH zugeben bis pH bei 2,5 (nicht darüber!)
2 ml Na-EDTA zugeben und 15 min warten
(ca. Na-EDTA bildet mit Aluminium wasserlösliche Komplexe)
Mit etwa 15 Tropfen NaOH wird ein Farbumschlag von gelb nach orange erreicht, das den pH von 8-9 anzeigt

3. Tag
Probe wird zentrifugiert und die Lösung verworfen
(ca. Aluminium und Alkali- bzw. Erdalkaliumsalze, die in der gelben Flüssigkeit vorliegen, werden verworfen)
Rückstand wird mit etwa 7 ml NaOH gelöst und auf pH 14 eingestellt
(ca. Be(OH)₂ gelöst bei pH 14 wieder in Lösung und färbt sich rot)

4. Tag
Zentrifugieren und den Rückstand (enthält z.B. Eisen) verworfen
Mit etwa 10 ml NaOH auf pH 14 bringen (ca. 10 - 15 Tropfen) und 1 ml Na-EDTA zugeben
(ca. Eisen wird in Lösung von Aluminium und Alkali- bzw. Erdalkaliumsalzen)
Etwa 2-3 Tropfen NaOH der pH auf 8-9 stellen

Anhang B

B.1 ^{10}Be -Messungen

B.1.1 Chemische Aufbereitung der Sediment- und Wasserproben



1.Tag

0,5 bis 1 g gemörsertes Sediment in einen Teflonbecher einwiegen und mit Wasser (H_2O) aufnehmen
(1 - 2 ml) ^9Be -Spike hinzugeben
Zugeben von 5 ml H_2O_2 und ca. 25 ml 8N HCl
Probe wird über Nacht gelagert

2.Tag

Probe 5 min bei 3900 U min^{-1} zentrifugieren und die Lösung abdekantieren und in anderen Teflonbechern aufbewahren ($\Rightarrow ^{10}\text{Be}$ in Lösung)
Rückstand mit 15 ml 8N HCl versetzen und tagsüber (ca. 8 Stunden) reagieren lassen
Erneut zentrifugieren
Lösungen werden zusammengeführt, und das Zentrifugat wird verworfen
Lösung wird über Nacht unter den IR-Lampen bis zur Trockne eingedampft

3.Tag

Rückstand wird mit 2 ml HNO_3 konz. und 2 ml HCl konz. aufgenommen
30 min warten
Probe mit etwas Wasser verdünnen und etwa 8 ml NaOH zugegeben bis pH bei 2,5 (nicht darüber!!)
2 ml Na-ETDA zugeben und 1h warten
(\Rightarrow Na-ETDA bildet mit Aluminium wasserlösliche Komplexe)
Mit etwa 15 Tropfen NaOH wird ein Farbumschlag von gelb nach orange erreicht, der den pH von 8 - 9 anzeigt

4.Tag

Probe wird zentrifugiert und die Lösung verworfen
(\Rightarrow Aluminium und Alkali- bzw. Erdalkalimetalle, die in der gelösten Phase vorliegen, werden verworfen)
Rückstand wird mit etwa 7 ml NaOH gelöst und auf pH 14 eingestellt
($\Rightarrow \text{Be}(\text{OH})_2$ geht bei pH 14 wieder in Lösung und Eisen fällt aus)

5.Tag

Zentrifugieren und den Rückstand (enthält z.B. Eisen) verworfen
Mit HNO_3 konz. auf pH 2,5 bringen (ca. 10 - 15 Tropfen) und 1 ml Na-ETDA zufügen
(\Rightarrow Erneute Abtrennung von Aluminium und Alkali- bzw. Erdalkalimetallen)
Nach 1 h wird mit ca. 7 Tropfen NaOH der pH auf 8 - 9 erhöht

6./7. Tag

Zentrifugieren und die Lösung (enthält z.B. Aluminium) wird verworfen
Der geleeartige weiße Niederschlag von $\text{Be}(\text{OH})_2$ am Boden des Teflonbechers wird mit 5 ml Wasser
gespült und mit einem Tropfen NH_3 im gefällten Zustand fixiert
(\Rightarrow Bor bleibt bei pH 8,5 - 9 in Lösung, während $\text{Be}(\text{OH})_2$ ausgefällt wird)
Das Verfahren wird am nächsten Tag wiederholt
Zentrifugieren und die Lösung (enthält z.B. Bor) wird verworfen
usw.

8. Tag

Niederschlag wird abgenutscht und der Microporenfilter mit dem Präparat in einem Quarzziegel ca. 1 h
bei 1100°C im Ofen gebrannt
Hierbei wird $\text{Be}(\text{OH})_2$ in BeO übergeführt

9. Tag

Das reinweiße ^{10}Be Pulver wird im Achatmörser mit Kupferpulver im Massenverhältnis von 1:4
bis 1:20 vermischt und mit etwa $8 \cdot 10^4\text{N}$ in ein Kupfertarget gepreßt

AMS Messung der ^{10}Be -Konzentrationen

1. Tag

Probenmenge (1 - 30 l) werden mit (0,5 - 1 ml) ^9Be -Spike versetzt
Mit 8N HCl angesäuert bis ein pH von 1-2 erreicht ist

Reduzierung des Probenvolumens:

Unter Zugabe einer definierten Menge (1 ml) an Eisenlösung ($\text{Fe}(\text{II})\text{Cl}_2$) [40 mg ml^{-1}] wird die Probe
mit NH_3 ins alkalische Milieu (pH 7-8) überführt

2. Tag

Nach kurzer Zeit kann die ausgefällte Eisenphase (\Rightarrow ^{10}Be adsorbiert an der Oberfläche) zentrifugiert
und demzufolge abgetrennt werden
Eisenphase wird mit 20 ml 8N HCl gelöst und über eine mit 8N HCl (30 ml) beladene 1x8 Dowex
Säule (5 cm Höhe) gegeben
Spüle mit 30 ml 8N HCl (\Rightarrow Eisen verbleibt auf der Ionenaustauschersäule, während ^{10}Be im
Teflonbecher aufgefangen wird)
Lösung auf 1,5 Normalität (180 ml H_2O (Milli-Q) bringen

Bor- und Aluminium- Abtrennung

- 4 ml Na-ETDA Lösung (gesättigt) hinzufügen und mit NH_4OH auf pH 4 bringen (\Rightarrow Na-ETDA bildet mit Aluminium und Bor und einigen weiteren Metallen einen wasserlöslichen Komplex)
6 ml Acetyl-Aceton hinzufügen (\Rightarrow Acetyl bildet mit Beryllium einen Komplex)

3.Tag

- Probe wird 30 min mit einem Magnetrührer gerührt
20 ml Chloroform hinzufügen (\Rightarrow im nicht so sauren Milieu geht der Acetylen Komplex in die Chloroform Phase über, während der ETDA Komplex in der wäßrigen Phase verbleibt)
Weitere 2 h rühren
Trenne Chloroformphase ab; erst abdekantieren, anschließend mit Einwegpipette (verwerfe wässrige Phase (ORGANISCHER SONDERMÜLL!!))
20 ml 8N HCl hinzufügen (\Rightarrow Beryllium wird hierdurch wieder in die wäßrige Phase überführt)
Weitere 2 h rühren
Trenne wäßrige Phase ab, verwerfe Chloroformphase (ORGANISCHER SONDERMÜLL!!)
Lösung über Nacht eindampfen

4.Tag

- 1 - 2 ml konz. HNO_3 (event. mit Wärme behandeln, bis der Rückstand vollständig gelöst)
Bis zur Trockne eindampfen (\Rightarrow um organische Reste zu entfernen)
10 ml HNO_3 (event. mit Wärme behandeln, bis der Rückstand vollständig gelöst)
10 ml H_2O zufügen (Milli-Q)
 NH_4OH hinzufügen und einen pH-Wert von 8,5 - 9 einstellen

5./ 6. Tag

- Zentrifugieren der Lösung (3900 U min^{-1}) und die Lösung verwerfen
Der geleeartige weiße Niederschlag von $\text{Be}(\text{OH})_2$ am Boden des Teflonbechers wird mit 5 ml Wasser gespült und mit einem Tropfen NH_3 im gefällten Zustand fixiert
(\Rightarrow Bor bleibt bei pH 8,5 - 9 in Lösung, während $\text{Be}(\text{OH})_2$ ausgefällt wird)
Das Verfahren wird am nächsten Tag wiederholt
Zentrifugieren und die Lösung (enthält z.B. Bor) wird verworfen
usw.

7. Tag

- Niederschlag wird abgenutscht und der Microporenfilter mit dem Präparat in einem Quarzziegel ca. 1 h bei 1100°C im Ofen gebrannt
Hierbei wird $\text{Be}(\text{OH})_2$ in BeO übergeführt

8. Tag

- Das reinweiße ^{10}Be Pulver wird im Achatmörser mit Kupferpulver im Massenverhältnis von 1:4 bis 1:20 vermischt und mit etwa $8 \cdot 10^4 \text{N}$ in ein Kupfertarget gepreßt

AMS Messung der ^{10}Be -Konzentrationen

B.1.2 Bestimmung der ^{10}Be Konzentrationen am Beschleunigermassenspektrometer

Mit dem Beschleunigermassenspektrometer (Accelerated Mass Spectrometry) der ETH Zürich (Arbeitsgruppe G. Bonani, M. Suter) ist es möglich, Isotopenverhältnisse (z.B. $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$) mit hoher Präzision zu bestimmen. Ein wichtiger Vorteil dieses Systems liegt in den geringen Probenmengen, die zur Messung benötigt werden. 25 Targets bilden ein Magazin und können in den Massenspektrometer eingeschleust werden. In diesen 25 Targets sind 5 interne $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ Standards, ein hauseigener Blank und ein Prozeßblank enthalten. Der Prozeßblank dient zur Überprüfung, ob bei der chemischen Aufbereitung das Probenmaterial kontaminiert wurde. Die internen $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ Standards weisen einen Nominalwert von 95,5 auf.

Die Kupfertargets mit BeO werden in der Ionenquelle mit positiv geladenen Cäsium Ionen beschossen. Hierbei entstehen negativ und positiv geladene BeO Ionen. Die negativen BeO Ionen werden durch elektrostatische Linsen fokussiert und durch elektrostatische Felder beschleunigt. In einem Magnetfeld können Molekülonen aufgrund ihrer verschiedenen Impuls zu Ladung Verhältnisse getrennt werden. Weiterhin werden durch Variation der Beschleunigerspannung abwechselnd $^{10}\text{BeO}^-$ und $^9\text{BeO}^-$ Ionen in den Tandem Van-de-Graaf Beschleuniger (Abb. B1) eingeschossen. Im Beschleuniger werden die negativen Moleküle zum Pol beschleunigt. Im Züricher Beschleuniger liegen hierbei Spannungen von 5 - 6 MeV vor. Am Pol findet eine Umladung der Moleküle durch eine Stripper-Reaktion (Kohlenstoffolie/Gas) statt. Hierbei entstehen durch den Verlust von Hüllenelektronen mehrfach positiv geladene Be Ionen. Die für die Messung der ^{10}Be Konzentrationen wichtigen 3 fach positiv geladenen Ionen werden weiter beschleunigt und besitzen nach dem Austritt aus dem Beschleuniger eine kinetische Energie von etwa 20 MeV. Der Strom des stabilen $^9\text{Be}^{3+}$ Ionen wird in einem Faraday Becher, die $^{10}\text{Be}^{3+}$ Ionen in einem mit Argon-Methan Mischung gefüllten dE/E-Gasdetektor identifiziert und gemessen. In diesem werden sowohl die Gesamtenergie der Ionen als auch die Energieverluste in verschiedenen Abschnitten bestimmt. Eine wichtige Fehlerquelle bei der Bestimmung der ^{10}Be Konzentrationen liegt in einer möglichen falschen Identifizierung der Isobare (^{10}B für ^{10}Be). Die notwendige Isobarentrennung erfolgt deshalb im Gaszähler unter Berücksichtigung der Tatsache, daß verschiedene Isobare unterschiedliche Energie-verlustraten aufweisen. Auch durch die Wechselwirkung zwischen ^{10}Bor und Wasserstoff, der z.B. im Detektoreintrittsfenster vorhanden, bei der ^7Be entsteht, erzeugt einen störenden Untergrund. Wichtige Meßgrößen stellen neben den gemessenen ^{10}Be Counts, die ^9Be -Ströme vor und hinter dem Beschleuniger zur Bestimmung der „Transmission“ und die Anzahl der Bor-Ereignisse dar. Der Maschinenuntergrund liegt bis dato bei einem Verhältnis von typischerweise $(1 - 2) \cdot 10^{-14}$ $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$, die Transmission normalerweise für Beryllium bei 7 - 10%.

Fehlerberechnung

Jede Probe wird etwa 3 bis 4 mal gemessen, wobei die Einzelmessungen einen Fehler enthalten, der sich aus folgenden Beiträgen zusammensetzt:

- Statistischer Fehler; mittels der Poisson Statistik wird er als der Wurzel der Zählereignisse abgeschätzt (5 - 10%)
- Fehler der Bor-Korrektur (4 - 10%)
- Reproduzierbarkeit des Standards (1 - 2%)
- Korrektur des Blank Untergrundes (< 1%)

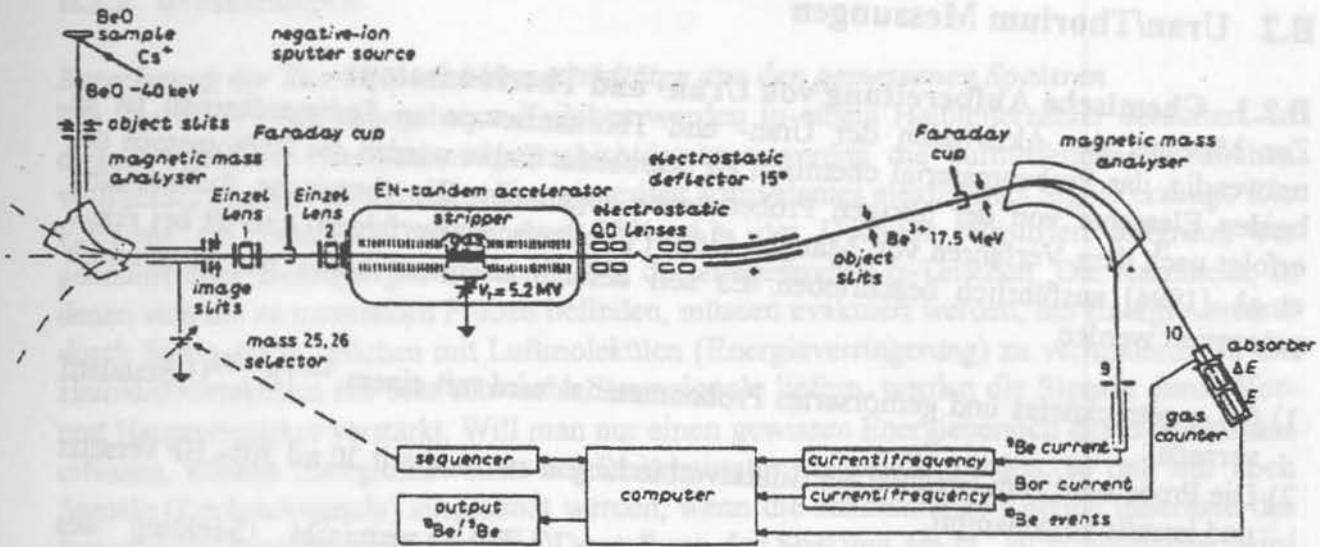


Abb. B1: Schematischer Aufbau der AMS Anlage in Zürich

B.2 Uran/Thorium Messungen

B.2.1 Chemische Aufbereitung von Uran- und Thoriumisotope

Zur Messung der Aktivitäten der Uran- und Thoriumisotope an Sedimentkernen ist es notwendig, das Probenmaterial chemisch zu bearbeiten. Dabei werden die Radioisotope der beiden Elemente von der übrigen Probenmatrix abgetrennt. Die chemische Aufbereitung erfolgt nach dem Verfahren von Mangini [1984] (Vollaufschlußverfahren) und ist bei Frank et al. [1994] ausführlich beschrieben. Es soll deshalb an dieser Stelle nur tabellarisch präsentiert werden.

- 1) 0,5 g getrocknetes und gemörsertes Probenmaterial wird mit einem ^{228}Th , ^{232}U Standard versetzt.
- 2) Die Probe wird zum Brechen der Silikatverbindungen zweimal mit 30 ml 30% HF versetzt und jeweils eingedampft.
- 3) Der Rückstand wird mit Lithiummetaborat (LiBO_2) vermischt (Senkung des Schmelzpunktes) und geschmolzen. Der Schmelzkuchen wird mit 8N HCl und Wärmezufuhr wieder aufgelöst und auf eine mit 8N HCl beladene Dowex 1x8 Ionenaustauschersäule gegeben. In der Säule wird Uran und Eisen fixiert, während Thorium und Kalzium die Säule durchlaufen. Das fixierte Uran und Eisen läßt sich durch Zugabe von 1N HCl wieder freisetzen (eluiieren). Die so erhaltenen Lösungen werden bis zur Trockne eingedampft.
- 4) Zur Abtrennung von Thorium vom Kalzium wird die eingetrocknete Probe in etwa 30 ml 8N HNO_3 gelöst und auf eine mit 8N HNO_3 beladene Dowex 1x8 Ionenaustauschersäule gegeben. Aus der Säule läßt sich nacheinander Kalzium (mit zweimal 30 ml 8N HNO_3) und Thorium (mit 30 ml 8N HCl und 10 ml 37%ige HCl) gewinnen. Das in HCl gelöste Thorium wird wieder bis zur Trockne eingedampft.
- 5) Der Uran und Eisenrückstand wird in 5 ml Essigsäure gelöst und auf eine mit Essigsäure beladenen Dowex 1x8 Ionenaustauschersäule gegeben. Zuerst wird Eisen (mit zweimal 5 ml H_2O) und anschließend Uran (mit 40 ml 1N HCl) aus der Säule eluiert. Das in HCl gelöste Uran wird bis zur Trockne eingedampft.
- 6) Für die α -Messung werden die Uran- und Thoriumproben elektrolytisch auf Edelstahlplättchen aufgebracht. Dazu wird der getrocknete Rückstand in 2 ml konzentrierter HNO_3 und etwa 10 Tropfen konzentrierter HCl gelöst und durch Erhitzen auf ein möglichst kleines Volumen eingeeengt. Die Lösung wird mit einem Indikator versetzt und NH_3 basisch titriert, dann mit HNO_3 in den sauren pH Bereich zurücktitriert. Nach der Zugabe einer Pufferlösung (3,5 ml 0,01N HNO_3 , 4,5 ml gesättigte Ammoniumoxalatlösung und 4,5 ml 2M NH_4Cl) wird der pH Wert mit 3,5N HNO_3 auf 4 - 4,5 eingestellt. Die so erhaltene Lösung wird dann elektrolysiert. Hierzu wird eine Kupferzelle mit einem Edelstahlplättchen als Kathode und einem Platindraht als Anode verwendet. Die Thorium- und Uranisotope werden dann bei einem Strom von 0,7 A und einer Spannung von etwa 12 V auf dem Plättchen abgeschieden. Nach etwa 1 h 15 min werden 2 ml NH_4OH hinzugefügt und die Elektrolyse beendet.

a) Statistischer Fehler; mittels der Poisson Statistik wird er als der Wurzel der Zählergebnisse abgeschätzt (3 - 10%)

b) Fehler der Bow-Korrektur (4 - 10%)

c) Reproduzierbarkeit des Standards (1 - 2%)

d) Korrektur des Blank Untergrundes (< 1%)

B.2.2 α -Messungen

Berechnung der Thorium- und Uranaktivitäten aus den gemessenen Spektren

Die von den Proben abgegebenen α -Teilchen werden in einem Halbleiterzähler detektiert. In diesem Halbleiter-Oberflächen-Sperrschichtdetektor werden die auftreffenden α -Teilchen vollständig gestoppt und ein dem Energieverlust äquivalentes elektrisches Signal erzeugt. Die Effizienz des Detektors beträgt etwa 33%, d.h. der Detektor registriert aufgrund der geometrischen Bedingungen nur etwa 33% der ausgesandten α -Teilchen. Die Kammern, in denen sich die zu messenden Proben befinden, müssen evakuiert werden, um Energieverluste durch Stöße der α -Teilchen mit Luftmolekülen (Energieverringern) zu verhindern. Da die Halbleiterdetektoren nur sehr schwache Stromsignale liefern, werden die Signale durch Vor- und Hauptverstärker verstärkt. Will man nur einen gewissen Energiebereich des α -Spektrums erfassen, können Energieschwellen am Diskriminator eingestellt werden, so daß nur noch Signale (Rechtecksignale) ausgesandt werden, wenn die ankommende Energie innerhalb des festgelegten Bereichs liegt. Um eine Darstellung der Spektren am PC zu ermöglichen, wird ein Multi Channel Analyzer verwendet, der die analogen Spannungssignale in digitale Werte umwandelt.

Thorium-Spektren

	α -Energie [MeV]	Intensität [%]
^{232}Th	4,01	76,0
	3,95	24,0
	3,88	0,20
^{230}Th	4,68	76,0
	4,62	24,0
	4,48	0,12
	4,44	0,03
^{228}Th	5,42	71,0
	5,34	28,0
	5,21	0,40
	5,17	0,20
	5,14	0,03
^{224}Ra	5,68	95,5
	5,45	5,5

	α -Energie [MeV]	Intensität [%]
^{223}Ra	5,75	9,10
	5,71	53,7
	5,61	26,0
	5,54	9,1
^{227}Th	6,1 bis 5,8	57,0
^{212}Bi	6,09	30,0
	6,05	70,0
^{220}Rn	6,30	~100
	5,76	~0,30
^{216}Po	6,78	100
^{212}Po	8,78	100

Tab. B.1: α -Energien und Intensitäten der Radionuklide im Thoriumspektrum

Zur Bestimmung der Aktivitäten der Thoriumisotope wird zunächst die chemische Ausbeute bestimmt. Diese ist ein Maß für die Qualität der chemischen Bearbeitung jeder einzelnen Probe und stellt das Verhältnis zwischen der erwarteten Zählrate des zugefügten Spikes (^{228}Th) zu der tatsächlich gemessenen Zählrate dar.

B.2 Uran/Thorium Chem. Ausbeute = $\frac{(230-232)}{0,3 \cdot t \cdot A \cdot V} \cdot 100 (\%)$

mit dem Fehler

$$\Delta \text{ Chem. Ausbeute} = \frac{\sqrt{(\Delta 228)^2 + (\Delta 232)^2}}{0,3 \cdot t \cdot A \cdot V} \cdot 100 (\%)$$

- mit
- t = Meßzeit [min]
- V = Spikevolumen [ml]
- A = Spikeaktivität [dpm ml⁻¹]
- 228 = Zählrate von ²²⁸Th
- 232 = Zählrate von ²³²Th

Die Zählratenfehler berechnet sich aus $\sqrt{\text{Zählrate}}$. Die gesamte 228 Zählrate setzt sich aus den Zerfällen des Spikes (²²⁸Th) und den ²²⁸Th Zerfällen aus der Probe (Aktivitätsgleichgewicht mit ²³²Th) zusammen.

Die ²³⁰Th Aktivität berechnet sich nach folgender Gleichung:

$$^{230}\text{Th} = \frac{230}{0,3 \cdot t \cdot m \cdot (\text{Chem. Ausbeute} / 100)} \quad [\text{dpm g}^{-1}]$$

mit dem Fehler

$$\Delta ^{230}\text{Th} = \sqrt{\left(\frac{\Delta 230}{230}\right)^2 + \left(\frac{\Delta \text{Chem. Ausbeute}}{\text{Chem. Ausbeute}}\right)^2} \cdot ^{230}\text{Th} \quad [\text{dpm g}^{-1}]$$

- mit
- t = Meßzeit [min]
- m = Probenmenge [g]
- 230 = Zählrate von ²³⁰Th

Zur Bestimmung der Aktivitäten der Thoriumisotope wird zunächst die chemische Ausbeute bestimmt. Diese ist ein Maß für die Qualität der chemischen Bearbeitung jeder einzelnen Probe und stellt das Verhältnis zwischen der erwarteten Zählrate des zugefügten Spikes (²³⁰Th) zu der tatsächlich gemessenen Zählrate dar.

²³²Thorium Aktivitäten

$$^{230}\text{Th} = \frac{232}{0,3 \cdot t \cdot m \cdot (\text{Chem. Ausbeute} / 100)} \quad [\text{dpm g}^{-1}]$$

Mit dem Fehler

$$\Delta^{230}\text{Th} = \sqrt{\left(\frac{\Delta 232}{232}\right)^2 + \left(\frac{\Delta \text{Chem. Ausbeute}}{\text{Chem. Ausbeute}}\right)^2} \cdot ^{232}\text{Th} \quad [\text{dpm g}^{-1}]$$

mit

- t = Meßzeit [min]
 m = Probenmenge [g]
 232 = Zählrate von ²³²Th

Uran-Spektren

	α -Energie [MeV]	Intensität [%]
²³⁸ U	4,20	77,0
	4,15	23,0
	4,04	0,23
²³⁴ U	4,77	72,0
	4,72	28,0
	4,60	0,30
²³² Th	5,32	68,0
	5,26	32,0

	α -Energie [MeV]	Intensität [%]
²²⁸ Th	5,42	71,0
	5,34	28,0
	5,21	0,40
	5,17	0,20
	5,14	0,03
²²⁴ Ra	5,68	95,5
	5,45	5,50
	5,21	0,40

Tab. B.2: α -Energien und Intensitäten der Radionuklide im Uranspektrum

Die chemische Ausbeute der Uranspektren wird analog zu den Thoriumspektren berechnet.

$$\text{Chem. Ausbeute} = \frac{(232)}{0,3 \cdot t \cdot A \cdot V} \cdot 100(\%)$$

$$\Delta \text{Chem. Ausbeute} = \frac{\sqrt{(\Delta 232)^2}}{0,3 \cdot t \cdot A \cdot V} \cdot 100(\%)$$

mit

- t = Meßzeit [min]
 V = Spikevolumen [ml]
 A = Spikeaktivität [dpm ml⁻¹]
 232 = Zählrate von ²³²U

²³⁴Uran Aktivitäten

$$^{234}\text{U} = \frac{234}{0,3 \cdot t \cdot m \cdot (\text{Chem. Ausbeute} / 100)} \quad [\text{dpm g}^{-1}]$$

mit dem Fehler

$$\Delta ^{234}\text{U} = \sqrt{\left(\frac{\Delta 234}{234}\right)^2 + \left(\frac{\Delta \text{Chem. Ausbeute}}{\text{Chem. Ausbeute}}\right)^2} \cdot ^{234}\text{U} \quad [\text{dpm g}^{-1}]$$

²³⁸Uran Aktivitäten

$$^{238}\text{U} = \frac{238}{0,3 \cdot t \cdot m \cdot (\text{Chem. Ausbeute} / 100)} \quad [\text{dpm g}^{-1}]$$

mit dem Fehler

$$\Delta ^{238}\text{U} = \sqrt{\left(\frac{\Delta 238}{238}\right)^2 + \left(\frac{\Delta \text{Chem. Ausbeute}}{\text{Chem. Ausbeute}}\right)^2} \cdot ^{238}\text{U} \quad [\text{dpm g}^{-1}]$$

mit				
t	= Meßzeit [min]			
m	= Probenmenge [g]			
238	= Zählrate von ²³⁸ U			
234	= Zählrate von ²³⁴ U			

B.3 Gammaskopie

Für die gammaskopischen Messungen wurde etwa 10 bis 30 g getrocknetes Material in 50 ml Polyethylen Becher gefüllt und auf einem Low Energy Germanium Detektor (LEGE) gemessen. Die Eichung dieser Detektoren erfolgte anhand eines Vielnuklidstandards (QCY44, Amersham) und eines ^{210}Pb Flüssigkeitsstandards, wodurch die Effizienzen (Detektor-Zählbeuten) für bestimmte γ -Energien in Abhängigkeit von Probenhöhe, Probengewicht und Probengeometrie festgelegt werden konnten. Die Bestimmung der Effizienzen erfolgte analog zu den Arbeiten von H. Dörr [1991], Bollhöfer [1993] und Vogler [1994]. Die γ -Energien, Halbwertszeiten und die Zerfallswahrscheinlichkeiten der in dieser Arbeit untersuchten Radionuklide sind in Tabelle B3 aufgelistet. Der große Vorteil dieses Meßverfahrens liegt in der nicht notwendigen chemischen Aufbereitung des Probenmaterials. Die Meßzeiten betragen, je nach gewünschter Meßgenauigkeit, zwischen einem und zwei Tagen. Als unabhängige Kontrolle gammaskopisch bestimmter Aktivitäten können die mittels Alphaspektroskopie erhaltenen Aktivitäten der Mutternuklide herangezogen werden. Hierbei müssen Aktivitätsgleichgewichte zwischen ^{208}Tl , ^{228}Ac (γ) und ^{232}Th (α), sowie zwischen ^{234}Th (γ) und ^{238}U (α) vorliegen.

Radionuklide	Halbwertszeit $t_{1/2}$	γ -Energie	Intensität [%]
^{210}Pb	22,3 a	46,5	4,05
^{234}U	24,1 d	62,3	3,92
^{226}Ra	1630 a	186,1	3,30
^{208}Tl	3,1 min	583,5	84,50
^{214}Bi	19,7 min	609,3	46,10
^{137}Cs	30,1 a	661,6	84,80
^{228}Ac	6,13 a	911,0	27,70
^{40}K	$1,28 \cdot 10^9$ a	1460,8	10,70

Tab. B3: Halbwertszeiten, γ -Energien und Intensitäten der aufgeführten Radionuklide

B.4 Atom-Absorptions-Spektrometrie (AAS)

Mit einem Flammen-Atom-Absorptionsspektrometer (Spectra AA 10) der Firma Varian wurden die Gewichtsanteile der Elemente Mangan, Kalzium, Barium und Aluminium in den einzelnen Proben bestimmt. An dem zu messenden Probenmaterial wurde vorher ein „Schmelzaufschluß“ durchgeführt.

B.4.1 Schmelzaufschluß

0,5 g Sedimentmaterial wird mit H₂O aufgefüllt und die Silikatverbindungen anschließend durch Zugabe von 30 ml HF konz. aufgebrochen. Das Probenmaterial wird zweimal mit 30 ml konz. HF versetzt. Der Rückstand wird mit LiBO₂ versetzt und geschmolzen. Mit ca. 20 ml 8N HCl und durch Wärmezufuhr wird der Schmelzkuchen wieder verflüssigt. Das Probenmaterial wird im abgekühlten Zustand in einen 50 ml Meßkolben eingefüllt. Als Ionisationspuffer wird 200 µl CsCl (200 fache Verdünnung) zugegeben und der Meßkolben bis zum Eichstrich mit 8N HCl und destilliertem H₂O aufgefüllt.

CsCl: In der heißeren Flamme kann es zur Ionisation der Elemente kommen. Die Elemente liegen dann nicht mehr im Grundzustand vor, sondern teilweise in Ionenform. Durch die veränderte Elektronenhülle wird die Messung verfälscht. Durch das Zufügen von CsCl kann dieses verhindert werden. Dies wird durch die beiden folgenden Gleichungen verdeutlicht [Fischer, 1987]:

(*) $X \rightleftharpoons X^+ + e^-$ zugesetztes leicht ionisierbares Element X (CsCl)	(**) $Y \rightleftharpoons Y^{++} + e^-$ zu bestimmendes Element Y (z.B. Calcium)
Die in Gleichung (*) entstehenden e ⁻ verschieben das Gleichgewicht in Gleichung (**) nach links, so daß die Ionisation des zu messenden Elements Y unterdrückt wird.	

Zur Homogenisierung wird der Meßkolben gründlich geschüttelt und anschließend die Proben in Vialbecher (20 ml) umgefüllt. Die einzelnen Proben können nun der Messung zugeführt werden.

B.4.2 Messung

Die Atom-Absorptionsspektroskopie beruht auf dem Prinzip, daß in einem Atom, das im energetischen Grundzustand vorliegt, durch äußere Anregung ein Hüllenelektron in eine höhere Schale gehoben werden kann. Das Elektron rekombiniert unter Abgabe einer diskreten Energie ($\Delta E = E_2 - E_1 = h \cdot \nu$) wieder in den energieärmeren Zustand. Die mittlere Verweildauer im angeregten Zustand beträgt 10^{-7} bis 10^{-9} s [Welz, 1985]. Jedes Atom weist charakteristische Wellenlängen auf und kann auf diese Weise identifiziert werden. Die AAS bedient sich dabei der Absorption elektromagnetischer Strahlung. Bestrahlt man die atomisierte Probe mit der für das Element charakteristischen Wellenlänge, so wird je nach Anzahl der vorhandenen Atome dieses Elementes in dem Probenmaterial ein gewisser Anteil der einfallenden Strahlung durch Absorption aus dem Strahlengang entfernt. Die Konzentration des zu messenden Elementes kann nach dem Lambert-Beer'schen Gesetz aus dem Intensitätsverlust (Extinktion) ermittelt werden.

$$I(d) = I(0) \exp(-\epsilon \cdot d \cdot c)$$

- mit
 $I(d)$ = Intensität nach durchstrahltem Weg d [$W m^{-2}$]
 $I(0)$ = Intensität der einfallenden Strahlung [$W m^{-2}$]
 d = durchstrahlte Schichtdicke [m]
 c = Elementkonzentration [$g l^{-1}$]
 ϵ = Extinktionskoeffizient [$g^{-1} m^{-1}$]

ANHANG C

$^{230}Th_{\alpha}$ Depositionsflußdichten im Europäischen Nordmeer

Die Extinktion ist dabei der Konzentration des Elements proportional. Da die AAS keine Direkt- sondern eine Relativmessung ist, muß eine Eichgerade erstellt werden. Hierbei trägt man die Extinktionen gegen die korrespondierenden Standards bekannter Konzentrationen des zu untersuchenden Elementes auf.

Profilnummer	Kernabschnitt [cm]	$F_A(^{230}Th)$ [$\mu\text{mol cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$]	$F_A/F_T(^{230}Th)$	$F(^{230}Th)$ [$10^6 \text{at cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]	$F_T(^{230}Th)$ [$10^6 \text{at cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]
10	0 - 10				
2	10 - 15	$6,98 \pm 2,23$	$1,16 \pm 0,32$	$1,10 \pm 0,42$	$1,11 \pm 0,33$
3	15 - 182	$8,74 \pm 1,63$	$1,46 \pm 0,19$	$1,57 \pm 0,16$	$1,12 \pm 0,20$
4	182 - 190	$2,67 \pm 0,26$	$0,45 \pm 0,20$	$0,35 \pm 0,10$	$0,78 \pm 0,20$
5	190 - 220	$7,35 \pm 1,83$	$1,22 \pm 0,25$	$1,44 \pm 0,30$	$1,38 \pm 0,34$
6	220 - 296	$5,66 \pm 2,30$	$0,94 \pm 0,41$	$0,72 \pm 0,18$	$1,08 \pm 0,70$
7	296 - 340				
8	340 - 410	$6,47 \pm 0,77$	$1,08 \pm 0,12$	$1,45 \pm 0,29$	$1,44 \pm 0,30$
9	410 - 480			$0,75 \pm 0,17$	
10	480 - 510			$1,24 \pm 0,18$	
Mittelwert		$6,35 \pm 1,50$	$1,05 \pm 0,25$	$1,09 \pm 0,23$	$1,13 \pm 0,46$

$^{230}Th_{\alpha}$ Flußdichten und $^{230}Th_{\alpha}$ Flußdichten des Sedimentkernes 23054-3

Profilnummer	Kernabschnitt [cm]	$F_A(^{230}Th)$ [$\mu\text{mol cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$]	$F_A/F_T(^{230}Th)$	$F(^{230}Th)$ [$10^6 \text{at cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]	$F_T(^{230}Th)$ [$10^6 \text{at cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]
1	0 - 15				
2	15 - 50	$9,44 \pm 0,86$	$1,28 \pm 0,12$		
3	50 - 120	$5,96 \pm 0,80$	$0,81 \pm 0,11$		
4	120 - 145	$4,65 \pm 4,11$	$0,63 \pm 0,24$		
5	145 - 250	$7,87 \pm 3,97$	$1,07 \pm 0,54$		
6	250 - 186	$9,14 \pm 3,94$	$1,24 \pm 0,53$		
7	186 - 344	$5,77 \pm 1,75$	$0,78 \pm 0,24$		
8	344 - 383	$5,21 \pm 2,26$	$0,71 \pm 0,31$		
9	383 - 330	$5,29 \pm 1,03$	$0,72 \pm 0,14$		
Mittelwert		$6,35 \pm 2,15$	$0,86 \pm 0,29$		

$^{230}Th_{\alpha}$ Flußdichten und $^{230}Th_{\alpha}$ Flußdichten des Sedimentkernes 23065

ANHANG C

C.1 ^{10}Be und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten im Europäischen Nordmeer (Norwegen-, Island- und Grönlandsee) und im Nordpolarmeer

Norwegen- und Grönland See

23059-3

Isotopen- stadium [ka]	Kern- abschnitt [cm]	$F_A(^{230}\text{Th})$ [dpm cm ⁻² ka ⁻¹]	$F_A/F_P(^{230}\text{Th})$	$F(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]	$F_v(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]
1: 0 - 12	0 - 10				
2: 12 - 24	10 - 35	6,98 ± 2,23	1,16 ± 0,32	1,20 ± 0,42	1,11 ± 0,32
3: 24 - 59	35 - 142	8,74 ± 1,63	1,46 ± 0,19	1,57 ± 0,16	1,12 ± 0,20
4: 59 - 74	142 - 150	2,67 ± 0,20	0,45 ± 0,20	0,35 ± 0,10	0,78 ± 0,50
5: 74 - 128	150 - 220	7,35 ± 1,83	1,22 ± 0,25	1,44 ± 0,30	1,38 ± 0,54
6: 128 - 186	220 - 340	5,66 ± 2,30	0,94 ± 0,41	0,72 ± 0,18	1,08 ± 0,70
7: 186 - 244	340 - 410	6,47 ± 0,77	1,08 ± 0,12	1,45 ± 0,29	1,44 ± 0,50
8: 244 - 303	410 - 480			0,75 ± 0,17	
9: 303 - 339	480 - 510			1,24 ± 0,18	
Mittelwert		6,35 ± 1,50	1,05 ± 0,25	1,09 ± 0,23	1,15 ± 0,46

^{10}Be -Flußdichten und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Flußdichten des Sedimentkernes 23059-3

23065

Isotopen- stadium [ka]	Kern- abschnitt [cm]	$F_A(^{230}\text{Th})$ [dpm cm ⁻² ka ⁻¹]	$F_A/F_P(^{230}\text{Th})$	$F(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]	$F_v(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]
1: 0 - 12	0 - 15	3,90 ± 0,54	0,53 ± 0,07		
2: 12 - 24	15 - 50	9,44 ± 0,86	1,28 ± 0,12		
3: 24 - 59	50 - 120	5,96 ± 0,80	0,81 ± 0,11		
4: 59 - 74	120 - 145	4,65 ± 4,11	0,63 ± 0,56		
5: 74 - 128	145 - 250	7,87 ± 3,97	1,07 ± 0,54		
6: 128 - 186	250 - 460	9,14 ± 3,94	1,24 ± 0,53		
7: 186 - 244	460 - 530	5,77 ± 1,75	0,78 ± 0,24		
8: 244 - 303	530 - 605	5,21 ± 2,26	0,71 ± 0,31		
9: 303 - 339	605 - 650	5,29 ± 1,03	0,72 ± 0,14		
Mittelwert		6,35 ± 2,15	0,86 ± 0,29		

^{10}Be -Flußdichten und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Flußdichten des Sedimentkernes 23065

23259

Isotopenstadium [ka]	Kernabschnitt [cm]	$F_A(^{230}\text{Th})$ [dpm cm ⁻² ka ⁻¹]	$F_A/F_P(^{230}\text{Th})$	$F(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]	$F_v(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]
1: 0 - 12	0 - 50	11,28 ± 0,88	1,70 ± 0,20		
2: 12 - 24	50 - 210	19,90 ± 5,62	3,01 ± 0,85		
3: 24 - 59	210 - 340	11,85 ± 1,85	1,79 ± 0,30		
4: 59 - 74	340 - 410	2,50 ± 1,30	0,38 ± 0,10		
5: 74 - 128	410 - 580	10,06 ± 2,78	1,52 ± 0,42		
Mittelwert		11,10 ± 4,50	1,68 ± 0,37		

¹⁰Be-Flußdichten und ²³⁰Th_{ex} Flußdichten des Sedimentkernes 23259

17728

Isotopenstadium [ka]	Kernabschnitt [cm]	$F_A(^{230}\text{Th})$ [dpm cm ⁻² ka ⁻¹]	$F_A/F_P(^{230}\text{Th})$	$F(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]	$F_v(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]
1: 0 - 12	0 - 13	4,42 ± 0,93	0,68 ± 0,14		
2: 12 - 24	13 - 40	5,59 ± 0,75	0,86 ± 0,11		
3: 24 - 59	40 - 80	3,30 ± 0,19	0,50 ± 0,03		
4: 59 - 74	80 - 100	3,70 ± 0,34	0,57 ± 0,05		
5: 74 - 128	100 - 150	5,49 ± 1,44	0,84 ± 0,22		
6: 128 - 186	150 - 250	5,05 ± 2,82	0,77 ± 0,43		
7: 186 - 244	250 - 330	5,71 ± 1,78	0,87 ± 0,27		
Mittelwert		4,75 ± 1,18	0,72 ± 0,18		

¹⁰Be-Flußdichten und ²³⁰Th_{ex} Flußdichten des Sedimentkernes 17728

Framstraße

23235-3

Isotopenstadium [ka]	Kernabschnitt [cm]	$F_A(^{230}\text{Th})$ [dpm cm ⁻² ka ⁻¹]	$F_A/F_P(^{230}\text{Th})$	$F(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]	$F_v(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]
1: 0 - 12					
2: 12 - 24	10 - 90	10,00 ± 3,70	1,55 ± 0,57	1,23 ± 0,35	0,79 ± 0,37
3: 24 - 59	90 - 180	7,10 ± 0,69	1,10 ± 0,11	0,68 ± 0,18	0,61 ± 0,20
4: 59 - 74	180 - 225	3,55 ± 0,85	0,55 ± 0,13	0,74 ± 0,03	0,79 ± 0,24
5: 74 - 128	225 - 360	9,11 ± 2,14	1,41 ± 0,33	2,49 ± 0,72	1,77 ± 0,60
6: 128 - 186	360 - 505	1,93 ± 0,32	0,30 ± 0,05	0,54 ± 0,34	1,80 ± 1,19
7: 186 - 244	505 - 650	6,92 ± 3,13	1,07 ± 0,48	2,03 ± 0,43	1,90 ± 0,95
Mittelwert		6,44 ± 1,81	0,99 ± 0,28	1,28 ± 0,34	1,28 ± 0,60

¹⁰Be-Flußdichten und ²³⁰Th_{ex} Flußdichten des Sedimentkernes 23235-2

Yermak Plateau

PS1533-3

Isotopenstadium [ka]	Kernabschnitt [cm]	$F_A(^{230}\text{Th})$ [dpm cm ⁻² ka ⁻¹]	$F_A/F_P(^{230}\text{Th})$	$F(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]	$F_v(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]
1: 0 - 12	0 - 30	10,71 ± 1,08	2,00 ± 0,20	2,20 ± 0,16	1,12 ± 0,14
2: 12 - 24	30 - 115	9,74 ± 4,30	1,82 ± 0,81	1,98 ± 0,95	1,09 ± 0,71
3: 24 - 59	115 - 240	7,66 ± 2,69	1,43 ± 0,50	3,61 ± 0,66	2,50 ± 1,00
4: 59 - 74	240 - 270	2,23 ± 0,98	0,41 ± 0,18	1,08 ± 0,30	2,65 ± 1,40
5: 74 - 128	270 - 400	9,79 ± 2,68	1,83 ± 0,50	3,32 ± 0,75	1,78 ± 0,63
Mittelwert		8,00 ± 2,35	1,50 ± 0,45	2,44 ± 0,55	1,80 ± 0,75

¹⁰Be-Flußdichten und ²³⁰Th_{ex} Flußdichten des Sedimentkernes PS1533-3

Kontinentalhanggebiete der Barents See und Laptev See

PS2138-1

Isotopenstadium [ka]	Kernabschnitt [cm]	$F_A(^{230}\text{Th})$ [dpm cm ⁻² ka ⁻¹]	$F_A/F_P(^{230}\text{Th})$	$F(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]	$F_v(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]
1: 0 - 12	0 - 40	5,80 ± 0,20	2,20 ± 0,10	2,10 ± 0,90	0,95 ± 0,40
2: 12 - 24	40 - 335	18,20 ± 8,90	6,95 ± 4,20	4,70 ± 1,60	0,70 ± 0,40
3: 24 - 59	335 - 435	3,95 ± 1,80	1,50 ± 0,60	1,10 ± 0,40	0,75 ± 0,40
4: 59 - 74	435 - 469	2,10 ± 0,65	0,80 ± 0,30	0,70 ± 0,10	0,90 ± 0,50
5: 74 - 128	469 - 537	2,75 ± 1,20	1,05 ± 0,30	0,90 ± 0,20	0,85 ± 0,40
Mittelwert		6,60 ± 2,50	2,50 ± 1,10	1,90 ± 0,65	0,85 ± 0,40

¹⁰Be-Flußdichten und ²³⁰Th_{ex} Flußdichten des Sedimentkernes PS2138-1

PS2456-3

Isotopenstadium [ka]	Kernabschnitt [cm]	$F_A(^{230}\text{Th})$ [dpm cm ⁻² ka ⁻¹]	$F_A/F_P(^{230}\text{Th})$	$F(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]	$F_v(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]
1: 0 - 12	0 - 35	7,60 ± 1,70	1,20 ± 0,30	2,40 ± 0,20	2,00 ± 0,50
2: 12 - 24	35 - 210	24,00 ± 8,10	3,70 ± 1,20	7,10 ± 1,00	1,90 ± 0,70
3: 24 - 59	210 - 410	11,70 ± 5,60	1,80 ± 0,90	2,70 ± 0,60	1,50 ± 0,80
Mittelwert		14,45 ± 5,15	2,25 ± 0,80	4,10 ± 0,60	1,80 ± 0,65

¹⁰Be-Flußdichten und ²³⁰Th_{ex} Flußdichten des Sedimentkernes PS2456-3

PS2757-8

Isotopen- stadium [ka]	Kern- abschnitt [cm]	$F_A (^{230}\text{Th})$ [dpm cm ⁻² ka ⁻¹]	$F_A/F_P (^{230}\text{Th})$	$F (^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]	$F_v (^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]
1: 0 - 12					
2: 12 - 24	10 - 90	3,69 ± 1,52	1,14 ± 0,47	1,16 ± 0,05	1,02 ± 0,42
3: 24 - 59	90 - 180	6,15 ± 2,50	1,90 ± 0,78	1,26 ± 0,39	0,66 ± 0,34
4: 59 - 74	180 - 225	1,32 ± 0,45	0,41 ± 0,14	0,35 ± 0,07	0,85 ± 0,30
5: 74 - 128	225 - 360	4,15 ± 2,99	1,28 ± 0,93	0,81 ± 0,22	0,63 ± 0,49
6: 128 - 186	360 - 505	2,57 ± 0,98	0,80 ± 0,30	0,59 ± 0,12	0,74 ± 0,32
7: 186 - 244	505 - 650	6,28 ± 3,19	1,94 ± 0,99	0,78 ± 0,21	0,40 ± 0,23
Mittelwert		4,02 ± 1,94	1,25 ± 0,60	0,83 ± 0,18	0,72 ± 0,35

¹⁰Be-Flußdichten und ²³⁰Th_{ex} Flußdichten des Sedimentkernes PS2757-8

PS2471-4

Isotopen- stadium [ka]	Kern- abschnitt [cm]	$F_A (^{230}\text{Th})$ [dpm cm ⁻² ka ⁻¹]	$F_A/F_P (^{230}\text{Th})$	$F (^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]	$F_v (^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]
1: 0 - 12					
2: 12 - 24	20 - 100	23,91 ± 8,85	2,98 ± 1,10	6,93 ± 1,13	2,32 ± 0,94
3: 24 - 59	100 - 170	11,88 ± 6,12	1,48 ± 0,76	2,72 ± 0,75	1,84 ± 1,07
4: 59 - 74	170 - 220	5,35 ± 2,01	0,67 ± 0,25	1,08 ± 0,16	1,62 ± 0,66
5: 74 - 128	220 - 260	9,90 ± 2,54	1,24 ± 0,32	2,75 ± 1,96	2,22 ± 1,69
Mittelwert		12,76 ± 4,90	1,60 ± 0,60	3,40 ± 1,00	2,00 ± 1,09

¹⁰Be-Flußdichten und ²³⁰Th_{ex} Flußdichten des Sedimentkernes PS2471-4

PS2474-3

Isotopen- stadium [ka]	Kern- abschnitt [cm]	$F_A (^{230}\text{Th})$ [dpm cm ⁻² ka ⁻¹]	$F_A/F_P (^{230}\text{Th})$	$F (^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]	$F_v (^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]
1: 0 - 12	0 - 90	20,86 ± 1,93	5,31 ± 0,49		
2: 12 - 24	90 - 360	28,75 ± 7,96	7,32 ± 2,02		
3: 24 - 59	360 - 550	12,59 ± 3,58	3,20 ± 0,91		
4: 59 - 74	550 - 700	3,22 ± 0,96	0,82 ± 0,24		
Mittelwert		16,35 ± 3,60	4,16 ± 0,92		

²³⁰Th_{ex} Flußdichten des Sedimentkernes PS2474-3

Zentraler Arktischer Ozean

PS1524-2

Isotopenstadium [ka]	Kernabschnitt [cm]	$F_A(^{230}\text{Th})$ [dpm cm ⁻² ka ⁻¹]	$F_A/F_P(^{230}\text{Th})$	$F(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]	$F_v(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]
1: 0 - 12					
2: 12 - 24	3 - 10	6,18 ± 1,14	0,64 ± 0,12	0,35 ± 0,02	0,54 ± 0,20
3: 24 - 59	10 - 25	5,98 ± 1,76	0,62 ± 0,18	0,32 ± 0,05	0,52 ± 0,34
4: 59 - 74	25 - 35	3,26 ± 0,63	0,34 ± 0,07	0,35 ± 0,11	1,02 ± 0,36
5: 74 - 128	35 - 70	5,04 ± 1,43	0,53 ± 0,15	0,57 ± 0,20	1,08 ± 0,46
Mittelwert		5,12 ± 1,24	0,53 ± 0,13	0,40 ± 0,10	0,80 ± 0,34

¹⁰Be-Flußdichten und ²³⁰Th_{ex} Flußdichten des Sedimentkernes PS1524-2

PS1521-15

Isotopenstadium [ka]	Kernabschnitt [cm]	$F_A(^{230}\text{Th})$ [dpm cm ⁻² ka ⁻¹]	$F_A/F_P(^{230}\text{Th})$	$F(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]	$F_v(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]
1: 0 - 12					
2: 12 - 24	0 - 70	8,21 ± 2,25	0,83 ± 0,23	0,74 ± 0,53	0,89 ± 0,68
3: 24 - 59	70 - 230	9,29 ± 3,21	0,94 ± 0,33	0,95 ± 0,30	1,00 ± 0,47
4: 59 - 74	230 - 250	1,12 ± 0,06	0,11 ± 0,01	0,16 ± 0,06	1,37 ± 0,55
5: 74 - 128	250 - 425	4,29 ± 2,27	0,43 ± 0,23	0,68 ± 0,20	1,56 ± 0,95
Mittelwert		5,73 ± 1,95	0,57 ± 0,20	0,65 ± 0,27	1,20 ± 0,65

¹⁰Be-Flußdichten und ²³⁰Th_{ex} Flußdichten des Sedimentkernes PS1521-15

PS2185-3/6

Isotopenstadium [ka]	Kernabschnitt [cm]	$F(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]
1: 0 - 12		
2- 4: 12 - 74	3 - 13	0,21 ± 0,03
5: 74 - 128	13 - 25	0,13 ± 0,01
6: 128 - 186	25 - 121	0,19 ± 0,10
7: 186 - 244	121 - 156	0,51 ± 0,10
8: 244 - 303	156 - 169	0,09 ± 0,06
9: 303 - 339	169 - 182	0,49 ± 0,15
10: 339 - 362	182 - 201	0,29 ± 0,05
11: 362 - 423	201 - 244	0,60 ± 0,12
Mittelwert		0,32 ± 0,08

¹⁰Be-Flußdichten des Sedimentkernes PS2185-3/6

PS2178-5

Isotopenstadium [ka]	Kernabschnitt [cm]	F (¹⁰ Be) [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]
6: 128 - 186	180 - 220	1,19 ± 0,75
7: 186 - 244	220 - 270	0,92 ± 0,51
8: 244 - 303	270 - 280	0,11 ± 0,06
9: 303 - 339	280 - 295	0,10 ± 0,05
10: 339 - 362	295 - 310	0,17 ± 0,09
11: 362 - 423	310 - 445	1,49 ± 0,68
12: 423 - 4	445 - 485	0,78 ± 0,35
Mittelwert		0,69 ± 0,36

¹⁰Be-Flußdichten des Sedimentkernes PS2178-5

PS2200-5

Isotopenstadium [ka]	Kernabschnitt [cm]	F (¹⁰ Be) [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]
6: 128 - 186	10 - 85	0,14 ± 0,13
7: 186 - 244	85 - 118	0,47 ± 0,08
8: 244 - 303	118 - 127	0,11 ± 0,05
9: 303 - 339	127 - 137	0,25 ± 0,10
10: 339 - 362	137 - 162	0,14 ± 0,05
11: 362 - 423	162 - 195	0,48 ± 0,08
Mittelwert		0,27 ± 0,08

¹⁰Be-Flußdichten des Sedimentkernes PS2200-5

C.2 ^{10}Be und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Depositionsflußdichten im Nordatlantik

Nordatlantik

12309-3

Isotopenstadium [ka]	Kernabschnitt [cm]	$F_A(^{230}\text{Th})$ [dpm cm ⁻² ka ⁻¹]	$F_A/F_P(^{230}\text{Th})$	$F(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]	$F_v(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]
1: 0 - 12					
2: 12 - 24	0 - 110	29,00 ± 3,00	4,00 ± 0,40	9,81 ± 1,44	2,45 ± 0,45
3: 24 - 59	110 - 440	20,20 ± 2,00	2,78 ± 0,30	6,85 ± 1,03	2,46 ± 0,30
4: 59 - 74	440 - 520	33,20 ± 4,00	4,57 ± 0,40	9,53 ± 1,31	2,09 ± 0,40
Mittelwert		27,50 ± 3,00	3,80 ± 0,35	8,75 ± 1,25	2,35 ± 0,40

^{10}Be -Flußdichten und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Flußdichten des Sedimentkernes 12309-3 [Mangini und Diester-Haass, 1983]

12310

Isotopenstadium [ka]	Kernabschnitt [cm]	$F_A(^{230}\text{Th})$ [dpm cm ⁻² ka ⁻¹]	$F_A/F_P(^{230}\text{Th})$	$F(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]	$F_v(^{10}\text{Be})$ [10 ⁶ at cm ⁻² a ⁻¹]
1: 0 - 12		8,10 ± 0,10	1,00 ± 0,20	1,32 ± 0,08	1,32 ± 0,30
2: 12 - 24		19,20 ± 2,00	2,37 ± 0,20	3,34 ± 0,37	1,41 ± 0,30
3: 24 - 59		11,20 ± 1,50	1,38 ± 0,15	3,78 ± 0,28	2,74 ± 0,30
4: 59 - 74		28,90 ± 3,00	3,55 ± 0,50	2,27 ± 0,33	0,63 ± 0,20
5: 74 - 128		8,90 ± 0,90	1,09 ± 0,15	1,50 ± 0,07	1,37 ± 0,10
Mittelwert		15,30 ± 2,50	2,00 ± 0,25	2,50 ± 0,25	1,50 ±

^{10}Be -Flußdichten und $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ Flußdichten des Sedimentkernes 12310 [Mangini und Diester-Haass, 1983]

Anhang D

Meßergebnisse

Zeit	Zeit	Zeit	Zeit	Zeit
Zeit	Zeit	Zeit	Zeit	Zeit
0	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
5-5	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
5-10	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
10-15	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
15-20	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
20-25	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
25-30	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
30-35	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
35-40	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
40-45	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
45-50	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
50-55	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
55-60	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
60-65	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
65-70	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
70-75	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
75-80	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
80-85	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
85-90	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
90-95	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
95-100	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
100-105	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
105-110	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
110-115	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
115-120	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
120-125	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
125-130	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
130-135	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
135-140	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
140-145	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
145-150	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
150-155	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
155-160	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
160-165	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
165-170	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
170-175	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
175-180	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
180-185	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
185-190	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
190-195	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00
195-200	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00

Tiefe	Th-230	Th-232	U-238	AU
[cm]	[dpm g ⁻¹]	[ppm]	[dpm g ⁻¹]	
PS2185-3				
0	9,47 ± 0,15	10,80 ± 0,33	2,18 ± 0,28	0,85 ± 0,11
0 - 5	7,63 ± 0,21	11,40 ± 0,50	2,16 ± 0,15	0,89 ± 0,09
5 - 10	7,17 ± 0,20	11,60 ± 0,50	1,80 ± 0,15	0,93 ± 0,08
10 - 15	11,30 ± 0,30	11,90 ± 0,70	2,16 ± 0,15	0,87 ± 0,09
15 - 20	6,91 ± 0,20	10,70 ± 0,47	1,64 ± 0,14	1,04 ± 0,12
20 - 25	5,16 ± 0,26	13,60 ± 0,85	1,85 ± 0,21	0,95 ± 0,11
25 - 30	2,95 ± 0,16	12,80 ± 0,65	1,77 ± 0,16	0,88 ± 0,08
PS2185-6				
24 - 29	2,38 ± 0,14	9,73 ± 0,56	2,02 ± 0,25	0,80 ± 0,10
29 - 34	1,79 ± 0,11	10,00 ± 0,54	1,79 ± 0,22	0,89 ± 0,11
34 - 39	1,93 ± 0,11	8,04 ± 0,45	1,78 ± 0,15	1,06 ± 0,09
39 - 44	1,55 ± 0,10	7,60 ± 0,40	1,67 ± 0,26	0,89 ± 0,14
44 - 49	2,10 ± 0,12	9,22 ± 0,48	1,94 ± 0,18	0,98 ± 0,09
49 - 54	1,83 ± 0,12	8,44 ± 0,50	1,42 ± 0,21	0,95 ± 0,14
54 - 59	1,61 ± 0,09	7,20 ± 0,40	1,53 ± 0,24	0,95 ± 0,15
59 - 64	1,80 ± 0,11	8,64 ± 0,49	1,54 ± 0,26	1,01 ± 0,17
64 - 69	2,71 ± 0,17	7,84 ± 0,58	1,50 ± 0,18	0,98 ± 0,12
69 - 73	2,49 ± 0,10	7,30 ± 0,30	1,60 ± 0,10	0,99 ± 0,06
73 - 78	1,74 ± 0,07	7,47 ± 0,31	1,75 ± 0,15	0,82 ± 0,07
78 - 83	1,40 ± 0,09	7,73 ± 0,42	1,47 ± 0,27	0,94 ± 0,17
83 - 88	1,19 ± 0,10	6,58 ± 0,45	1,34 ± 0,15	0,98 ± 0,11
88 - 93	1,37 ± 0,10	8,09 ± 0,47	1,06 ± 0,12	0,95 ± 0,11
93 - 98	1,47 ± 0,11	6,89 ± 0,47	1,50 ± 0,16	0,85 ± 0,09
98 - 103	1,32 ± 0,08	6,92 ± 0,39	1,59 ± 0,16	0,89 ± 0,09
103 - 108	1,75 ± 0,13	6,73 ± 0,50	1,43 ± 0,16	0,83 ± 0,09
108 - 113	1,49 ± 0,09	8,61 ± 0,45	1,33 ± 0,15	0,98 ± 0,11
113 - 118	2,24 ± 0,12	8,66 ± 0,46	1,63 ± 0,17	0,84 ± 0,09
118 - 123	3,07 ± 0,13	13,00 ± 0,54	2,02 ± 0,18	0,88 ± 0,08
123 - 128	2,75 ± 0,14	13,30 ± 0,60	1,92 ± 0,18	0,86 ± 0,08
128 - 133	2,29 ± 0,12	11,20 ± 0,50	2,38 ± 0,30	0,80 ± 0,10
133 - 138	2,20 ± 0,07	11,30 ± 0,30	1,83 ± 0,10	0,91 ± 0,05
138 - 143	2,21 ± 0,06	10,10 ± 0,26	1,83 ± 0,13	0,97 ± 0,07
143 - 148	2,35 ± 0,13	13,50 ± 0,60	1,79 ± 0,17	0,93 ± 0,09
148 - 153	1,70 ± 0,12	8,35 ± 0,54	1,71 ± 0,16	0,86 ± 0,08
153 - 158	1,50 ± 0,09	8,77 ± 0,45	1,44 ± 0,15	0,89 ± 0,09
158 - 163	1,54 ± 0,12	8,30 ± 0,55	1,52 ± 0,15	1,01 ± 0,10
163 - 168	2,02 ± 0,10	12,70 ± 0,50	1,91 ± 0,18	1,08 ± 0,10
168 - 173	1,87 ± 0,10	10,60 ± 0,49	1,81 ± 0,17	0,85 ± 0,08
172 - 178	1,85 ± 0,14	10,60 ± 0,68	2,00 ± 0,19	0,94 ± 0,09
178 - 183	1,82 ± 0,34	5,80 ± 1,20	1,55 ± 0,14	1,01 ± 0,09
183 - 189	1,34 ± 0,10	9,75 ± 0,55	1,74 ± 0,30	0,94 ± 0,10
189 - 194	1,82 ± 0,11	11,20 ± 0,55	2,22 ± 0,14	0,75 ± 0,08
200 - 206	1,65 ± 0,07	10,90 ± 0,40	1,84 ± 0,11	0,84 ± 0,08

Tiefe	Th-230	Th-232	U-238	AU
[cm]	[dpm g ⁻¹]	[ppm]	[dpm g ⁻¹]	
PS2185-6				
205 - 210	1,84 ± 0,12	11,70 ± 0,60	1,94 ± 0,16	0,86 ± 0,07
210 - 215	1,55 ± 0,06	11,60 ± 0,35	1,79 ± 0,11	0,89 ± 0,05
215 - 220	1,49 ± 0,08	10,40 ± 0,42	1,83 ± 0,12	0,90 ± 0,06
220 - 225	1,57 ± 0,09	10,90 ± 0,46	1,88 ± 0,15	0,88 ± 0,07
225 - 230	1,68 ± 0,09	12,00 ± 0,46	2,06 ± 0,14	0,86 ± 0,06
230 - 235	1,61 ± 0,09	11,80 ± 0,51	1,94 ± 0,24	0,88 ± 0,11
235 - 240	1,64 ± 0,07	11,40 ± 0,35	1,78 ± 0,10	0,85 ± 0,05
250 - 255	1,41 ± 0,11	7,29 ± 0,51	1,37 ± 0,13	0,93 ± 0,09
255 - 260	1,36 ± 0,09	7,99 ± 0,40	1,74 ± 0,24	0,88 ± 0,12
260 - 265	1,72 ± 0,08	7,97 ± 0,36	1,58 ± 0,08	0,95 ± 0,05
265 - 270	1,45 ± 0,05	7,46 ± 0,24	1,72 ± 0,09	0,99 ± 0,05
270 - 275	1,39 ± 0,07	8,56 ± 0,32	1,66 ± 0,09	0,89 ± 0,05
275 - 280	1,59 ± 0,06	8,57 ± 0,26	1,65 ± 0,14	0,58 ± 0,05
285 - 290	1,58 ± 0,12	7,63 ± 0,54	1,61 ± 0,12	0,92 ± 0,07
290 - 295	1,56 ± 0,11	7,02 ± 0,46	1,62 ± 0,23	0,86 ± 0,12
295 - 300	1,34 ± 0,10	8,61 ± 0,50	1,19 ± 0,12	1,17 ± 0,12
300 - 305	1,88 ± 0,12	10,40 ± 0,57	1,74 ± 0,15	0,91 ± 0,08
305 - 310	1,57 ± 0,10	10,00 ± 0,50	1,78 ± 0,15	0,93 ± 0,08
310 - 315	1,75 ± 0,12	10,90 ± 0,60	1,81 ± 0,17	0,98 ± 0,09
315 - 320	1,86 ± 0,11	12,40 ± 0,57	1,88 ± 0,16	0,97 ± 0,08
320 - 325	2,03 ± 0,09	12,30 ± 0,43	1,94 ± 0,15	0,89 ± 0,07
325 - 330	1,79 ± 0,11	14,70 ± 0,61	1,96 ± 0,15	0,77 ± 0,06
330 - 335	1,69 ± 0,10	12,30 ± 0,54	2,09 ± 0,24	0,78 ± 0,09
335 - 340	1,61 ± 0,09	13,20 ± 0,54	1,91 ± 0,16	0,93 ± 0,08
340 - 345	1,68 ± 0,08	11,80 ± 0,42	2,02 ± 0,12	0,98 ± 0,06
345 - 350	1,99 ± 0,15	14,30 ± 0,78	1,99 ± 0,16	1,10 ± 0,09
350 - 355	1,94 ± 0,12	13,40 ± 0,62	1,88 ± 0,17	1,02 ± 0,09
355 - 360	2,09 ± 0,10	12,60 ± 0,50	1,95 ± 0,18	0,89 ± 0,08
360 - 365	1,64 ± 0,11	11,10 ± 0,60	1,83 ± 0,18	1,09 ± 0,11
375 - 380	2,33 ± 0,23	13,70 ± 1,12	1,93 ± 0,20	0,97 ± 0,10
380 - 385	1,49 ± 0,11	11,00 ± 0,59	1,95 ± 0,19	1,04 ± 0,10
385 - 390	1,98 ± 0,14	11,10 ± 0,66	2,13 ± 0,22	0,89 ± 0,09
390 - 395	1,95 ± 0,13	11,20 ± 0,62	1,99 ± 0,24	0,83 ± 0,10
395 - 400	1,96 ± 0,11	13,00 ± 0,55	2,12 ± 0,14	0,91 ± 0,06
PS2200-5				
0 - 5	8,88 ± 0,31	10,40 ± 0,69	1,79 ± 0,19	0,95 ± 0,10
5 - 10	6,17 ± 0,26	8,80 ± 0,62	1,31 ± 0,15	0,93 ± 0,11
10 - 15	4,38 ± 0,16	8,27 ± 0,46	1,40 ± 0,16	1,07 ± 0,12
15 - 20	2,93 ± 0,15	7,82 ± 0,50	1,42 ± 0,16	1,18 ± 0,13
20 - 25	1,95 ± 0,10	7,93 ± 0,42	1,65 ± 0,13	0,86 ± 0,07
25 - 30	1,54 ± 0,10	7,79 ± 0,44	1,48 ± 0,12	1,23 ± 0,10
30 - 33	1,59 ± 0,10	7,90 ± 0,47	1,70 ± 0,18	0,96 ± 0,10
33 - 38	1,66 ± 0,10	6,78 ± 0,43	1,79 ± 0,17	0,93 ± 0,09

Tiefe	Th-230	Th-232	U-238	AU	
[cm]	[dpm g ⁻¹]	[ppm]	[dpm g ⁻¹]		
PS2200-5					
38 - 41	1,71 ± 0,12	8,42 ± 0,54	1,51 ± 0,21	0,87 ± 0,12	
41 - 45,5	1,59 ± 0,11	6,90 ± 0,47	1,78 ± 0,19	0,96 ± 0,10	
45,5 - 49	1,49 ± 0,11	7,19 ± 0,46	1,98 ± 0,22	0,91 ± 0,10	
49 - 52	1,71 ± 0,11	8,95 ± 0,53	1,54 ± 0,16	1,05 ± 0,11	
52 - 55	1,81 ± 0,10	7,47 ± 0,42	1,69 ± 0,08	1,01 ± 0,05	
55 - 60	2,97 ± 0,14	10,50 ± 0,53	1,85 ± 0,19	0,97 ± 0,10	
60 - 65	1,60 ± 0,09	7,37 ± 0,41	1,67 ± 0,13	0,99 ± 0,08	
65 - 70	1,28 ± 0,09	5,31 ± 0,37	1,41 ± 0,15	1,02 ± 0,11	
70 - 75	1,51 ± 0,08	7,69 ± 0,35	1,41 ± 0,10	1,02 ± 0,07	
75 - 80	1,63 ± 0,10	9,70 ± 0,51	1,52 ± 0,12	0,87 ± 0,07	
80 - 84	1,54 ± 0,09	5,78 ± 0,37	1,46 ± 0,11	0,97 ± 0,07	
84 - 86,5	2,03 ± 0,07	7,17 ± 0,27	1,54 ± 0,09	0,83 ± 0,05	
86,5 - 89,5	4,78 ± 0,12	11,40 ± 0,36	1,79 ± 0,10	1,03 ± 0,06	
89,5 - 95	3,14 ± 0,09	10,70 ± 0,34	1,67 ± 0,10	0,97 ± 0,06	
95 - 100	2,32 ± 0,12	11,10 ± 0,55	1,60 ± 0,12	0,94 ± 0,07	
100 - 105	1,55 ± 0,13	9,63 ± 0,64	1,53 ± 0,11	0,98 ± 0,07	
105 - 111	1,75 ± 0,09	7,96 ± 0,40	1,49 ± 0,10	0,92 ± 0,06	
111 - 118	1,45 ± 0,03	7,51 ± 0,16	1,05 ± 0,12	1,08 ± 0,12	
120 - 127	1,08 ± 0,06	7,43 ± 0,31	1,12 ± 0,11	1,01 ± 0,10	
127 - 134	1,51 ± 0,04	9,01 ± 0,17	1,56 ± 0,06	0,99 ± 0,04	
170 - 177	1,48 ± 0,03	10,10 ± 0,17	1,71 ± 0,06	0,83 ± 0,03	
205 - 212	1,56 ± 0,04	8,71 ± 0,18	1,80 ± 0,07	0,83 ± 0,03	
256 - 263	1,29 ± 0,09	8,03 ± 0,44	1,53 ± 0,15	0,93 ± 0,09	
341 - 348	1,43 ± 0,06	10,10 ± 0,31	1,66 ± 0,13	0,89 ± 0,07	
448 - 454	1,54 ± 0,05	9,99 ± 0,27	1,59 ± 0,12	0,91 ± 0,07	
492 - 498	1,83 ± 0,06	10,30 ± 0,27	1,87 ± 0,15	0,90 ± 0,07	
522 - 530	1,54 ± 0,09	7,66 ± 0,39	1,54 ± 0,06	1,00 ± 0,04	
590 - 598	2,01 ± 0,09	11,30 ± 0,44	2,00 ± 0,08	1,00 ± 0,04	
605 - 612	1,52 ± 0,08	8,08 ± 0,38	1,95 ± 0,09	0,91 ± 0,04	
633 - 640	1,88 ± 0,10	10,90 ± 0,46	2,00 ± 0,15	0,93 ± 0,07	

Tiefe [cm]	^{10}Be [10^9 at g^{-1}]	Tiefe [cm]	^{10}Be [10^9 at g^{-1}]	Tiefe [cm]	^{10}Be [10^9 at g^{-1}]	Tiefe [cm]	^{10}Be [10^9 at g^{-1}]
PS2185-3		PS2185-6		PS2185-6		PS2185-6	
0	1,08 ± 0,02	189 - 194	0,31 ± 0,02	390 - 395	0,60 ± 0,02	669 - 683	0,31 ± 0,01
0 - 5	1,07 ± 0,02	194 - 200	0,73 ± 0,03	395 - 400	0,53 ± 0,01	683 - 696	0,20 ± 0,01
5 - 10	0,84 ± 0,02	200 - 206	0,72 ± 0,03	400 - 405	0,46 ± 0,01	696 - 703	0,18 ± 0,01
10 - 15	1,11 ± 0,03	205 - 210	0,63 ± 0,02	405 - 410	0,32 ± 0,01	703 - 709	0,25 ± 0,01
15 - 20	1,27 ± 0,03	210 - 215	0,42 ± 0,01	410 - 415	0,35 ± 0,01	709 - 717	0,37 ± 0,01
20 - 25	1,07 ± 0,02	215 - 220	0,38 ± 0,01	415 - 420	0,43 ± 0,01	717 - 726	0,28 ± 0,01
25 - 30	0,51 ± 0,01	220 - 225	0,66 ± 0,02	420 - 425	0,26 ± 0,01	726 - 735	0,25 ± 0,01
		225 - 230	0,90 ± 0,03	425 - 430	0,18 ± 0,01	735 - 741	0,19 ± 0,01
		230 - 235	0,79 ± 0,06	430 - 435	0,17 ± 0,01	741 - 751	0,24 ± 0,01
PS2185-6		235 - 240	0,60 ± 0,02	435 - 440	0,20 ± 0,02	751 - 760	0,25 ± 0,01
24 - 29	0,56 ± 0,01	240 - 245	0,33 ± 0,01	440 - 445	0,21 ± 0,01	760 - 771,5	0,18 ± 0,01
29 - 34	0,14 ± 0,01	245 - 250	0,19 ± 0,01	445 - 450	0,33 ± 0,02		
34 - 39	0,09 ± 0,01	250 - 255	0,06 ± 0,01	450 - 455	0,39 ± 0,02		
44 - 49	0,01 ± 0,01	255 - 260	0,05 ± 0,00	455 - 460	0,36 ± 0,02		
49 - 54	0,03 ± 0,01	260 - 265	0,04 ± 0,00	460 - 465	0,44 ± 0,02		
54 - 59	0,02 ± 0,01	265 - 270	0,02 ± 0,00	465 - 470	0,36 ± 0,02		
59 - 64	0,09 ± 0,01	270 - 275	0,07 ± 0,01	470 - 475	0,23 ± 0,01		
64 - 69	0,42 ± 0,01	275 - 280	0,11 ± 0,01	475 - 480	0,17 ± 0,01		
69 - 73	0,37 ± 0,01	280 - 285	0,10 ± 0,01	480 - 485	0,16 ± 0,01		
73 - 78	0,07 ± 0,01	285 - 290	0,07 ± 0,00	485 - 490	0,14 ± 0,01		
83 - 88	0,02 ± 0,01	290 - 295	0,16 ± 0,01	490 - 495	0,14 ± 0,02		
88 - 93	0,02 ± 0,01	295 - 300	0,19 ± 0,01	495 - 500	0,17 ± 0,02		
93 - 98	0,03 ± 0,01	300 - 305	0,20 ± 0,02	500 - 505	0,20 ± 0,02		
98 - 103	0,02 ± 0,01	305 - 310	0,55 ± 0,02	505 - 513	0,25 ± 0,01		
103 - 108	0,01 ± 0,01	310 - 315	0,69 ± 0,03	513 - 521	0,35 ± 0,01		
108 - 113	0,04 ± 0,01	315 - 320	0,52 ± 0,02	521 - 531	0,45 ± 0,01		
113 - 118	0,23 ± 0,01	320 - 325	0,42 ± 0,01	531 - 542,5	0,34 ± 0,01		
118 - 123	0,81 ± 0,02	325 - 330	0,48 ± 0,02	542,5 - 548,5	0,36 ± 0,01		
123 - 128	0,82 ± 0,02	330 - 335	0,38 ± 0,01	548,5 - 556	0,51 ± 0,02		
128 - 133	0,79 ± 0,02	335 - 340	0,43 ± 0,01	556 - 564	0,18 ± 0,01		
133 - 138	0,66 ± 0,02	340 - 345	0,62 ± 0,04	564 - 573	0,16 ± 0,01		
138 - 143	0,88 ± 0,02	345 - 350	0,65 ± 0,02	573 - 582	0,28 ± 0,01		
143 - 148	1,09 ± 0,04	350 - 355	0,74 ± 0,02	582 - 593,5	0,28 ± 0,01		
148 - 153	0,55 ± 0,02	355 - 360	0,52 ± 0,04	593,5 - 605	0,12 ± 0,01		
153 - 158	0,11 ± 0,01	360 - 365	0,29 ± 0,02	605 - 613	0,10 ± 0,01		
158 - 163	0,17 ± 0,01	365 - 370	0,21 ± 0,01	613 - 624	0,10 ± 0,01		
163 - 168	1,13 ± 0,02	370 - 375	0,23 ± 0,01	624 - 631	0,20 ± 0,01		
168 - 173	1,20 ± 0,04	375 - 380	0,30 ± 0,01	631 - 638	0,22 ± 0,01		
172 - 178	0,74 ± 0,03	380 - 385	0,49 ± 0,02	638 - 651	0,24 ± 0,01		
178 - 183	0,37 ± 0,03	385 - 390	0,64 ± 0,02	651 - 663	0,30 ± 0,02		
183 - 189	0,21 ± 0,02						

Tiefe [cm]	¹⁰ Be [10 ⁹ at g ⁻¹]	Tiefe [cm]	¹⁰ Be [10 ⁹ at g ⁻¹]	Tiefe [cm]	¹⁰ Be [10 ⁹ at g ⁻¹]
---------------	-----------------------------------------------------------	---------------	-----------------------------------------------------------	---------------	-----------------------------------------------------------

PS2200-5

0-5	0,87 ± 0,04
5-10	0,71 ± 0,04
10-15	0,70 ± 0,04
15-20	0,44 ± 0,02
20-25	0,02 ± 0,01
25-30	0,02 ± 0,01
30-33	0,01 ± 0,01
33-38	0,01 ± 0,01
38-41	0,02 ± 0,01
41-45,5	0,02 ± 0,01
45,5-49	0,02 ± 0,01
49-52	0,06 ± 0,01
52-55	0,15 ± 0,01
55-60	0,43 ± 0,02
60-65	0,13 ± 0,01
65-70	0,04 ± 0,01
70-75	0,03 ± 0,01
75-80	0,03 ± 0,01
80-84	0,12 ± 0,01
84-86,5	0,27 ± 0,02
86,5-89,5	0,67 ± 0,04
89,5-95	0,79 ± 0,05
95-100	0,58 ± 0,04
100-105	0,57 ± 0,03
105-110	0,85 ± 0,04
111-120	0,50 ± 0,04
120-127	0,43 ± 0,02
127-134	0,60 ± 0,03
134-141	0,32 ± 0,02
141-148	0,08 ± 0,01

PS2200-5

148-155	0,03 ± 0,01
155-162	0,12 ± 0,01
162-170	0,49 ± 0,03
170-177	0,51 ± 0,03
177-184	0,76 ± 0,04
184-191	0,60 ± 0,03
191-198	0,34 ± 0,03
198-205	0,07 ± 0,01
205-212	0,05 ± 0,01
212-219	0,04 ± 0,01
219-226	0,04 ± 0,01
226-233	0,17 ± 0,02
233-240	0,03 ± 0,03
240-248	0,17 ± 0,02
248-256	0,11 ± 0,01
256-263	0,26 ± 0,02
263-270	0,28 ± 0,02
270-277	0,20 ± 0,02
277-284	0,23 ± 0,02
284-291	0,72 ± 0,06
291-298	1,17 ± 0,08
298-305	1,02 ± 0,07
305-312	1,30 ± 0,05
312-319	1,14 ± 0,06
319-326	1,02 ± 0,05
326-336	0,82 ± 0,04
336-341	1,05 ± 0,05
341-348	0,36 ± 0,03
348-355	0,33 ± 0,02
355-362	0,20 ± 0,03

PS2200-5

362-369	0,20 ± 0,02
369-376	0,31 ± 0,04
376-383	0,44 ± 0,02
383-390	0,49 ± 0,03
390-398	0,26 ± 0,02
398-405	0,27 ± 0,02
405-412	0,35 ± 0,02
412-419	0,21 ± 0,02
419-426	0,15 ± 0,01
426-433	0,18 ± 0,02
433-440	0,07 ± 0,01
440-448	0,08 ± 0,01
448-454	0,33 ± 0,03
454-461	0,21 ± 0,02
461-468	0,21 ± 0,01
468-477	0,16 ± 0,01
477-484	0,11 ± 0,01
484-492	0,14 ± 0,01
492-498	0,25 ± 0,02
498-505	0,15 ± 0,01
505-513	0,09 ± 0,01
513-522	0,16 ± 0,02
522-530	0,23 ± 0,01
530-538	0,22 ± 0,02
538-546	0,34 ± 0,02
546-554	0,41 ± 0,02
554-560	0,27 ± 0,02
560-568	0,23 ± 0,02
568-575	0,20 ± 0,02

Tiefe	Th-230	Th-232	U-238	AU
[cm]	[dpm g ⁻¹]	[ppm]	[dpm g ⁻¹]	
PS2471-4				
9 - 12	7,35 ± 0,25	12,40 ± 0,65		
12 - 16	8,08 ± 0,62	18,10 ± 1,86		
30 - 35	3,92 ± 0,08	10,40 ± 0,28		
35 - 40	4,55 ± 0,19	11,11 ± 0,56		
45 - 50	6,36 ± 0,42	12,47 ± 1,02	2,06 ± 1,02	0,96 ± 0,10
50 - 55	5,66 ± 0,29	12,90 ± 0,88	2,30 ± 0,06	0,83 ± 0,08
65 - 70	3,66 ± 0,13	11,70 ± 0,46		
70 - 75	3,02 ± 0,13	12,17 ± 0,51	1,45 ± 0,51	0,95 ± 0,30
85 - 90	3,46 ± 0,14	11,80 ± 0,54	2,23 ± 0,05	0,84 ± 0,07
100 - 105	4,76 ± 0,20	13,20 ± 0,68	2,04 ± 0,04	1,05 ± 0,08
115 - 120	9,79 ± 0,28	14,10 ± 0,67		
120 - 125	9,30 ± 0,29	14,40 ± 0,74	2,15 ± 0,05	1,04 ± 0,08
125 - 130	8,04 ± 0,32	14,44 ± 0,71		
130 - 135	6,32 ± 0,12	14,10 ± 0,37		
135 - 140	4,86 ± 0,20	12,91 ± 0,62	1,94 ± 0,11	0,91 ± 0,07
140 - 145	3,62 ± 0,14	10,30 ± 0,46	1,73 ± 0,05	0,89 ± 0,11
145 - 150	2,88 ± 0,14	10,14 ± 0,51	1,71 ± 0,12	0,92 ± 0,09
155 - 160	3,26 ± 0,17	7,95 ± 0,49		
160 - 165	4,13 ± 0,16	14,70 ± 0,60		
165 - 170	3,40 ± 0,15	9,77 ± 0,48	2,00 ± 0,15	1,06 ± 0,10
175 - 180	2,36 ± 0,14	8,96 ± 0,54		
180 - 185	2,26 ± 0,13	9,65 ± 0,52	2,42 ± 0,07	1,06 ± 0,11
185 - 190	2,37 ± 0,13	10,44 ± 0,57	2,37 ± 0,26	0,75 ± 0,12
195 - 200	2,34 ± 0,06	8,57 ± 0,23	2,21 ± 0,11	0,93 ± 0,06
200 - 205	2,99 ± 0,14	9,99 ± 0,51		
205 - 210	1,89 ± 0,13	9,31 ± 0,60	2,20 ± 0,11	0,99 ± 0,07
215 - 220	1,98 ± 0,11	8,85 ± 0,47	1,75 ± 0,17	0,88 ± 0,12
220 - 225	3,04 ± 0,15	9,18 ± 0,54	2,09 ± 0,05	1,05 ± 0,10
230 - 235	7,31 ± 0,33	14,39 ± 0,79	1,85 ± 0,11	0,94 ± 0,07
235 - 240	6,28 ± 0,12	13,70 ± 0,35		
240 - 245	8,05 ± 0,23	12,90 ± 0,58	2,16 ± 0,06	0,85 ± 0,08
250 - 255	5,73 ± 0,19	14,20 ± 0,62		
260 - 265	1,36 ± 0,08	5,77 ± 0,35	2,31 ± 0,05	0,84 ± 0,07
265 - 270	2,90 ± 0,17	11,72 ± 0,67		
275 - 280	2,24 ± 0,17	10,77 ± 0,76	2,37 ± 0,24	1,06 ± 0,14
280 - 285	2,56 ± 0,16	11,70 ± 0,69	2,33 ± 0,05	0,86 ± 0,07
285 - 290	2,10 ± 0,19	8,44 ± 0,78	2,03 ± 0,13	0,94 ± 0,08
295 - 300	2,35 ± 0,14	10,31 ± 0,61		
300 - 305	4,35 ± 0,14	10,90 ± 0,44		
315 - 320	2,91 ± 0,22	11,56 ± 0,89	1,93 ± 0,14	0,92 ± 0,09
320 - 325	2,61 ± 0,14	11,80 ± 0,58		
325 - 330	3,30 ± 0,15	11,27 ± 0,55		
335 - 340	1,74 ± 0,12	10,14 ± 0,59		
340 - 345	2,21 ± 0,12	9,82 ± 0,51		
360 - 365	2,45 ± 0,08	10,50 ± 0,35		
380 - 385	2,17 ± 0,09	10,70 ± 0,39		
400 - 405	2,65 ± 0,09	11,40 ± 0,38		

Tiefe	Th-230	Th-232	U-238	AU
[cm]	[dpm g ⁻¹]	[ppm]	[dpm g ⁻¹]	
PS2474-3				
0 - 5	4,43 ± 0,09	10,40 ± 0,28	2,70 ± 0,14	1,06 ± 0,09
22 - 25	3,98 ± 0,09	11,00 ± 0,29		
30 - 40	4,05 ± 0,18	10,50 ± 0,58	2,63 ± 0,13	1,07 ± 0,08
40 - 50	4,31 ± 0,16	9,99 ± 0,49		
80 - 90	3,63 ± 0,21	10,10 ± 0,72	2,22 ± 0,10	0,92 ± 0,08
90 - 110	1,71 ± 0,06	5,59 ± 0,20		
140 - 150	2,87 ± 0,13	10,50 ± 0,50	2,02 ± 0,10	0,95 ± 0,08
150 - 170	2,91 ± 0,12	11,10 ± 0,48		
180 - 190	1,89 ± 0,10	8,65 ± 0,45	2,24 ± 0,15	0,97 ± 0,09
220 - 230	4,04 ± 0,17	14,70 ± 0,65	2,05 ± 0,10	1,10 ± 0,09
250 - 260	2,74 ± 0,14	9,99 ± 0,53	1,93 ± 0,08	0,91 ± 0,07
300 - 320	2,64 ± 0,12	11,60 ± 0,52	1,75 ± 0,08	1,15 ± 0,09
360 - 380	3,21 ± 0,17	12,08 ± 0,67		
390 - 400	4,52 ± 0,28	13,60 ± 0,97	2,14 ± 0,15	0,89 ± 0,08
420 - 440	3,24 ± 0,18	12,91 ± 0,73		
460 - 470	4,58 ± 0,21	16,90 ± 0,80	2,53 ± 0,20	0,91 ± 0,08
470 - 490	3,10 ± 0,18	14,16 ± 0,78		
500 - 520	3,06 ± 0,17	11,46 ± 0,67		
530 - 540	3,16 ± 0,16	14,60 ± 0,70	2,49 ± 0,20	1,07 ± 0,05
560 - 580	2,52 ± 0,15	14,20 ± 0,77		
600 - 610	2,47 ± 0,14	14,10 ± 0,65	1,89 ± 0,10	0,99 ± 0,05
610 - 630	2,77 ± 0,15	16,69 ± 0,78		
680 - 690	2,27 ± 0,12	12,20 ± 0,56	1,71 ± 0,08	0,93 ± 0,09
700 - 707	2,55 ± 0,11	10,30 ± 0,43		

Tiefe [cm]	¹⁰ Be [10 ⁹ at g ⁻¹]	Tiefe [cm]	¹⁰ Be [10 ⁹ at g ⁻¹]	Tiefe [cm]	¹⁰ Be [10 ⁹ at g ⁻¹]
PS2471-4		PS2471-4		PS2471-4	
12 - 16	0,99 ± 0,05	130 - 135	0,68 ± 0,04	245 - 250	1,16 ± 0,05
16 - 20	0,80 ± 0,04	135 - 140	0,62 ± 0,03	250 - 255	3,22 ± 0,09
20 - 25	0,64 ± 0,03	140 - 145	0,62 ± 0,03	255 - 260	0,23 ± 0,02
25 - 30	0,47 ± 0,02	145 - 150	0,54 ± 0,03	260 - 265	0,15 ± 0,01
30 - 35	0,55 ± 0,02	150 - 155	0,57 ± 0,03	270 - 275	0,29 ± 0,02
35 - 40	0,56 ± 0,03	160 - 165	0,89 ± 0,03	275 - 280	0,12 ± 0,01
40 - 45	0,63 ± 0,03	165 - 170	0,48 ± 0,03	280 - 285	0,17 ± 0,01
45 - 50	0,60 ± 0,03	170 - 175	0,15 ± 0,02	290 - 295	0,20 ± 0,01
50 - 55	0,75 ± 0,04	180 - 185	0,13 ± 0,01	300 - 305	0,68 ± 0,03
55 - 60	0,64 ± 0,06	190 - 195	0,12 ± 0,01	310 - 315	0,89 ± 0,04
65 - 70	0,72 ± 0,03	195 - 200	0,15 ± 0,01	315 - 320	0,54 ± 0,03
70 - 75	0,65 ± 0,03	200 - 205	0,15 ± 0,01	320 - 325	0,46 ± 0,02
75 - 80	0,72 ± 0,03	205 - 210	0,09 ± 0,01	325 - 330	0,31 ± 0,02
85 - 90	0,60 ± 0,03	215 - 220	0,07 ± 0,01	330 - 335	0,39 ± 0,04
95 - 100	0,57 ± 0,04	220 - 225	0,29 ± 0,02	350 - 355	0,13 ± 0,01
100 - 105	0,86 ± 0,03	225 - 230	0,49 ± 0,04	380 - 385	0,04 ± 0,01
105 - 110	0,74 ± 0,04	230 - 235	1,14 ± 0,04	400 - 405	0,50 ± 0,02
110 - 115	1,01 ± 0,04	235 - 240	0,65 ± 0,04	410 - 417	0,04 ± 0,01
115 - 120	1,06 ± 0,05	240 - 245	1,24 ± 0,04		

Danksagung

Nach drei Jahren Doktorarbeit möchte ich mich bei denen bedanken, die diesen meist schönen, aber manchmal auch hollprigen Weg mit mir gegangen sind. Wahrscheinlich werden dennoch einige unerwähnt bleiben, die wichtige Impulse in meinem Leben gesetzt haben und die ich hiermit bitte mir zu verzeihen.

Mein Dank gebührt Augusto Mangini, der mir bei der Verwirklichung meiner Arbeit und bei der Betreuung von Diplomanden viel Freiheit zugestanden hat und stets ein offenes Ohr hatte, selbst dann, wenn ich mal wieder kurz vor knapp vor seiner Tür auftauchte, um mit ihm noch wichtige Berichte zu verfassen. Weiterhin seien Dr. A. Eisenhauer und Dr. M. Frank angeführt, die die Radionukliduntersuchungen in der Arktis und Antarktis etablierten und mir dadurch eine sichere Basis lieferten.

Hern Prof Till Kirsten danke ich für die Übernahme des Referats.

Unserer Arbeitsgruppe gebührt ein besonderer Dank, denn diese Menschen sind nicht nur Kollegen geblieben, sondern wurden Freunde. Herausgestellt seien Ulrike Beck und Kirsten Chlormann, unsere CTA's, die oftmals bei unseren Veröffentlichungen unberücksichtigt bleiben, obwohl sie wesentlich zum Gelingen beigetragen.

Meinen Kollegen in Kiel, Bremerhaven und Freiberg danke ich für die gute Zusammenarbeit und die freundliche Aufnahme in ihrer Mitte. Neben den wissenschaftlichen Gesichtspunkten haben mir die drei Expeditionen in die Laptev See gezeigt, wie wichtig ein gemeinsames Anpacken zum Erreichen der angestrebten Ziele ist. An dieser Stelle sei Heidi Kassens herausgehoben, die die Truppe zusammengehalten hat und durch ihren Einsatz die Fortführung unserer wissenschaftlichen Forschung ermöglichte.

Den russischen Kollegen danke für ihre freundliche Zusammenarbeit. Die Bereitstellung durchsichtiger Flüssigkeit auf den Schiffsexpeditionen war allerdings oftmals zuviel für meinen Kopf. Ihre wunderschönen melancholischen Lieder werde ich wohl nie mehr vergessen.

Der Züricher Arbeitsgruppe danke ich für ihre Geduld. Unsere Anmeldung kam zwar immer zu spät, aber dafür waren wir stets vorort und haben nächtelang Messungen am Beschleuniger betreut. Wir geloben Besserung und hoffen weiterhin auf eure Geduld. Erwähnt seien Dr. Kubik, Prof. Bonani, M. Suter und G. Wagner.

Meinen Freunden in Heidelberg danke ich für das Gefühl, daß ich auch morgens um vier vor eurer Haustüre stehen kann und Kaffee und ein offenes Ohr erhalte. Diese Jahre mit euch waren eine wunderschöne Zeit, die durch eure ständig neuen Ideen bereichert wurden. Mein Dank sei auch meinem Fernseher, denn er hat es wirklich geschafft, „Kerner“, „Sonja“, „Meisner“, „Ilona“, „Unter uns“, „Verbotene Liebe“ und „Marienhof“ ohne bleibende Schäden zu überstehen. Wichtig waren für mich auch all unsere Fußballabende mit euch (Sven, Clemens), auch wenn Kaiserslautern in der Saison 97/98 wohl Meister wird und der KSC absteigt. Aber noch besteht Hoffnung und alles kann anders werden! Bitte laßt uns die Fußball WM in Frankreich woanders ansehen!!

Meiner Freundin Verena danke ich für die Unterstützung, die sie mir zukommen ließ und die Kraft mich in der Zeit des Zusammenschreibens nicht zu erwürgen. Dank!!!

Christiane danke ich dafür, daß sie endlich mit meiner Zubereitung des Morgenkaffees einverstanden ist. Das meist reibungslose Zusammenleben in unserer chaotischen WG bedeutet mir sehr viel. Dank auch für die Bereitschaft in den vielen Stunden der Verzweiflung über meine Dissertation mir dennoch zu helfen. An dieser Stelle möchte ich noch unbedingt Andreas und ganz besonders Jens erwähnen, die sich bei der Korrektur meiner Arbeit viel Mühe gegeben haben. Ich hoffe, es bieten sich Gelegenheiten euch einiges eurer Hilfe zurückgeben zu können. Jens nun ist es mir doch noch gelungen dich kurzzeitig ins Reich des Radioisotops ¹⁰Beryllium zu entführen und ich erlaube Dir ab jetzt wieder deiner Leidenschaft der Fliegerei („Grüß mir die Sonne „) zu fröhnen.

Matthias dank ich für seine Danksagung und Jochen bzw. Thilo für die nach oben offene Strobl'sche Jammerskala.

Ich hoffe, daß ich mit dieser Arbeit die Interessen der Heidelberger „Berylliumfront“ (Sabine, Volker und Andreas) vertreten habe und wünsche den Mitgliedern viel Erfolg auf ihren Wegen.

Zuletzt danke ich meinen Eltern, die für mich von großer Bedeutung sind. Sie haben mir nicht nur das Gefühl geben, daß ihr Haus und Ihre Arme für mich jederzeit geöffnet sind, sondern haben stets meine Art zu leben akzeptiert und unterstützt.

„... Rückenwind.... wir fahren über Wasser, wenn da Brücken sind “ Thomas D.