

INAUGURAL-DISSERTATION
zur
Erlangung der Doktorwürde

der
Naturwissenschaftlich-Mathematischen
Gesamtfakultät

der
Ruprecht-Karls-Universität
Heidelberg

vorgelegt von
Dipl. Physikerin Sibylle Reuter
aus Frankfurt

Tag der mündlichen Prüfung: 23.07.2003

$^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ - Verhältnisse im Auftriebsgebiet
vor Südwest-Afrika – ein Tracer für
Paläoproduktivität
und Ozeanzirkulation ?

Gutachter: Prof. Dr. Augusto Mangini

Prof. Dr. Kurt Roth

◆ Zusammenfassung ◆

An vier Kernen aus dem Kap- und Angolabecken wurden Profile von Th-, U-Isotopen und ^{231}Pa gemessen. Die Lokationen der Kerne aus dem Kapbecken liegen im Auftriebsgebiet vor Namibia, wobei der Kern aus dem Angolabecken aus dem offenen Ozean stammt. Während der Kern im offenen Ozean über die letzten ca. 70 ka weder im ^{230}Th -normierten Partikelfluss noch im terrigenen Eintrag zeitliche Variationen zeigt, weisen die Kerne aus den Randgebieten ein gegensätzliches Verhalten auf. Einer generellen Erhöhung des terrigenen Eintrags im Glazial steht eine Erniedrigung des Partikelflusses im Vergleich zum Holozän gegenüber. Die aus den sehr hohen Urangelhalten berechnete Eindringtiefe des Sauerstoffs zeigt im Glazial und Holozän deutliche Variationen. Der Vergleich der Redoxtiefe mit den Kohlenstoffflüssen zeigt, dass die beobachteten Minima in den Sauerstoffeindringtiefen auf einen geringeren Sauerstoffgehalt im Bodenwasser zurückzuführen sind. Die gemessenen $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse weisen darauf hin, dass in bestimmten Zeitabschnitten der glazialen Ozeanzirkulation die Produktion von NADW kurzzeitig stark reduziert war. Diese Zeitabschnitte korrelieren mit einer Verschiebung des antarktischen Polarfrontensystems nach Norden. Aus der Bilanzierung der holozänen Verteilung von ^{231}Pa folgt, dass ein Transport von ^{231}Pa aus dem offenen Ozean in die Hochproduktivitätsgebiete stattfindet. Daher ist die Verwendung des $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisses als reiner Zirkulationstracer ohne eine sorgfältige Berücksichtigung der Massenbilanzierung nicht möglich.

◆ Abstract ◆

Th-, U-isotopes and ^{231}Pa were measured in four cores from the Cape- and Angola Basin. The cores in the Cape Basin are located in the upwelling area off Namibia, the core in the Angola Basin in the open ocean. Over the past ca. 70 ka, the open ocean core shows no temporal variation in both the ^{230}Th -normalized particle flux and the terrigenous input. In contrast, the cores in the margin area display an increase in terrigenous input during glacial times with a simultaneous decrease in particle flux. The depth of the redoxcline, which is derived from the very high uranium contents, shows significant variations in the Glacial and the Holocene. Comparison of the depth of the redoxcline with the flux of organic carbon reveals that observed minima of the oxygen penetration depth are caused by a low oxygen content in the bottom water. The measured $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -ratios indicate, that during certain intervals of the glacial ocean circulation the production of NADW was temporarily strongly reduced. These intervals correlate with the northward shift of the Antarctic Polar Frontal System. From the mass balance of the Holocene distribution of ^{231}Pa it is concluded that ^{231}Pa is transported from the open ocean into the high productivity areas. The use of the $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -ratio as a tracer for ocean circulation without a careful mass balance should thus be met with caution.

Inhalt

1	EINLEITUNG	1
2	GRUNDLAGEN	4
2.1	PRODUKTION VON ^{231}Pa UND ^{230}Th IN DER WASSERSÄULE.....	4
2.2	PARTIKELREAKTIVITÄT VON ^{231}Pa UND ^{230}Th	5
2.2.1	<i>Berechnung der Excess-Aktivitäten</i>	7
2.2.2	<i>Flussdichte, Depositionsindex und Focussing Faktor</i>	9
2.2.3	<i>Verteilung der partikelreaktiven Isotope in der Wassersäule: Verweilzeit und Fraktionierungsfaktor</i>	10
2.3	DAS $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -VERHÄLTNIS: TRACER FÜR PALÄOPRODUKTIVITÄT UND OZEANZIRKULATION	14
2.3.1	<i>Das $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$-Verhältnis im Holozän</i>	14
2.3.2	<i>Das $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$-Verhältnis im Glazial</i>	18
3	UNTERSUCHUNGSGBIET	21
3.1	DAS BENGUELA – STROMSYSTEM.....	21
3.2	DAS AUFTRIEBSGBIET VOR NAMIBIA	23
3.3	TIEFENWASSERAUSBREITUNG IM SÜDOSTATLANTIK.....	25
3.4	KERNLOKATIONEN	26
4	STRATIGRAPHIE	28
4.1	KERN GEOB 1711-4.....	28
4.2	KERN GEOB 3722-2.....	30
4.3	KERN GEOB 3718-10.....	31
4.4	KERN GEOB 1035-4.....	32

5	URANKONZENTRATIONEN.....	34
5.1	MESSERGEBNISSE.....	35
5.1.1	<i>Kern GeoB 1711-4</i>	35
5.1.2	<i>Kern GeoB 3722-2</i>	38
5.1.3	<i>Kern GeoB 3718-10</i>	40
5.1.4	<i>Kern GeoB 1008-3</i>	42
5.2	DISKUSSION DER URANGEHALTE	45
5.2.1	<i>Die Redoxcline</i>	45
5.2.2	<i>Organischer Kohlenstoff oder Tiefenwasser?</i>	48
5.2.3	<i>Zusammenfassung</i>	57
6	THORIUM-ISOTOPE UND PROTACTINIUM.....	59
6.1	MESSERGEBNISSE.....	59
6.1.1	<i>Kern GeoB 1711-4</i>	59
6.1.2	<i>Kern GeoB 3722-2</i>	61
6.1.3	<i>Kern GeoB 3718-10</i>	62
6.1.4	<i>Kern GeoB 1035-4</i>	64
6.1.5	<i>Zusammenfassung</i>	66
6.2	FLUSSDICHTEN DER THORIUM ISOTOPE UND PARTIKELFLÜSSE	69
6.2.1	<i>Kern GeoB 1711-4</i>	69
6.2.2	<i>Kern GeoB 3722-2</i>	71
6.2.3	<i>Kern GeoB 3718-10</i>	73
6.2.4	<i>Kern GeoB 1035-4</i>	74
6.2.5	<i>Zusammenfassung</i>	76
7	²³¹PA/²³⁰TH-VERHÄLTNISSE	78
7.1	²³¹ PA UND ²³⁰ TH BILANZIERUNG IM ATLANTIK	78
7.2	²³¹ PA/ ²³⁰ TH-PROFILE	84
7.3	DAS ²³¹ PA/ ²³⁰ TH-VERHÄLTNIS ALS TRACER FÜR OZEANZIRKULATION?	89
8	ZUSAMMENFASSUNG	96
	LITERATUR.....	99

1 Einleitung

Das Klima der Erde wurde in den letzten zwei Millionen Jahre von einem Wechsel zwischen Kalt- und Warmzeiten bestimmt. Diese periodischen Schwankungen werden von einem 100 000jahres Zyklus verursacht, der auf die Variation der Erdbahnparameter zurückgeführt wird [Milankovitch, 1930].

Messungen des zeitlichen Verlaufs der atmosphärischen CO₂-Konzentration zeigen, dass diese nahezu parallel zu den spätquartären Klimawechseln erfolgt [Petit et al., 1999]. Es wurden zahlreiche Modelle zur Erklärung dieser Variationen und ihren Auswirkungen auf das Klima entwickelt. Die Kopplung zwischen Ozean und Atmosphäre nimmt dabei eine Schlüsselposition ein. Nach wie vor bestehen kontroverse Hypothesen für die Ursache der atmosphärischen CO₂-Abnahme in den Kaltzeiten. Diskutiert wird unter anderem die Zunahme der biologischen Produktivität im Oberflächenwasser, wodurch verstärkt der Atmosphäre CO₂ entzogen wird („Biologische Pumpe“), dabei wird der Südozean als bevorzugte Senke für das CO₂ vorgeschlagen. Während Kumar et al. [1995] eine erhöhte Exportproduktivität feststellen, weisen Mortlock et al. [1991] eine Abnahme der Bioproduktivität nach. Weiterhin zeigen Studien von Leuenberger et al. [1992], dass die Primärproduktion nur zu einem Teil zur Reduzierung des glazialen Kohlendioxidgehaltes in der Atmosphäre beigetragen haben kann. Jedoch sollte eine Veränderung der glazialen Ozeanzirkulation zu einer Umverteilung der Nährstoffe im tiefen Ozean führen, wodurch der Ozean aufnahmefähiger für das atmosphärische CO₂ wird [Broecker and Peng, 1989].

Eine wichtige Aufgabe der Paläoozeanographie stellt daher die Rekonstruktion der Paläoproduktivität und der Ozeanzirkulation dar.

Paläoproduktivitätstracer wie organischer Kohlenstoff, Barium, Karbonat, $\delta^{13}\text{C}$ oder Cd/Ca sind anfällig für Remineralisierung in der Wassersäule und unterliegen diagenetischen Prozessen im Sediment.

In den letzten Jahren wurde von vielen Autoren das $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis als Tracer für Änderungen der Paläoproduktivität vorgeschlagen. Dieser Tracer ist besonders geeignet zur Bestimmung der Paläoproduktivität, da das $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -

1 EINLEITUNG

Verhältnis nicht den oben genannten Prozessen unterliegt (z.B. [Lao, 1992a; Lao, 1992b; Kumar, 1995; Francois, 1993]).

Die partikelreaktiven Radioisotope Protactinium-231 (^{231}Pa) und Thorium-230 (^{230}Th) entstammen den natürlichen Uranzerfallsreihen und werden in der Wassersäule durch die homogene Verteilung von Uran im Ozean mit einem konstanten Produktionsverhältnis gebildet. Auf Grund ihrer unterschiedlichen Partikelreaktivität reagiert das $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis sensitiv auf Änderungen der Bioproduktivität. In Gebieten mit hohen Partikelflüssen wird die Wassersäule stark an gelösten Spurenstoffen abgereichert. Der Konzentrationsgradient zum offenen Ozean bewirkt dann eine Nachlieferung von ^{231}Pa in die Hochproduktivitätsgebiete, wohingegen der laterale Transport von ^{230}Th auf Grund seiner kürzeren Verweilzeit im Idealfall vernachlässigt werden kann. Daher erwartet man im offenen Ozean $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse unterhalb der natürlichen Produktion, wohingegen man in Hochproduktionsgebieten produktionsüberschreitende Verhältnisse findet.

Dieser Idealfall gilt jedoch nur dann, wenn die Verweilzeit der Wassermassen des betrachteten Ozeanbeckens größer als die Verweilzeit von ^{231}Pa bezüglich seiner Sedimentation ist, da ansonsten das $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis von der Advektion der Wassermassen beeinflusst wird. Da im Atlantischen Ozean die Tiefenwasserweilzeit etwa in der gleichen Größenordnung liegt wie die Verweilzeit des ^{231}Pa , ist die Verwendung des sedimentären $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisses als reiner Produktivitätstracer umstritten.

Yu et al. [1996] interpretieren das $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis im Atlantik nicht als Produktivitätstracer sondern verwenden es zur Berechnung des Ventilationsalters von Nordatlantischem Tiefenwasser. Die Autoren kommen zu dem Schluss, dass sich die Tiefenwasserzirkulation im letzten Glazialen Maximum nicht geändert hat. In dieser Studie sind die Daten aus den hochproduktiven Ozeanrändern des Atlantiks unterrepräsentiert. Insbesondere das nicht berücksichtigte Auftriebsgebiet vor Westafrika zeichnet sich durch besonders hohe und zeitlich variable Partikelflüsse aus und kann daher eine bedeutende Senke für ^{231}Pa darstellen.

Die vorliegende Arbeit untersucht die Bedeutung des Transports von ^{231}Pa und ^{230}Th an die Ozeanränder und seine Auswirkung auf die Bilanz von ^{231}Pa und des sedimentären $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisses im Atlantik. Aus dieser Bilanz kann die Aufnahmefähigkeit der Ozeanränder für ^{231}Pa bestimmt werden.

Dazu werden zeitlich hochaufgelöste ^{231}Pa - und ^{230}Th -Profile von vier Sedimentkernen aus dem Auftriebsgebiet vor Namibia und dem offenen Ozean

1 EINLEITUNG

erstellt und diskutiert. Die Sedimentkerne verfügen über eine gute Altersstratigraphie, was ein Vergleich der $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse zulässt. Außerdem wird diskutiert, ob Änderungen der $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse mit Variationen der Tiefenwasserausbreitung in Verbindung gebracht werden können.

In den folgenden Kapiteln werden zunächst die Grundlagen behandelt und es wird ein Überblick über den bisherigen Stand der Forschungen gegeben.

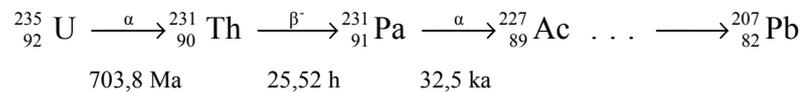
Nach einer kurzen Beschreibung des Untersuchungsgebietes werden die Altersmodelle der verwendeten Kerne vorgestellt. Anschließend werden die Messungen der Isotope im Detail beschrieben und ihre Aussagen im Hinblick auf die oben genannten Problematiken sorgfältig diskutiert.

2 Grundlagen

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

^{231}Pa und ^{230}Th sind natürliche α -aktive Radioisotope. Sie entstehen in der Wassersäule durch den kontinuierlichen Zerfall von Uran. ^{231}Pa gehört zu der Actiniumzerfallsreihe. Es wird durch den Zerfall von ^{235}U gebildet und hat eine Halbwertszeit von 32500 a. ^{230}Th mit einer Halbwertszeit von 75200 a ist Zerfallsprodukt der 238-Uranzerfallsreihe und wird durch den α -Zerfall von ^{234}U erzeugt. Abb. 2.1 zeigt Ausschnitte der beiden Zerfallsreihen mit der Zerfallsart und den Halbwertszeiten.

a)



b)

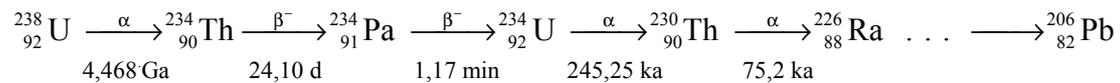


Abb. 2.1: Ausschnitt aus der a) Actinium- und der b) Uranzerfallsreihe mit Zerfallsarten und Halbwertszeiten.

Das im Meerwasser gelöste Uran stellt für die beiden Isotope eine über den gesamten Ozean homogen verteilte Quelle dar. Mit einer Verweilzeit, die mit 400 - 500 ka [Mangini et al., 1979] gegenüber der mittleren Mischungszeit des Ozeans (≈ 1000 a [Broecker and Peng, 1982]) sehr lang ist, ergibt sich eine durchschnittliche Konzentration im Meerwasser von $3,3 \pm 0,2$ $\mu\text{g/l}$ [Chen et al., 1986; Ku et al., 1979]. Das entspricht einer Aktivität von 2,46 dpm/l. Daran hat ^{235}U einen Anteil von 0,72 % (derzeitiger Massenanteil am natürlichen Uran-

Isotopengemisch) und damit eine Aktivität von 0,114 dpm/l. So ergibt sich eine geringe Konzentration von ^{231}Pa im Ozean.

Im Ozean sind ^{238}U und ^{234}U nicht im Aktivitätsgleichgewicht, da bei der Bildung von ^{234}U und des damit verbundenen Rückstoßes des α -Kerns (α -recoil-Effekt) ^{234}U im Vergleich zu ^{238}U weniger stark an das detritische Material gebunden ist und somit leichter ausgewaschen werden kann. Daher wird ein größerer Anteil des ^{234}U in den Ozean antransportiert, wodurch das Aktivitätsverhältnis von $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ leicht über dem Aktivitätsverhältnis von 1 liegt. Für den Ozean wird im Mittel ein Wert von $1,144 \pm 0,004$ angegeben [Chen et al., 1986].

Aus der Verteilung von Uran im Meerwasser und der Ableitung des Zerfallsgesetzes nach der Zeit¹ lassen sich die Produktionsraten P_N von ^{231}Pa und ^{230}Th berechnen:

$$P_{\text{Pa}} = A(^{235}\text{U}) \cdot \lambda_{\text{Pa}} = 0.114 \frac{\text{dpm}}{\text{l}} \cdot 2.136 \cdot 10^{-5} \frac{1}{\text{a}} = 2.412 \cdot 10^{-6} \frac{\text{dpm}}{\text{l} \cdot \text{a}} \quad (2.1)$$

$$P_{\text{Th}} = A(^{234}\text{U}) \cdot \lambda_{\text{Th}} = 2.46 \frac{\text{dpm}}{\text{l}} \cdot 1.144 \cdot 9.217 \cdot 10^{-6} \frac{1}{\text{a}} = 2.592 \cdot 10^{-5} \frac{\text{dpm}}{\text{l} \cdot \text{a}}, \quad (2.2)$$

wobei $\lambda_{\text{Pa}} = \ln 2 /_{32,5 \text{ ka}} = 2,136 \cdot 10^{-5} \text{ a}^{-1}$ und $\lambda_{\text{Th}} = \ln 2 /_{75,2 \text{ ka}} = 9,217 \cdot 10^{-6} \text{ a}^{-1}$ die Zerfallskonstanten ($t_{1/2}$) von ^{231}Pa bzw. ^{230}Th sind.

Daraus folgt, dass ^{231}Pa und ^{230}Th in einem konstanten Aktivitätsverhältnis von $P_{\text{Pa}} / P_{\text{Th}} = 0.093$ produziert werden.

2.2 Partikelreaktivität von ^{231}Pa und ^{230}Th

Im Gegensatz zum Uran sind ^{231}Pa und ^{230}Th sehr partikelreaktiv. Sie lagern sich schnell an absinkende Partikel an und werden aus der Wassersäule entfernt. Dieser Prozess wird als *scavenging* bezeichnet. Die mittlere Verweilzeit von ^{231}Pa

¹ $P_N = \frac{d}{dt} A_N(t) = \frac{d}{dt} \left(\frac{\lambda_N}{\lambda_N - \lambda_U} \cdot A(U) \cdot (1 - e^{-(\lambda_N - \lambda_U)t}) \right) = A(U) \cdot \lambda_N \cdot e^{-(\lambda_N - \lambda_U)t} \approx A(U) \cdot \lambda_N$,

da $U = \text{const.}$ und t (Größenordnung der Verweilzeiten der Nuklide) $\ll t_{1/2}$.
 $N = ^{231}\text{Pa}, ^{230}\text{Th}$; $U = ^{235}\text{U}, ^{234}\text{U}$

2 GRUNDLAGEN

bezüglich der Anlagerung beträgt etwa 50 - 200 Jahre, die von ^{230}Th 5 - 40 Jahre [Anderson et al., 1983a; Anderson et al., 1983b; Nozaki and Horibe, 1981; Rutgers van der Loeff and Berger, 1993].

Das berechnete $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Produktionsaktivitätsverhältnis in der Wassersäule ($P_{\text{Pa}}/P_{\text{Th}}$) beträgt 0,093. In Sedimenten findet man jedoch $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse, die sich von dem natürlichen Produktionsverhältnis in der Wassersäule zum Teil erheblich unterscheiden. Es wurde eine Proportionalität zwischen Partikelfluss und dem $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis im Sediment festgestellt. Die *scavenging* Eigenschaften sind demnach beeinflusst vom Partikelfluss und von der Partikelzusammensetzung, die mit Lokation und Zeit variieren. In Hochproduktionsgebieten und an den Ozeanrändern mit hohen vertikalen Partikelfläßen, wird die Wassersäule stärker an gelösten Spurenstoffen, wie zum Beispiel ^{231}Pa und ^{230}Th , abgereichert. In solchen Gebieten sind die $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse im Sediment meist größer als das natürliche Produktionsverhältnis. Entsprechend ist ein produktionsunterschreitendes Verhältnis mit einem niedrigen Partikelfluss verbunden. Dieses Phänomen ist auf horizontale Transportprozesse, infolge von Diffusion oder Advektion in die Gebiete mit hohen Partikelfläßen zurückführen [Anderson et al., 1990; Lao et al., 1992a; Lao et al., 1992b; Taguchi et al., 1989].

Die Korrelation des $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisses im Sediment mit dem vertikalen Partikelfluss erklärt sich durch die unterschiedlichen Verweilzeiten dieser Spurenstoffe in der Wassersäule. Dabei wird der Tracer mit der längeren Lebensdauer in der Wassersäule, hier ^{231}Pa , aus dem offenen Ozean bevorzugt zu den Senken herantransportiert und dort im Sediment angereichert. Dieser Effekt wird als *boundary scavenging* bezeichnet. Erstmals wurde von Bacon et al. [1976] für ^{210}Pb gezeigt, dass der laterale Transport durch Advektion und Diffusion zu den Ozeanrändern ein bedeutender Faktor ist. Überhöhte Flusssichten in Sedimenten wurden auch bei ^{10}Be im Vergleich zu ^{230}Th [Mangini et al., 1984] und bei Ba im Vergleich zu ^{10}Be beobachtet [Rutsch et al., 1995]. Für das Ausmaß des *boundary scavenging* Effektes für partikelreaktive Elemente sind drei Bedingungen notwendig: Erstens muss eine ausreichende Abreicherung des Nuklids in Gebieten mit hohem Partikelfluss aus der Wassersäule erfolgen. Das erzeugt einen horizontalen Gradient der gelösten Phase zwischen Rand und offenem Ozean, was zu diffusiven Ausgleichsflüssen führt. Zweitens muss die *scavenging* Verweilzeit des Nuklids länger sein als die Zeit, die das Ozeanbecken für eine laterale Durchmischung braucht, damit gewährleistet wird, dass signifikante Mengen des Nuklids in die Hochproduktionsgebiete gelangen können. Drittens muss die mittlere Verweilzeit des Wassers im Ozeanbecken größer sein als seine laterale Durchmischungszeit und die Verweilzeit des Nuklids

($\tau_{\text{scavenging}} < \tau_{\text{Durchmischung}} < \tau_{\text{Wasser}}$) [Lao et al., 1992a; Walter, 1998; Yu et al., 1996]. Die Abreicherung der Nuklide aus der Wassersäule wird durch ihr chemisches Verhalten bestimmt. Es gibt jedoch offene Fragen hinsichtlich der Adsorbiermaterialien, um Aussagen über eine genaue Quantifizierung ihres Einflusses auf die Nuklide in Quantität und Zusammensetzung treffen zu können. Die intensive Abreicherung von ^{231}Pa aus der Wassersäule an den Ozeanrändern könnte durch den dort generell höheren Partikelfluss oder durch die differierende Partikelzusammensetzung im Vergleich zum offenen Ozean bedingt sein. Generell stellen Aluminiumsilikat, Opal, Mangan- und Eisenhydroxid bedeutende Trägerphasen für beide Isotope dar.

Dagegen ist die Affinität gegenüber Karbonat nur schwach ausgeprägt [Lao et al., 1992b]. Marine Karbonate verdünnen die Nuklidkonzentrationen und tragen nicht signifikant zum *scavenging* bei.

Lange bekannt ist die bevorzugte Anlagerung von ^{231}Pa gegenüber ^{230}Th in Manganknollen [Ku and Broecker, 1969; Sackett, 1966]. Hohe $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse, die das Produktionsverhältnis über das zweifache überschreiten finden sich in hydrothermal beeinflussten Regionen, was auf die hohen Konzentrationen von MnO_2 und FeO_2 zurückgeführt wird [Frank et al., 1994; German et al., 1991; Shimmiel and Price, 1988]. Ebenfalls produktionsüberschreitend sind die Verhältnisse in Opal dominierten Gebieten, wie im südlichen Ozean und im Nordpazifik [DeMaster, 1979; DeMaster, 1981; Kumar et al., 1995; Lao et al., 1992b; Rutgers van der Loeff and Berger, 1993; Taguchi et al., 1989; Walter et al., 1997].

2.2.1 Berechnung der Excess-Aktivitäten

Die gemessenen Aktivitäten der Isotope im Sediment beinhalten Anteile aus drei verschiedenen Quellen. Von Interesse sind ^{231}Pa und ^{230}Th , welche sich an absinkende Partikel anhaften und aus der Wassersäule in das Sediment eingebaut werden. Es wird als *excess* (=Überschuss-Aktivität) bezeichnet. Weitere Aktivitäten werden aus dem Sedimentdetritus und dem Zerfall von authigenem Uran beigesteuert. Damit ist die *excess*-Aktivität durch

$$A_{\text{excess}} = A_{\text{gemessen}} - (A_{\text{detritisch}} + A_{\text{authigen}}) \quad (2.3)$$

gegeben.

2 GRUNDLAGEN

Ein wesentlicher Bestandteil des Sediments sind Partikel kontinentalen Ursprungs, die fluvial und äolisch in den Ozean eingetragen werden. Die terrigene Komponente (Sedimentdetritus), die eine bedeutende Rolle für die Adsorption von ^{231}Pa und ^{230}Th aus der Wassersäule darstellt, enthält ihrerseits Isotope der Uranzerfallsreihen, die über den chemischen Vollaufschluss vollständig zur Messung beitragen. In der Regel enthält nur das terrigene Material Uran. Da die Partikel hinreichend alt sind, befindet es sich mit seinen Tochterisotopen im radioaktiven Gleichgewicht, und die detritische Aktivität ergibt sich direkt aus der gemessenen Uranaktivität. Das gilt jedoch nur, wenn kein zusätzliches Uran aus der Wassersäule (U_{authigen}) in das Sediment eingelagert wurde (siehe auch [Kapitel 5](#)).

Eine weitere Möglichkeit zur Bestimmung des detritischen Anteils im Sediment kann über die Messung von ^{232}Th erfolgen. Das Isotop spiegelt den kontinentalen Eintrag in den Ozean wider, da es in terrigenem Material gebunden ist und nur auf diesem Weg in den Ozean gelangt. Da die Anteile von ^{238}U und ^{232}Th in detritischem Material in einem festen Verhältnis zueinander stehen, lässt sich der detritische Urananteil abschätzen. Das $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ -Aktivitätsverhältnis ist zwar von der Sedimentzusammensetzung abhängig, kann jedoch regional als konstant angesehen werden. Zum Beispiel wird für Tiefseetone ein Verhältnis von 0,6 [Anderson et al., 1983b] und für Sediment aus dem Perubecken ein Verhältnis von 0,7 [Bollhöfer et al., 1996] angegeben.

In den am häufigsten vorkommenden Mineralien und ozeanischen Sedimenten wurde das $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ -Aktivitätsverhältnis zu $0,75 \pm 0,2$ [Wedepohl, 1995] bestimmt. Damit sind die detritischen Anteile von ^{230}Th und ^{231}Pa in dpm/g:

$$^{230}\text{Th}_{\text{detr}} = ^{234}\text{U}_{\text{detr}} = ^{238}\text{U}_{\text{detr}} = 0,75 \cdot ^{232}\text{Th} \quad (2.4)$$

$$^{231}\text{Pa}_{\text{detr}} = ^{235}\text{U}_{\text{detr}} = 0,045 \cdot ^{238}\text{U}_{\text{detr}} = 0,75 \cdot 0,045 \cdot ^{232}\text{Th}, \quad (2.5)$$

mit $^{235}\text{U}/^{238}\text{U} = 0,045$.

Vergleicht man den so berechneten detritischen Betrag mit der gemessenen Uranaktivität lässt, sich das authigene Uran zu

$$U_{\text{authigen}} = U_{\text{gesamt}} - U_{\text{detritisch}} \quad (2.6)$$

bestimmen. Bei bekanntem Probenalter und mit dem radioaktiven Zerfallsgesetz² ergibt sich das Kontingent an $^{231}\text{Pa}_{\text{auth}}$ und $^{230}\text{Th}_{\text{auth}}$, das seit dem Uraneinbau bis heute entstanden ist:

$$N_{\text{auth}}(t) \approx U_{\text{auth}} \cdot (1 - e^{-\lambda N \cdot t}) . \quad (2.7)$$

Damit sind die *excess*-Aktivitäten:

$$^{230}\text{Th}_{\text{excess}} = ^{230}\text{Th}_{\text{gesamt}} - [0,75 \cdot ^{232}\text{Th} - ^{234}\text{U}_{\text{auth}}(1 - e^{-\lambda_{\text{Th}} \cdot t})] \quad (2.8)$$

$$^{231}\text{Pa}_{\text{excess}} = ^{231}\text{Pa}_{\text{gesamt}} - [0,034 \cdot ^{232}\text{Th} - ^{235}\text{U}_{\text{auth}}(1 - e^{-\lambda_{\text{Pa}} \cdot t})] . \quad (2.9)$$

Mit dem Probenalter werden die Excess-Werte auf ihre Anfangsaktivität zurückgerechnet. Die im Text besprochenen sedimentären ^{231}Pa - und ^{230}Th -Aktivitäten beziehen sich auf alterskorrigierte *excess*-Aktivitäten:

$$^{230}\text{Th}_{\text{exkor.}} = ^{230}\text{Th}_{\text{ex}} \cdot e^{\lambda_{\text{Th}} \cdot t} \quad (2.10)$$

$$^{231}\text{Pa}_{\text{exkor.}} = ^{231}\text{Pa}_{\text{ex}} \cdot e^{\lambda_{\text{Pa}} \cdot t} . \quad (2.11)$$

2.2.2 Flussdichte, Depositionsindex und Focussing Faktor

Die Flussdichte gibt an, wie viele Teilchen pro Fläche und Zeiteinheit aus der Wassersäule entfernt werden. Die akkumulierte Flussdichte (F_A) in die Sedimente berechnet sich aus dem Produkt von gemessener Aktivität, Sedimentationsrate und der Trockenraumdichte des Sediments:

$$F_A = C_N \cdot \text{SR} \cdot \text{DBD} \quad (2.12)$$

F_A : akkumulierte Flussdichte [$\text{g}/(\text{cm}^2 \text{ka})$]

C_N : gemessene Aktivität [dpm/g]

SR: Sedimentationsrate [cm^2/ka]

DBD: Trockenraumdichte [g/cm^3]

² $N(t) = N(0) \cdot e^{-\lambda N \cdot t} + \frac{\lambda_N}{\lambda_N - \lambda_U} \cdot U_0 \cdot e^{-\lambda_U \cdot t} \cdot (1 - e^{-(\lambda_N - \lambda_U) \cdot t})$,

N = Aktivität von ^{231}Pa bzw. ^{230}Th , U = Aktivität von ^{235}U bzw. ^{234}U
 λ ist die dazugehörigen Zerfallskonstante.

t = Probenalter
 $t=0$: Zeitpunkt des Uraneinbaus
 $N(0) = 0$

2 GRUNDLAGEN

Die aus der Produktion erwartete Flussdichte (F_P) ergibt sich aus der Produktionsrate (Gleichung 2.1 bzw. 2.2) multipliziert mit der über dem Sediment liegenden Wassertiefe:

$$F_P = P_N \cdot T \quad (2.13)$$

F_P : Produktion in der Wassersäule [dpm/cm² ka]

P_N : Produktionsrate [dpm/(cm³ ka)]

T : Wassertiefe [cm].

Der Vergleich von akkumulierter und produzierter Flussdichte wird als Depositionsindex I_D bezeichnet und gibt an, welcher Anteil der produzierten Rate tatsächlich in das Sediment gelangt:

$$I_D = \frac{F_a}{F_p} \quad (2.14)$$

Auf Grund der kurzen Verweilzeit von ²³⁰Th (≈ 30 a) ist der laterale Transport meist vernachlässigbar, d.h. in weiten Teilen des Ozeans ist der ²³⁰Th-Fluss in die Sedimente mit seiner Produktion in der Wassersäule vergleichbar. Mit der Annahme einer definierten ²³⁰Th-Flussdichte in die Sedimente, lässt sich ²³⁰Th zur Normierung von Flussdichten anderer Tracer auf Sedimentumlagerungen durch Bodenströmungen und Rutschungen verwenden. Der Normierungsfaktor wird als *focussing*-Factor (FF) bezeichnet und ist der Depositionsindex von ²³⁰Th. Die Korrektur auf Sedimentumlagerungen ist dann der Quotient aus der Flussdichte des Isotops und dem *focussing*-Faktor. Ist $FF > 1$ geht man von einem lateralen Sedimentimport (*focussing*), ist $FF < 1$ von einer Sedimentabtragung (*winnowing*) aus und korrigiert somit über- bzw. unterschätzte [Scholten et al., 1994].

2.2.3 Verteilung der partikelreaktiven Isotope in der Wassersäule: Verweilzeit und Fraktionierungsfaktor

Der Transport von ²³¹Pa und ²³⁰Th durch die Wassersäule in das Sediment erfolgt an absinkenden Partikeln. Dieser Prozess ist begleitet von Resorption und Desorption, d.h. partikuläre und gelöste Konzentrationen nehmen mit der

Da $\lambda_U \ll \lambda_N$ lässt sich das Zerfallsgesetz zu (2.7) vereinfachen

$U_0 = U_{\text{auth}}(t=0)$

Wassertiefe zu. Im chemischen Gleichgewicht stellt sich ein konstanter Verteilungskoeffizient k zwischen partikulärer C_p und gelöster Konzentration C_d ein, mit den Reaktionskonstanten k_1 für die Adsorption und k_{-1} für die Desorption:

$$k = k_1/k_{-1} = C_p/C_d . \quad (2.15)$$

Im offenen Ozean liegen die Werte bei $k_1 \approx 0,1-0,4 \text{ a}^{-1}$ und $k_{-1} \approx 0,5-2,5 \text{ a}^{-1}$ [Bacon and Anderson, 1982; Chochan et al., 1987], wobei k_1 proportional zur Partikelkonzentration wächst und k_{-1} unabhängig davon bleibt.

In den oberen Wasserschichten ist das Verhältnis C_p/C_d meist auf Grund der hohen Partikelkonzentrationen erhöht. Auch in den tiefsten Proben werden oftmals hohe Verhältnisse gemessen, was auf Resuspension- und/oder Advektions-Effekte zurückgeführt wird. Die Verteilung der Nuklide in der Wassersäule kann durch das reversible Austauschmodell³ [Bacon and Anderson, 1982] beschrieben werden, das die lineare Zunahme der Metallkonzentration mit der Tiefe darstellt.

$$C_t(z) = \frac{P}{S \cdot K} \cdot z , \quad (2.16)$$

C_t : totale Aktivität $C_t = C_p + C_d$ [dpm/m³]

P : natürliche Produktionsrate [dpm/(m³ a)]

S : effektive Sinkgeschwindigkeit des partikulären Metalls [m/a]

$S \approx 300-1000 \text{ m/a}$ [Bacon and Anderson, 1982]

K : Verteilungskoeffizient $K = C_p/C_t = 1/(1 + C_p/C_d) = 1/(1+k)$.

Eine lineare Zunahme mit der Wassertiefe ist jedoch nur dann gegeben, wenn von einer Advektion von Wassermassen, in der Größenordnung der Verweilzeit des Isotops, abgesehen werden kann. Für ²³¹Pa und in manchen Regionen auch für ²³⁰Th (z.B. Weddell-See) ergeben die gemessenen Tiefenprofile gekrümmte Kurven, die im Modell durch einen advektiven Zusatzterm, mit einer Input-Konzentration C_i und einer Ventilationszeit t_w berücksichtigt werden können [Rutgers van der Loeff and Berger, 1993; Vogler et al., 1998]:

³ Bilanzgleichungen (steady-state)

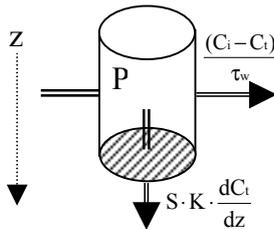
$$\begin{aligned} \frac{dC_d}{dt} = P + k_{-1} \cdot C_p - (k_1 + \lambda) \cdot C_d = 0 &\Rightarrow C_d = \frac{P}{k_1} + \frac{k_{-1}}{k_1} \cdot \frac{P \cdot z}{S} , & \text{mit } \lambda_{\text{Th-230}}; \lambda_{\text{Pa-231}} \ll 1 \\ \frac{dC_p}{dt} = k_1 \cdot C_d - (k_{-1} + \lambda) \cdot C_p - S \cdot \frac{dC_i}{dz} = 0 &\Rightarrow C_p = \frac{P \cdot z}{S} \end{aligned}$$

2 GRUNDLAGEN

$$\frac{dC_t}{dt} = P - S \cdot K \cdot \frac{dC_t}{dz} + (C_i - C_t) \cdot \frac{1}{\tau_w} = 0, \quad (2.17)$$

mit der Lösung ($C_t(z=0) = 0$):

$$C_t(z) = (C_i + P \cdot \tau_w) \cdot (1 - e^{-z/(SK\tau_w)}). \quad (2.18)$$



2.2.3.1 Scavenging-Verweilzeit

Die Verweilzeit bezüglich scavenging ist die mittlere Zeit, die sich ein Nuklid in der Wassersäule aufhält, bevor es in das darunter liegende Sediment gelangt. Konventionell wird die gemessene Gesamtkonzentration C_t auf die Produktionsrate P_N bezogen:

$$\tau = \frac{C_t}{P_N}. \quad (2.19)$$

Die so berechnete Verweilzeit bezieht sich nur direkt auf das scavenging Verhalten, wenn von Advektionsprozessen abgesehen werden kann. Für den Fall eines Exports von Konzentrationen wird die *scavenging*-Verweilzeit unterschätzt, bei einem Import überschätzt. Bezieht man die Verweilzeit jedoch auf das Verhältnis C_p/C_t , sollte sich unabhängig von der Nuklidkonzentration ein konstantes Verhältnis einstellen, das nur von der Partikelkonzentration abhängig ist:

$$\tau_s = \frac{z}{S \cdot K}. \quad (2.20)$$

Tabelle 2.1: Verweilzeiten von ^{231}Pa und ^{230}Th für verschiedene Gebiete

Gebiet	Verweilzeit [a]		Quelle
	^{231}Pa	^{230}Th	
Zentraler Nord Atlantik	34-70	17-28	Anderson et al. 1983a
Sargassosee	49	23	Anderson et al. 1983a
Nord equatorialer Pazifik	130	41	Anderson et al. 1983a
Nansen- u. Amundsen-Becken	112-158	20-25	Scholten et al. 1995
Makarov - Becken	250	55	Scholten et al. 1995
Antarktische Polarfront	120	29	Rutgers van der Loeff und Berger 1993
Pazifik	20-130	41-10	Anderson et al. 1983a,b

2.2.3.2 Fraktionierungsfaktor

Eine Größe, die das unterschiedliche Adsorptionsverhalten der beiden Nuklide im Verhältnis zueinander beschreibt, ist der Fraktionierungsfaktor F . Er ist definiert als das Verhältnis der Reaktionskoeffizienten $k=C_p/C_d$ von ^{231}Pa und ^{230}Th :

$$F = \frac{\tau_{\text{Pa}}}{\tau_{\text{Th}}} = \frac{k_{\text{Th}}}{k_{\text{Pa}}} = \frac{(\text{}^{230}\text{Th}/\text{}^{231}\text{Pa})_{\text{part}}}{(\text{}^{230}\text{Th}/\text{}^{231}\text{Pa})_{\text{diss}}}; \quad \text{mit } k = \frac{C_p}{C_d} . \quad (2.21)$$

Im offenen Ozean beträgt der F -Faktor etwa 10 [Anderson et al., 1983a; Anderson et al., 1983b], somit wird ^{230}Th 10mal effektiver aus der Wassersäule entfernt als ^{231}Pa . Für Mangan, Eisen und Opal ergeben Adsorptionsexperimente [Anderson et al., 1992; Walter, 1998] F -Faktoren von 1-2, was bedeutet, dass diese Trägerphasen ^{231}Pa und ^{230}Th nicht fraktionieren und damit beide Isotope gleichermaßen effektiv aus der Wassersäule entfernt werden.

2.3 Das $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis: Tracer für Paläoproduktivität und Ozeanzirkulation

In weiten Teilen des Ozeans ist eine Korrelation des $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisses mit dem Partikelfluss nachweisbar. Da eine hohe Produktivität mit erheblichen Partikelflüssen verbunden ist, leitet sich hieraus seine Verwendung als Tracer für die Bioproduktivität der letzten 150 ka ab [Francois et al., 1993; Kumar et al., 1995; Lao et al., 1992a; Lao et al., 1992b; Yang et al., 1995; Yu, 1994]. Weiterhin zeigt sich, dass auch die Partikelzusammensetzung einen bedeutenden Effekt auf das *scavenging* Verhalten hat. Hohe Konzentrationen von Opal, Mangan- und Eisenoxide zeigen eine starke Affinität zu ^{231}Pa [Anderson et al., 1992; Anderson et al., 1990; Kumar et al., 1993; Walter, 1998; Yang et al., 1986.]. Die diagenetische Anreicherung von Mangan findet üblicherweise dann statt, wenn der organische Eintrag in die Sedimente hoch ist. Die bevorzugte Anlagerung von ^{231}Pa gegenüber ^{230}Th an manganbeschichtete (coating) Partikel stellt somit ebenfalls eine Verknüpfung zur Bioproduktivität her .

Im Gegensatz zu anderen Produktivitätsindikatoren, wie zum Beispiel organischer Kohlenstoff, Barium, $\delta^{13}\text{C}$ oder Cd/Ca, hat das $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis den Vorteil, nach der Adsorption nicht diagenetischen Prozessen unterworfen zu sein.

2.3.1 Das $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis im Holozän

Eine Studie von Walter et al. [1998] befaßt sich mit der Verlässlichkeit des $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisses als Produktivitätstracer. Im Pazifik wird die Produktivität sehr gut durch das $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis im Sediment widerspiegelt. Die Autoren vergleichen $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Daten holozäner Sedimentproben im Pazifischen Ozean mit der Verteilung der Primärproduktion [Berger et al., 1987]. Dort, wo die Primärproduktion 100 gC/(m²a) übersteigt, sind die $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse im Sediment größer als das natürliche Produktionsverhältnis von 0,093. Dagegen ist in den ozeanischen "Wüsten", mit einer Primärproduktion unterhalb von 50 gC/(m²a), das Aktivitätsverhältnis von $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ deutlich kleiner. Eine Ausnahme bilden die Lokationen des East Pacific Rise; ein Gebiet, das auf Grund von hydrothermalen Quellen stark an Fe- und Mn-Oxiden angereichert ist. Hier sind die Verhältnisse trotz niedriger Primärproduktion produktionsüberschreitend. Auch im Südost-Pazifik südlich von

55°S ist das $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis hoch, obwohl hier die Primärproduktion kleiner als $100 \text{ gC}/(\text{m}^2\text{a})$ ist, was dem hohen Anteil von Opal an der Primärproduktion zugeschrieben wird.

Im Gegensatz zum Pazifik scheint sich das Produktivitäts-Signal im Atlantik in den $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnissen schwächer auszuwirken. Nach Yu et al. [1996] weisen die $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse der holozänen Sedimente über den gesamten Atlantischen Ozean stets ein Defizit an ^{231}Pa auf. Selbst in den *upwelling*⁴-Gebieten vor Westafrika, mit einer Primärproduktion von über $200 \text{ gC}/(\text{m}^2\text{a})$, wie auch an den übrigen Rändern des Atlantiks werde nur knapp das Produktionsverhältnis erreicht. Im Südozean (südlich von 45°S) werden dagegen durchweg erhöhte $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse gefunden, die eine Anreicherung von ^{231}Pa südlich der Polarfront belegen. Die Autoren zeigen eine Verteilung von holozänen $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnissen im Atlantik. Das arithmetische Mittel der vorgestellten Proben wird für den Atlantik (nördlich 48°S) mit $0,06 \pm 0,004$ (n = 68) angegeben. Im atlantischen und westindischen Sektor der Polarfrontzone (zwischen 48°S und 55°S) ergibt sich ein Mittelwert von $0,23 \pm 0,03$ (n = 4) und für die subantarktische Regionen des atlantischen und indischen Sektors beträgt der Mittelwert $0,13 \pm 0,01$ (n = 14).

Yu et al. [1996] führen die niedrigen $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse im Atlantik auf die kurze Verweilzeit ($\approx 100 \text{ a}$: [Broecker, 1979]; $\approx 275 \text{ a}$: [Stuiver et al., 1983]) des dortigen Tiefenwassers zurück. Diese Zeit ist vergleichbar zur Verweilzeit von ^{231}Pa ($\tau \approx 100 \text{ Jahre}$ ⁵) und ist ebenfalls von der gleichen Größenordnung wie die Zeit, die für die laterale Durchmischung dieses Beckens ($\approx 100 \text{ a}$ für ein Becken von 6000 km Breite, bei einem Diffusionskoeffizienten von $3 \times 10^7 \text{ cm}^2/\text{s}$) benötigt wird. Daher sollte das ^{231}Pa nicht effektiv an die Ozeanränder gelangen. Aus dem Mittelwert von 0,06 der holozänen $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Werte des Atlantiks berechnen Yu et al. [1996], dass 45% des im Atlantik produzierten ^{231}Pa in den Südatlantik exportiert wird⁶. Dabei wird angenommen, dass auch ^{230}Th einer geringen Advektion unterliegt, die 15% seiner Produktion ausmacht. Dieser Wert ist konsistent mit der Angabe von Vogler et al. [1998], die für den Nordatlantik ein ^{230}Th -Export von 12% feststellen. Aus der Exportrate von ^{231}Pa schätzen die

⁴ engl. für Auftrieb; wird in der vorliegenden Arbeit synonym dafür benutzt.

⁵ Die Verweilzeiten für ^{231}Pa und ^{230}Th werden mit jeweils 111 a und 26 a angegeben. Hierbei wurden die mittleren Wasserkonzentrationen unterhalb der Wassertiefe von 1050 m nördlich von 25°N ($C_t(^{231}\text{Pa}) = 0,26 \text{ dpm}/\text{m}^3$; $C_t(^{230}\text{Th}) = 0,65 \text{ dpm}/\text{m}^3$) verwendet.

⁶

$$\left(\frac{\text{Pa}}{\text{Th}}\right)_{\text{sed}} = \frac{P^{\text{Pa}}(1 - \text{ADV}^{\text{Pa}})}{P^{\text{Th}}(1 - \text{ADV}^{\text{Th}})} \Leftrightarrow \text{ADV}^{\text{Pa}} = 1 - \frac{(P^{\text{Pa}}/\text{Th})_{\text{sed}} \cdot (1 - \text{ADV}^{\text{Th}})}{0,003} = 1 - \frac{0,06 \cdot 0,85}{0,003} = 0,45$$

2 GRUNDLAGEN

Autoren die mittlere Verweilzeit von NADW (North Atlantic Deep Water) ab⁷. Werden 50% des ²³¹Pa exportiert ist die *scavenging*-Verweilzeit τ_s gleich der Wasserverweilzeit τ_w . Die Verweilzeit von ²³¹Pa in der Wassersäule beträgt etwa 110 a ($\tau = C/P$). Mit $1/\tau = 1/\tau_s + 1/\tau_w$ ergibt sich sowohl für τ_s als auch für τ_w eine Verweilzeit von 220 a. Die so ermittelte Verweilzeit τ_w liegt im Bereich des ¹⁴C-Alters für das Atlantische Tiefenwasser (≈ 275 a [Stuiver et al., 1983]).

Messungen an Wasserproben bestätigen die Anreicherung von ²³¹Pa gegenüber ²³⁰Th im Nordatlantik [Vogler, 1997]. An drei Tiefenwasser Stationen im östlichen Nordatlantik (Westeuropäisches und Kanarisches Becken) wurde im Mittel ein ²³¹Pa/²³⁰Th-Verhältnis von 0,6 bestimmt, welches das Produktionsverhältnis von 0,093 etwa um den Faktor 6 überschreitet. Mit Hilfe eines *Scavenging-Mixing*-Modells, das Einflüsse verschiedener Wassermassen auf die Konzentration von ²³⁰Th und ²³¹Pa in der Wassersäule berücksichtigt, bestimmen Vogler et al. [1998] die Exportrate aus dem Nordatlantik von ²³¹Pa auf 50-70% und von ²³⁰Th auf 12%.

Somit sollte der südliche Ozean für ²³¹Pa und im geringeren Maße für ²³⁰Th eine Senke darstellen. Im sogenannten produktiven Gürtel (48°S - 55°S) werden von DeMaster [1979] produktionsüberschreitende ²³¹Pa/²³⁰Th-Verhältnisse um das 2 bis 3-fache, mit ²³⁰Th- und ²³¹Pa -Konzentrationen, welche die Produktion um das 6-fache bzw. um das 14-fache überschreiten gefunden, was auf ein effektives *scavenging* durch hohen silikatreichen Partikelfluss zurückgeführt wird. Gleichfalls werden hohe Bleikonzentrationen im Sediment [Rutgers van der Loeff and Berger, 1991] festgestellt.

Im Widerspruch zum sedimentären Verhältnis stehen ²³¹Pa und ²³⁰Th Messungen der Wassersäule [Rutgers van der Loeff and Berger, 1993]. Nach dem *Scavenging*-Modell [Bacon and Anderson, 1982] passen sich die partikelreaktiven Radionuklide der Partikel *rain rate* an und ein intensives *scavenging* müsste zu einer deutlichen Entleerung der Wassersäule im Vergleich zu den weniger produktiven Gebieten führen. Ein Schnitt von Tiefenprofilen durch das Gebiet des Antarktischen Zirkumpolarstroms (ACC, Antarctic Circumpolar Current) in den südlichen Atlantik zeigt jedoch eine N-S Zunahme der ²³⁰Th-Konzentrationen, wobei die ²³¹Pa-Konzentrationen relativ konstant bleiben, mit einer leichten Erhöhung in der Weddell-See. Da die Zunahme von

⁷
$$\left. \begin{aligned} P_{Pa} &= [Pa]_{diss} \cdot (1/\tau_s - 1/\tau_w) \\ [Pa]_{diss} / \tau_w &= P_{Pa} \cdot ADV_{Pa} \end{aligned} \right\} \Rightarrow \tau_w = \frac{1 - ADV_{Pa}}{ADV_{Pa}} \cdot \tau_s$$

^{230}Th bedeutender ist, werden $^{231}\text{Pa} / ^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse in Richtung Süden kleiner, bleiben aber oberhalb des Produktionsverhältnisses.

Die holozänen Sedimentationsraten in den Sedimenten unterhalb des ACC liegen bei 10 -50 cm/ka und fallen auf weniger als 2 cm/ka nach Süden und Norden hin ab. Im ACC positionierte Sedimentfallen (50°S und 55°S) ergeben Massenflüsse von 38,3 g/(m²a) und 53 g/(m²a) [Walter, 1998; Wefer and Fischer, 1991], die geringer sind als die Massenflüsse in den *Upwelling* Zonen mit über 100 g/(m²a). Sie entsprechen den Flüssen im offenen Ozean, die im Bereich von 7-45 g/(m²a) [Wefer, 1989] liegen. Eventuell ist die rezente Produktivität geringer, als der Mittelwert über das Holozän, was die fehlende Abreicherung der Nuklide in der Wassersäule und die Diskrepanz zwischen dem niedrigen Partikelfluss und den hohen Sedimentationsraten erklären könnte.

In der Weddell-See werden die Partikelflüsse weit niedriger eingeschätzt (<50 g/(m²a); [Wefer and Fischer, 1991]. Die Konzentrationen der Radionuklide im Sediment betragen hier lediglich für ^{231}Pa und ^{230}Th 52% bzw. 37% [Walter, 1998] und für ^{210}Pb 15 % [Rutgers van der Loeff and Berger, 1991], ihrer Produktionsrate. Hier können somit produktionsüberschreitende $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse nicht aus hohen Partikelflüssen resultieren. Rutgers van der Loeff and Berger [1991] führen die N-S-Zunahme der ^{230}Th -Konzentrationen in der Wassersäule auf Advektionsprozesse in Verbindung mit dem niedrigen Partikelfluss zurück. Das Tiefenwasser der Weddell-See besteht zu 2/3 aus WDW (warm deep water), das von LCDW (lower circumpolar deep water) durch *Upwelling* gespeist wird. Das LCDW ist eine Mischung aus Tiefenwässern des Atlantiks, Pazifiks und des Indischen Ozeans. Dieser Wasserkörper ist angereichert an Nukliden wie ^{230}Th und ^{231}Pa . Während der Bildung von WDW durch den Aufstieg von LCDW akkumuliert ^{230}Th , da die mittlere Verweilzeit dieses Tiefenwassers vergleichbar ist mit der *scavenging* Verweilzeit von ^{230}Th (29 a) und der Partikelfluss zu gering ist, um erhebliche Mengen an ^{230}Th aus der Wassersäule zu entfernen. Im Gegensatz zu ^{230}Th ist das Anwachsen von ^{231}Pa in Richtung Süden gering und beläuft sich auf lediglich 15 %. Auf Grund seiner vergleichsweise langen *scavenging* Verweilzeit von etwa 120 a reagiert es weniger sensitiv auf diesen Effekt.

Umfangreiche $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Messungen an holozänen Sedimenten aus dem atlantischen Sektor südlich von 45°S [Walter, 1998] bestätigen durchweg hohe Werte oberhalb des Produktionsverhältnisses im Bereich des ACC (Mittelwert = 0,14; n = 34) und in der Weddell-See (Mittelwert = 0,15; n = 44). Entgegen der

2 GRUNDLAGEN

Vermutung, dass die hohen $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse im Bereich des ACC durch hohe Partikelflüsse hervorgerufen werden, also auf den boundary scavenging Effekt beruhen [DeMaster, 1979; Yu et al., 1996] weisen Walter et al. [1997] darauf hin, dass im gesamten südlichen Ozean die Korrelation mit dem Partikelfluss nicht mehr gegeben ist. Die Unstimmigkeiten liegen in den niedrigen Partikelflüssen, die im ACC aus den Sedimentfallen ermittelt wurden, in der fehlenden Abreicherung der Nuklide in der Wassersäule des ACC und in der Ausdehnung der hohen $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnissen bis in die Weddell-See, eine Region mit extrem niedrigem Partikelfluss. Daher schließen die Autoren, dass in dieser Region nicht ein hoher Partikelfluss zu hohen $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnissen führt, sondern das dortige Opalvorkommen die *scavenging* Eigenschaften von ^{231}Pa gegenüber ^{230}Th ändert. Es zeigt sich eine Nord-Süd Abnahme des Fraktionierungs-Faktors [Rutgers van der Loeff and Berger, 1993; Walter et al., 1997], der gut korreliert ist mit der Zunahme an biogenem Opal. Wohingegen der F-Faktor nördlich von 48°S mit einem Wert von 10 eine deutliche Bevorzugung für das *scavenging* von ^{230}Th gegenüber ^{231}Pa zum Ausdruck bringt, nimmt er in der Weddell-See bis auf eins ab. Das bedeutet, dass sich entweder ^{230}Th weniger effizient an Partikel anlagert oder ^{231}Pa bevorzugt aus der Wassersäule entfernt wird oder beides. Walter et al. [1997] schließen daraus, dass im südlichen Ozean das $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis nicht als Paläoproduktivitätstracer verwendet werden kann, da nicht nur ein erhöhter Partikelfluss, sondern auch ein verstärkter Opalfluss zu hohen Verhältnissen führen kann.

Die produktionsüberschreitenden Flüsse von ^{231}Pa und ^{230}Th im Bereich des ACC ($48^\circ\text{S} - 55^\circ\text{S}$) in das Sediment zeigen, dass dieses Gebiet eine Senke für die beiden Nuklide darstellt. Die sedimentären $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse südlich der des ACC weisen jedoch ein Defizit an ^{231}Pa und ^{230}Th auf, womit die Weddell-See eine Quelle für die beiden Nuklide darstellt.

2.3.2 Das $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis im Glazial

Im Pazifik ergibt sich für das letzte Glaziale Maximum (LGM, last glacial maximum) ein vom Holozän abweichendes Verteilungsmuster der ^{231}Pa - und ^{230}Th -Konzentrationen im Sediment. Lao et al. [1992b] präsentieren 17 über den Pazifik verteilte Profile von Tiefseekernen bis 25 ka. Die ^{230}Th - und ^{231}Pa -Konzentrationen im Sediment sind im Glazial generell niedriger als in den

holozänen Sedimenten, was auf einen Verdünnungseffekt durch erhöhte CaCO_3 -Akkumulationsraten (im Äquatorialen Pazifik etwa 2-mal so hoch wie im Holozän) und einen größeren terrigenen Eintrag (etwa 50%ige Erhöhung gegenüber dem Holozän) zurückgeführt wird. Weiterhin wird eine Änderung in den *scavenging*-Intensitäten festgestellt. Während des Glazials sind die $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse an den Rändern signifikant niedriger und es besteht eine leichte Tendenz zu höheren $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnissen im offenen Ozean. Die Autoren begründen diesen Sachverhalt mit dem erhöhten Partikelfluss über den gesamten offenen Ozean, wodurch ein größerer Anteil an Protactinium im offenen Ozean deponiert wird und somit weniger ^{231}Pa an die Ränder gelangen kann.

Im Atlantik ermitteln Yu et al. [1996] nördlich von 45°S einen Mittelwert über die sedimentären $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse des LGM von 0,059 ($n = 26$) für den offenen Ozean und am Ozeanrand vor Nordafrika 0,13 ($n = 3$). Mit der Abschätzung, dass diese *upwelling*-Region 3% der atlantischen Oberfläche beträgt, erhalten sie ein mittleres $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis von $0,059 \pm 0,007$ ($(0,97 \cdot 0,057) + (0,03 \cdot 0,13) = 0,059$). Dieser Wert ist im Rahmen des statistischen Fehlers identisch mit dem holozänen Mittel ($0,06 \pm 0,004$), woraus Yu et al. [1996] folgern, dass sich die Ventilationsrate des NADW nicht wesentlich geändert haben kann. Das Defizit an ^{231}Pa im LGM weist auf einen fortbestehenden Export von Nordatlantischem Tiefenwasser hin. Eine Reduzierung der NADW-Produktion und damit eine längere Verweilzeit (geringere Advektion von NADW) müsste zu einem verstärkten *boundary scavenging* Effekt führen.

Es steht jedoch zur Diskussion, ob sich aus den $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Mittelwerten über den Atlantik tatsächlich schließen lässt, dass sich die Tiefenwasserzirkulation im LGM nicht geändert hat.

Die Bestimmung der Ventilationszeit des NADWs aus den $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnissen erfordert eine genaue Kenntnis über die Größe des Exports von ^{231}Pa und ^{230}Th in den Südozean. Dazu sind $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Tiefenprofilen notwendig, da vereinzelte Sedimentproben jeweils aus dem Holozän und dem LGM nicht als repräsentativ für diese Zeitbereiche angenommen werden können. Weiterhin fehlen eingehende Untersuchungen der Kontinentalränder. Dabei könnten die *upwelling*-Gebiete vor Nord- und Südwestafrika eine bedeutende Senke für ^{231}Pa darstellen. Einen Hinweis darauf geben Untersuchungen an zwei Lokationen vor Nordwestafrika, wo erhöhte ^{231}Pa -Konzentrationen gefunden wurden (Meteor 12310: [Mangini and Diester Haass, 1983]; Kern KTB09: [Legeleux, 1994]).

2 GRUNDLAGEN

Ein weiterer Aspekt ist, ob das $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis überhaupt als Tracer für Veränderungen der Ozeanzirkulation verwendet werden kann. Eine Modellrechnung [Asmus et al., 1999] testet die Sensitivität der sedimentären $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse im südlichen Ozean auf verschiedene Wasserverweilzeiten. Ihre Ergebnisse zeigen, dass sich bei einer Verdopplung der Verweilzeit die $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse im südlichen Ozean um 0,01 vermindern, womit das $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis nicht empfindlich für die Exportrate des NADWs ist.

3 Untersuchungsgebiet

3.1 Das Benguela – Stromsystem

Dem Südatlantik gilt ein besonderes Interesse. Er ist der einzige Ozean, der einen Wärmetransport vom Pol hin zum Äquator zeigt und stellt damit den entscheidenden Faktor für das heutige Klima, speziell in Nordeuropa dar. Weiterhin sind die warmen Wassermassen, die über den Äquator bis in den nördlichen Nordatlantik transportiert werden verantwortlich für die NADW-Produktion (siehe [Kapitel 3.3](#)), womit der Südatlantik eine Schlüsselregion für die Verteilung von Tiefenwasser ist und somit verantwortlich für das globale thermohaline Zirkulationssystem.

Die Oberflächenzirkulation vor Südafrika, Namibia und dem südlichen Angola ist bestimmt durch das Benguela Stromsystem (**BCS**, Benguela Current System) und ist von vielen Autoren detailliert beschrieben worden [Berger and Wefer, 2002; Lutjeharms and Meeuwis, 1987; Peterson and Stramma, 1991; Shannon, 1985; Shannon and Nelson, 1997; Summerhayes et al., 1995].

Das BCS beginnt in etwa auf der Höhe Kapstadts (34° S) und wird hauptsächlich gespeist von dem subtropischen und gemäßigtem Oberflächenwasser aus dem Südatlantischen Strom (**SAC**, South Atlantic Current), und dem Agulhas Strom (**AGC**, Agulhas Current), der warmes und salziges Oberflächenwasser aus dem Indischen Ozean beisteuert. Der Benguela Strom (**BC**, Benguela Current) teilt sich entlang einer Divergenz zwischen 30°S und 20°S in einen westwärtsgerichteten Hauptstrom, den Ozeanischen Benguela Strom (**BOC**, Benguela Oceanic Current) und in eine nordwärts fließenden Küstenströmung (**BCC**, Benguela Coastal Current). Bei etwa 24°S (Walvis Bay) fließen etwa 1/6 des BC als breite Küstenströmung entlang des kontinentalen Rands, der Hauptanteil fließt westwärts und erst zwischen 0° und 5° West wieder in Richtung Norden.

3 UNTERSUCHUNGSGEBIET

Im heutigen Ozean stellt der BOC ein wichtiges Element für den Wärmetransport aus der südlichen in die nördlichen Hemisphäre dar. Mit seinem Anteil aus dem warmen Oberflächenwasser des AGC und dem warmen Äquatorialen Stromsystem trägt er zum nachfolgenden Golfstrom bei. Eine Zirkulationsänderungen des BOC kann somit einen erheblichen Einfluss auf das globale thermohaline Zirkulationssystem haben. Der Warmwasserzufluss aus dem Indischen Ozean könnte dabei eine wichtige Rolle spielen. Satellitenaufnahmen zeigen, dass der heutige Einfluss des AGC eine thermale Barriere (Agulhas Retroflection) bildet [Duncombe-Rae, 1991], wodurch der Fluss von kaltem Subantarktischen Oberflächenwasser limitiert wird [Shannon et al., 1989]. Diese Barriere wird kontrolliert durch die Position und Intensität der STC (Subtropical Convergence). Eine Verschiebung der STC nach Norden könnte den Zufluss aus dem Indischen Ozean unterbinden, wodurch die Advektion von kaltem Südwasser zunehmen würde [Little et al., 1997a].

Ebenfalls diskutiert wird, dass eine Reduzierung der NADW-Produktion den Warmwasserexport nach Norden vermindert [Vidal et al., 1999]. Da der Export von NADW durch einen Rückfluss von warmem Oberflächenwasser aus dem Indischen Ozean kompensiert werden sollte [Gordon, 1986; Ritoul, 1991], könnte diese Warmwasserquelle mit den glazial-interglazial-Fluktuationen an- und abgeschaltet werden.

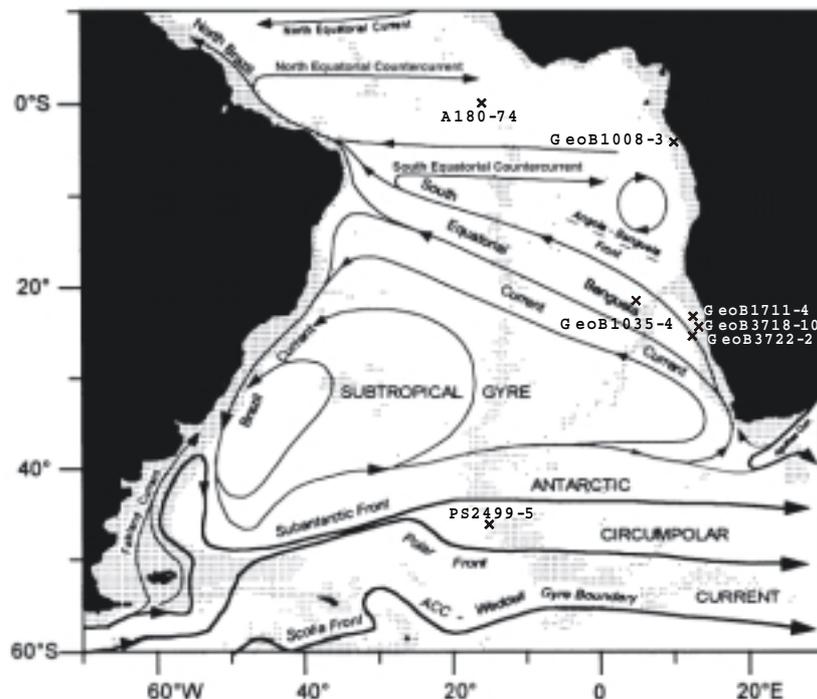


Abb. 3.1: Oberflächenzirkulation im Südatlantik mit Kernlokationen [Berger and Wefer, 1996].

3.2 Das Auftriebsgebiet vor Namibia

Der BCC, der sich aus dem nördlichen Teilstrom des BC und dem küstennahen Strom des Auftriebswassers zusammensetzt, transportiert kaltes Oberflächenwasser nach Norden. Bewirkt durch die Süd- und Südost-Passatwinde ist das Gebiet entlang der Küste von 34°S bis 14°S geprägt von starkem windinduziertem Auftrieb. Das Auftriebswasser ist das Südatlantische Zentralwasser (**SACW**, South Atlantic Central Water), das aus einer Tiefe von etwa 200–400 m zum Oberflächenwasser beiträgt. Es entsteht in der Subtropischen-Subantarktischen Front durch Mischung und Absinken von Oberflächenwässern. Es ist 10° - 14° C kalt und an Nährstoffen angereichert, wodurch sich diese Auftriebszellen mit einer ganzjährigen hohen Primärproduktion auszeichnen.

Viele Studien deuten darauf hin, dass die Paläoproduktivität während des Glazials im Auftriebsfilament vor Namibia und Angola gegenüber dem Holozän erhöht ist und es wird eine generelle Zunahme der *upwelling*-Intensität während der Kaltzeit angenommen [Berger and Wefer, 1996; Schneider et al., 1995; Summerhayes et al., 1995]. Ein verstärktes *upwelling* bringt kalte nährstoffreiche Wassermassen an die Oberfläche, was zu einer erhöhten Bioproduktivität führt.

Somit kann eine Erniedrigung der SST auf einen verstärkten Beitrag von Antarktischem Oberflächenwasser oder auf ein intensiveres Aufsteigen von kaltem Auftriebswasser hindeuten. Untersuchungen an Kern GeoB 1711-4 und dem näher zur Küste gelegenen Kern PG/PC 12 zeigen ein erhöhtes Vorkommen der Kaltwasserspezies *N. pachyderma(s)*, hauptsächlich während der Isotopenstadien 4–2. Dies wird auf ein ausgeprägtes *upwelling* durch eine verstärkte Intensität der Passatwinde zu dieser Zeit zurückgeführt [Little et al., 1997a; Little et al., 1997b].

3 UNTERSUCHUNGSGEBIET

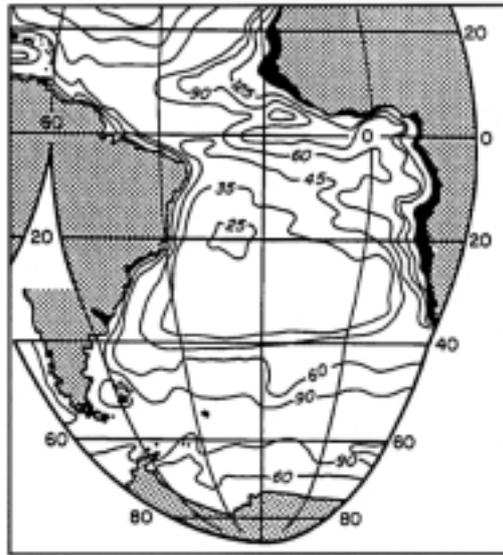


Abb 3.2: Primärproduktivität im Südatlantik in $gC/m^2/a$ [Berger and Wefer, 1996].

Weiterhin zeigt die Bestimmung der SST (Sea Surface Temperature) an einem Transekt zur Küste von Walvis Bay (GeoB 1710-3, GeoB 1711-4, GeoB 1712-4), ermittelt aus Alkenonen während der Isotopenstadien 4-2 eine Erniedrigung der SST um etwa $4^{\circ}C$ [Kirst et al., 1999]. Auf Grund der guten Antikorrelation der TOC-Gehalte mit der SST, werden die niedrigen Oberflächentemperaturen ebenfalls auf einen verstärkten windinduzierten Auftrieb zurückgeführt. Die Autoren postulieren ein generell erhöhtes *upwelling* während der Isotopenstadien 4-2 und einer damit verbundenen Erhöhung der Paläoproduktivität, die zwischen 50 und 35 ka ihr Maximum hatte.

3.3 Tiefenwasserausbreitung im Südostatlantik

Die thermohaline Zirkulation des Ozeans wird durch die Neubildung von Tiefenwasser im hohen Nordatlantik und im Südpolarmeer nahe der Antarktis angetrieben [Broecker and Denton, 1989]. Die Tiefenwasserbildung erfolgt in diesen Gebieten durch die Abkühlung und die Salzanreicherung des Oberflächenwassers, das auf Grund der Dichterrhöhung zu dessen Absinken führt [Gordon, 1986].

Wobei im Süden die Dichterrhöhung durch Ausfrierung von Meereis bewirkt wird, sind es im Norden die hohen Temperaturen des Oberflächenwassers (etwa 10°), die durch eine starke Verdunstung zu einer Dichteerhöhung führen.

Die Ausbreitung des Tiefenwassers ist durch die untermeerischen Rückensysteme gegeben, deren Schwellenhöhe und Durchlaßkanäle die Ventilation in den einzelnen Ozeanbecken bestimmt.

Der Nord-Süd verlaufende Mittelatlantischen Rücken (Schwellenhöhe \approx 3450 - 3300 m) trennt den Westatlantik vom Ostatlantik. Der Südostatlantik wird durch den Walfischrücken (Schwellenhöhe \approx 3100 m) in das Angolabecken, an das sich nördlich das Guineabecken (Schwellenhöhe \approx 4300 m) anschließt und in das Kapbecken, das durch den Agulhasrücken begrenzt wird unterteilt.

Für das Kap- und Angolabecken sind das Nordatlantische Tiefenwasser (NADW) und das Zirkumpolare Tiefenwasser (CDW) von Bedeutung.

Das **CDW** fließt zwischen 50° und 60° S in einer Wassertiefe von 500 bis 2500 m als Ringstrom um den antarktischen Kontinent und ist durch Zu- und Abflüsse mit den drei Weltmeeren verbunden. Über den Atlantisch-Indischen Rücken gelangt es über das Agulhasbecken in das Kapbecken., wo es als schwerste Wassermasse vom Boden bis zu einer Wassertiefe von 4000 m reicht [Reid, 1989]. Nur sehr geringe Mengen können über die Walfischpassage in das Angolabecken gelangen.

Das **NADW** wird in der Norwegisch-Grönländischen See gebildet. Es fließt oberhalb des Antarktischen Bodenwassers (AABW) in einer Wassertiefe zwischen 1200 m und 4000 m. Von seiner Entstehung bis zum Eintritt in den Südatlantik benötigt es etwa 60 Jahre [Broecker, 1979; Stuiver et al., 1983]. Auf

3 UNTERSUCHUNGSGBIET

Äquatorhöhe fließt der Großteil des NADW in den Ostatlantik, der restliche Anteil bewegt sich entlang des Südamerikanischen Kontinents. Das NADW ist gekennzeichnet durch hohe O₂-Konzentrationen (> 5,4 ml/l) und niedrige PO₄-Werte (< 1,8 µmol/m³).

Das NADW ist im Angolabecken die wichtigste Tiefenwasser Komponente, mit einem geringen Anteil an AABW, das über die Romanche Bruchzone in das Guinea- und Angolabecken gelangt.

Im Kapbecken nimmt das CDW den Tiefenbereich unterhalb von 4000 m ein, darüber fließt das NADW nach Süden.

3.4 Kernlokationen

Das Probenmaterial für die vorliegende Arbeit stammt aus Schwerelotkernen, die auf den Meteor-Reisen M6/6, M20/2 und M34/2 entnommen wurden.

Für die Messungen von ²³¹Pa- und ²³⁰Th-Profilen wurden 4 Kerne ausgewählt, die über eine sehr gute Dokumentation mit ¹⁴C-Altern (GeoB 1711-4, GeoB 3722-2), Foraminiferendaten und stabilen Isotopen verfügen, die an der Universität Bremen erstellt worden sind.

Die Kerne liegen in verschiedenen Tiefenbereichen und stehen jeweils repräsentativ für Bedingungen des Ozeanrands, mit hoher biologischer Produktivität und des offenen Ozeans.

Die Lokationen von Kern GeoB 3718-10 (Wassertiefe 1350 m) und Kern GeoB 1711-4 (Wassertiefe 1967 m) stehen unter dem direkten Einfluss des Auftriebsgebietes vor Namibia, während die Lokation von Kern GeoB 3722-2 (Wassertiefe 3506 m) am Rand dieser Hochproduktionszone liegt. Kern GeoB 1035-4 (Wassertiefe 4453 m) stammt aus dem Angolabecken. Bedingt durch den Transport von frischem Oberflächenwasser des BOC ist dieses Gebiet durch eine niedrige Primärproduktion im Oberflächenwasser (< 50gC/(m²a) gekennzeichnet.

3 UNTERSUCHUNGSGEBIET

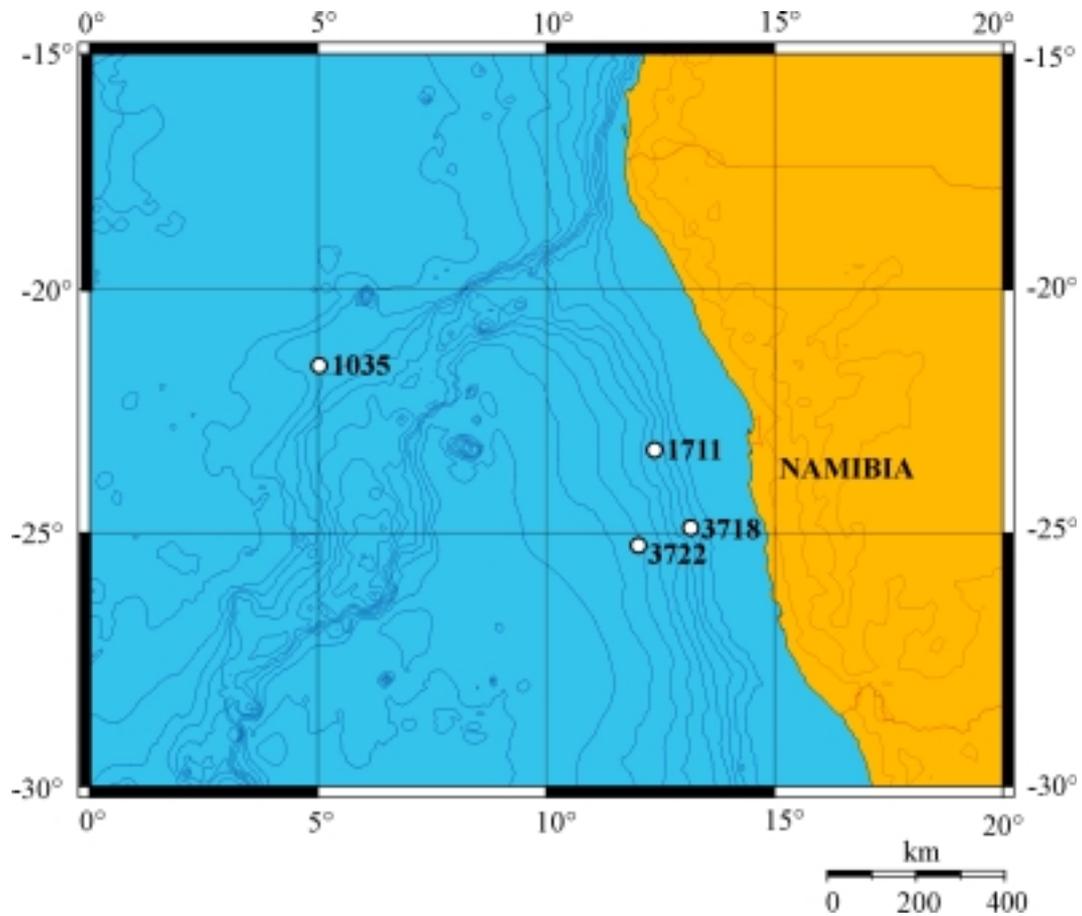


Abb. 3.3: Kernlokationen im Kapbecken und Angolabecken.

Tabelle 3.1: Positionen der bearbeiteten Schwerelotkerne

Kern	Länge	Breite	Wassertiefe	Gebiet
GeoB 3718-10	13°09,7' E	24°53,7' S	1350 m	Kapbecken
GeoB 1711-4	12°22,6' E	23°18,9' S	1967 m	Kapbecken
GeoB 3722-2	12°01,3' E	25°15,0' S	3506 m	Kapbecken
GeoB 1035-4	05°01,7' E	21°35,2' S	4453 m	Angolabecken

4 Stratigraphie

Die Altersmodelle der Sedimentkerne wurden an der Universität Bremen erstellt und basieren auf Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopen benthischer Foraminiferen. In den Abbildungen sind zur besseren Orientierung die Zeitabschnitte des Marinen Isotopenstadiums 3 (MIS 3: Zeitbereich von 59 bis 24 ka) und der des Holozäns (Zeitbereich von 12 ka bis heute) grau unterlegt.

4.1 Kern GeoB 1711-4

Das Altersmodell von Kern GeoB 1711-4 [Little et al., 1997b] [Kirst et al., 1999] [Vidal et al., 1999] beruht auf der linearen Interpolation von reservoirkorrigierten (- 400 a, [Bard, 1988]) ^{14}C – Daten ab 35 ka und davor auf der SPECMAP Chronologie [Imbrie et al., 1984] (**Abb.4.1**).

Die sich zwischen den stratigraphischen Kontrollpunkten ergebenden Sedimentationsraten sind in **Abb. 4.3** gezeigt.

Mit 4 – 37 cm/ka hat Kern GeoB 1711-4 die höchsten Sedimentationsraten der untersuchten Kerne, mit besonders hohen Werten ab der Mitte des LGM mit Peaks von 37,5 und 21 cm/ka. Zu Beginn des Holozäns fällt die Rate auf 12 cm/ka und halbiert sich ab der Mitte des Holozäns bis heute. Die Sedimentationsrate im MIS 3 entspricht dem rezenten Wert. Am Ende von MIS 3 und bis zur Mitte des LGM hat der Kern seine niedrigste Sedimentationsrate, mit 4 cm/ka (**Abb. 4.2**). Diese hohen Sedimentationsraten können auf einen lateralen Sedimentimport zurückgeführt werden (siehe [Kapitel 2.2.2](#) und [Kapitel 6.2.1](#)).

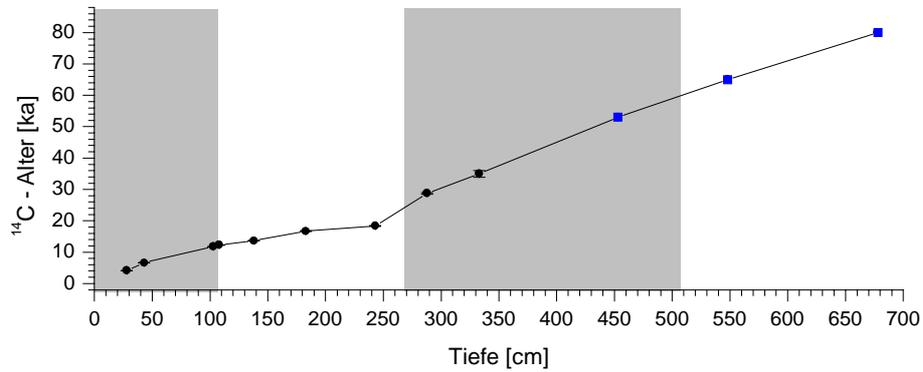


Abb. 4.1: Altersmodell aus reservoirkorrigierten ¹⁴C-Daten (Kreise) und der SPECMAC Chronologie (Vierecke) [Kirst et al., 1999; Little et al., 1997b; Vidal et al., 1999] von Kern **GeoB 1711-4**.

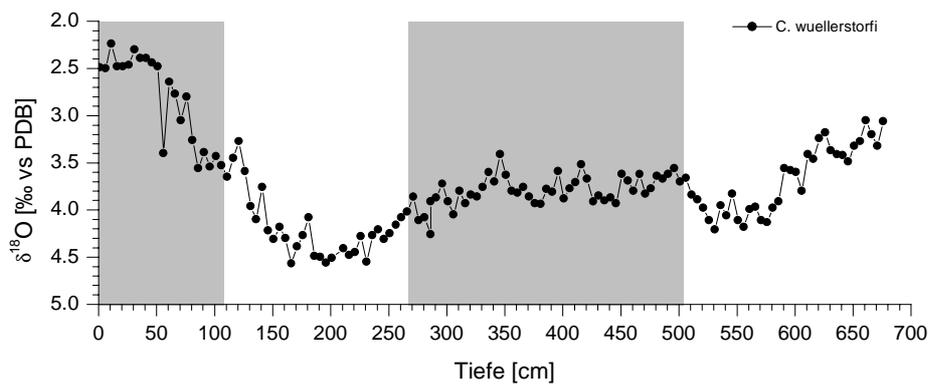


Abb. 4.2: Sauerstoff – Isotopenverhältnisse von *C. wuellerstorfi* gegen die Kerntiefe in Kern **GeoB 1711-4** [Little et al., 1997b].

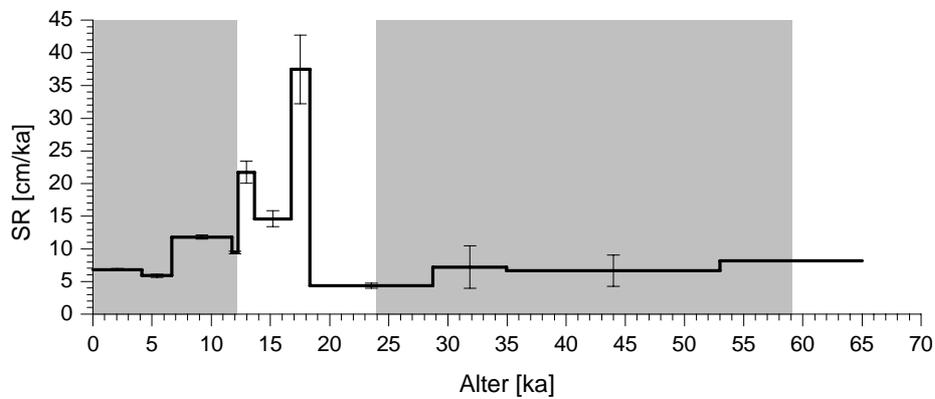


Abb. 4.3: Sedimentationsrate von Kern **GeoB 1711-4** aufgetragen gegen das Alter.

4 STRATIGRAPHIE

4.2 Kern GeoB 3722-2

Die Stratigraphie von Kern GeoB 3722 basiert ebenfalls auf ^{14}C -Altern ab 30 ka und davor auf den Sauerstoffisotopenverhältnissen (**Abb. 4.4**) (unveröffentlichte Daten). Das Altersmodell wurde von G. Mollenhauer (Universität Bremen) erstellt und für diese Arbeit zur Verfügung gestellt.

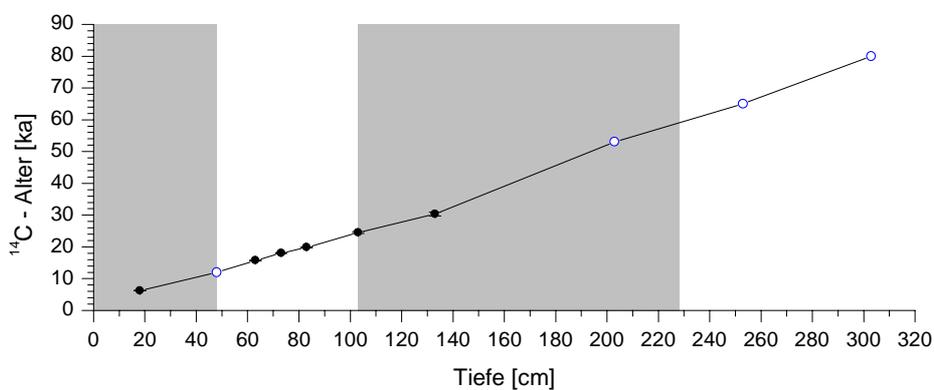


Abb. 4.4: Altersmodell aus reservoirkorrigierten ^{14}C -Daten (geschlossene Symbole) und der SPECMAC Chronologie (offene Symbole) des Kerns **GeoB 3722-2** [G. Mollenhauer, Universität Bremen, persönliche Kommunikation].

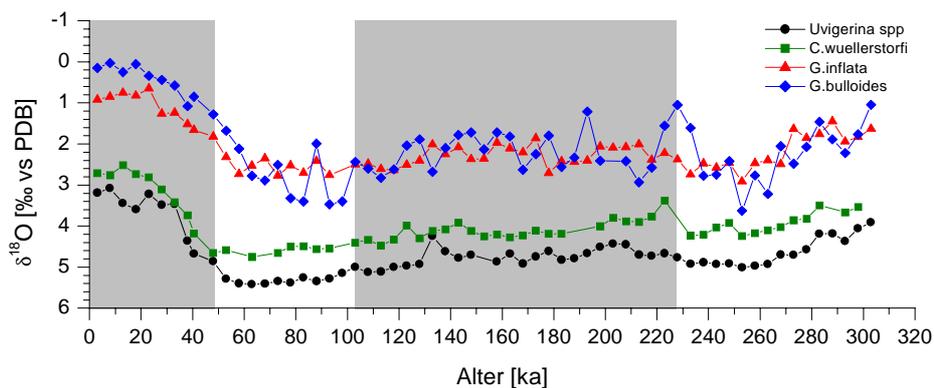


Abb. 4.5 Sauerstoff-Isotopenverhältnisse gegen die Kerntiefe von Kern **GeoB 3722-2** [G. Mollenhauer, Universität Bremen, persönliche Kommunikation].

Die Sedimentationsraten von Kern GeoB 3722-2 (**Abb. 4.6**) liegen im Bereich von 3 – 5 cm/ka und sind damit deutlich niedriger als in Kern GeoB 1711-4. Zwischen 30 und 6 ka sind die Sedimentationsraten mit 4 bis 5 cm/ka etwas höher als am Ende des Holozäns und in MIS 3, wo sie sich etwa bei 3 cm/ka bewegen.

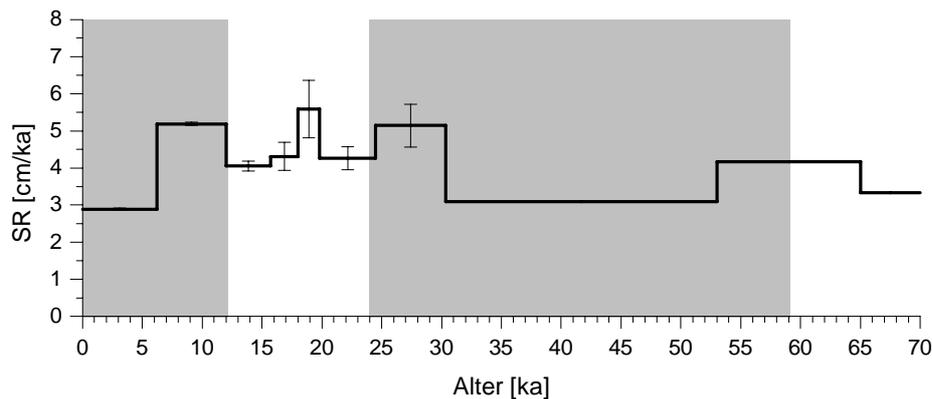


Abb. 4.6: Sedimentationsrate von Kern *GeoB 3722-2* aufgetragen gegen das Alter.

4.3 Kern GeoB 3718-10

Ein vorläufiges Altersmodell für Kern GeoB 3718-10 wurde von Gesine Mollenhauer, Uni-Bremen, erstellt. Die Alterskontrollpunkte beruhen auf einer Peak zu Peak – Korrelation, Karbonat-Gehalten und Farbrefflektionen mit Kern GeoB 3722-2 (G. Mollenhauer, persönliche Kommunikation).

Die daraus berechneten Sedimentationsraten sind in **Abb. 4.7** gezeigt. Die Raten sind im Holozän mit 2 cm/ka für diese Lokation sehr niedrig und können eventuell auf eine Erosion von Sedimentmaterial zurückgeführt werden (siehe [Kapitel 6.2.3](#)). Da die Lokation von Kern GeoB 3718-10 näher zur Küste gelegen ist würde man in diesem Kern eher ein höhere Sedimentationsrate erwarten als in Kern GeoB 1711-4. Von 32 bis 16 ka sind die Raten mit 14 cm/ka deutlich höher und fallen in der ersten Hälfte des Holozäns auf 8 cm/ka ab.

4 STRATIGRAPHIE

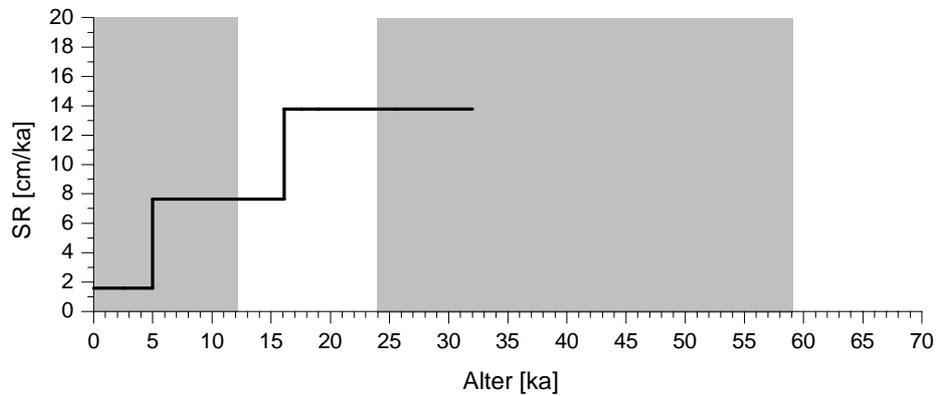


Abb. 4.7: Sedimentationsrate von Kern **GeoB 3718-10** aufgetragen gegen das Alter.

4.4 Kern GeoB 1035-4

Die Alterseinstufung von Kern GeoB 1035-4 wurde nach den Sauerstoffisotopenverhältnissen in *Cibicides wuellerstorfi* durch Vergleich mit der SPECMAP-Standardkurve von Imbrie et al. [1984] erstellt [Bickert, 1992]. Die aus der stratigraphischen Einstufung berechneten Sedimentationsraten sind in **Abb. 4.8** abgebildet.

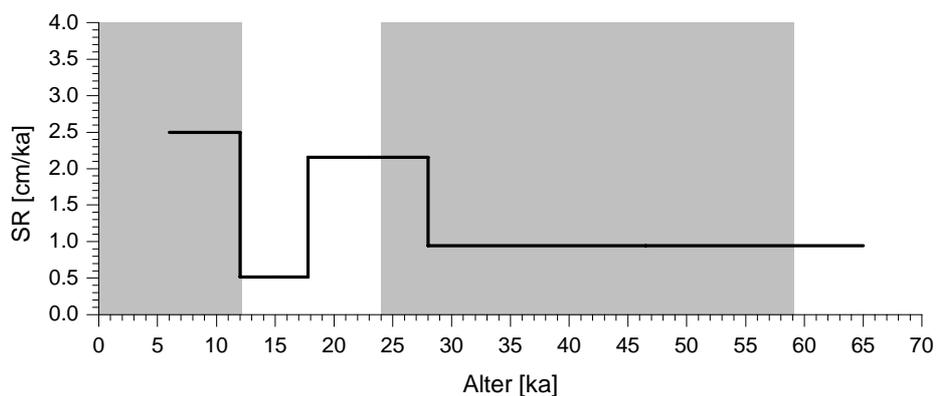


Abb. 4.8: Sedimentationsrate von Kern **GeoB 1035-4** aufgetragen gegen das Alter.

4 STRATIGRAPHIE

Kern GeoB 1035-4 aus dem tiefen Angolabecken zeigt die niedrigsten Sedimentationsraten der untersuchten Kerne, die zwischen 0,5 und 2,5 cm/ka liegen. Damit zeigt er typische Sedimentationsraten wie man sie im offenen Ozean findet. In MIS 3 bleibt die Rate konstant bei 1 cm/ka und ist am niedrigsten zwischen 18 und 12 ka. Zwischen 27 und 18 ka und zu Beginn des Holozäns sind die Sedimentationsraten höher und betragen jeweils 2 cm/ka und 2,5 cm/ka.

5 Urankonzentrationen

In den meisten Fällen ist die Urankonzentration im Sediment allein durch den Urangehalt in den detritischen Partikeln gegeben. In der bevorzugten Oxidationsstufe VI ist Uran geochemisch weitgehend inaktiv, woraus sich seine lange Verweilzeit in der Wassersäule ($\approx 400 - 500$ ka) ergibt. Bestehen jedoch anoxische oder suboxische Bedingungen, kann Uran nach der Sedimentbildung direkt aus der Wassersäule eingebaut werden (authigenes Uran): Ist das Sediment oder die darüberliegende Wassersäule stark an Sauerstoff abgereichert, wird Uran (VI) durch anaerobe Mikroorganismen zu Uran (IV) reduziert. In dieser Form ist es immobil und wird aus dem Porenwasser in das Sediment eingelagert [Barnes and Cochran, 1990]. Die Konzentration von authigenem Uran im Sediment lässt sich mit Hilfe des Isotops ^{232}Th berechnen, das mit dem detritischen Urananteil in einem Konzentrationsverhältnis von $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th} = 0.25 \pm 0.07$ [Wedepohl, 1995] steht (siehe auch [Kapitel 2.2.1](#)):

$$^{238}\text{U}_{\text{authigen}} [\text{ppm}] = ^{238}\text{U}_{\text{gesamt}} [\text{ppm}] - 0,25 \cdot ^{232}\text{Th} [\text{ppm}]. \quad (5.1)$$

Primär werden anoxische Bedingungen im Sediment durch die biogene Verbrennung von organischem Kohlenstoff verursacht, der durch seine Oxidation zu CO_2 dem Sediment und dem Porenwasser Sauerstoff entzieht. Die Höhe der authigenen Urankonzentration ist von der Eindringtiefe des Sauerstoffs in das Sediment abhängig und die Fixierung des Urans erfolgt in der Sedimenttiefe, in der das Nitrat im Porenwasser verschwindet [Anderson et al., 1989]. Eine flache Redoxtiefe ermöglicht einen kurzen Diffusionsweg, bzw. einen großen Diffusionsgradienten, der entsprechend hohe Uranflüsse in das Sediment verursacht.

Die Anreicherung von Uran ist in der Regel in glazialen Kernabschnitten zu finden. Die anoxischen Verhältnisse im Sediment werden dabei nicht nur durch eine erhöhte Paläoproduktivität bewirkt, sondern können auch auf eine niedrigere Sauerstoffkonzentration des Tiefenwassers im Glazial hindeuten. Da die Urananreicherungen in den Sedimentkernen üblicherweise nur vereinzelt auftreten

und auch innerhalb eines Ozeanbeckens der Niederschlag von Uran nicht einheitlich erfolgt, wird der Einbau von authigenem Uran in der Literatur auf regional begrenzte Ereignisse mit hohen Einträgen von organischem Kohlenstoff zurückgeführt [Anderson et al., 1998; Kumar et al., 1995].

Liegt eine reduzierte Sauerstoffkonzentration des Tiefenwassers vor, sollten diese Ereignisse zeitgleich an allen Lokationen nachweisbar sein, die von einer veränderten Stratigraphie des Tiefenwassers beeinflusst sind. Die Tatsache, dass dies nicht beobachtet wird, sondern dass authigenes Uran nur vereinzelt in den Sedimenten zu finden ist, liegt wahrscheinlich an dem Problem das Signal zu konservieren: Beim Wiedereinsetzen der Ozeanzirkulation und der damit verbundenen höheren Sauerstoffkonzentration des Tiefenwassers wird das Sediment wieder belüftet. Eine niedrige Sedimentation von organischem Material führt darum zu großen Eindringtiefen und das authigene Uran kann oxidativ remobilisiert werden, wodurch das Signal verschwindet.

Bis auf Kern GeoB 1035-4 wurde an den bearbeiteten Kernen ein hoher Anteil an authigenem Uran gemessen. Aufgrund hoher Einträge an organischem Material und zusätzlichem *focussing* von Sediment ist das Uransignal bei diesen Kernen gut erhalten.

5.1 Messergebnisse

5.1.1 Kern GeoB 1711-4

Die ^{238}U -Gesamtkonzentration von Kern GeoB 1711-4 ist in **Abb. 5.1** im Vergleich zur authigenen Konzentration gegen das Sedimentalter dargestellt. Der Urangehalt von GeoB 1711-4 liegt zwischen 2 und 22 ppm, wovon etwa 90% authigenen Ursprungs sind. Am Ende des MIS 3 und im LGM zeigt das authigene Uran mit 18 ppm sehr hohe Werte und fällt dann im Bereich der Termination auf 8 ppm ab. Dieser Wert bleibt von 14 ka bis 6 ka relativ stabil, um dann von 6 ka bis heute auf unter 2 ppm abzufallen.

5 URANKONZENTRATIONEN

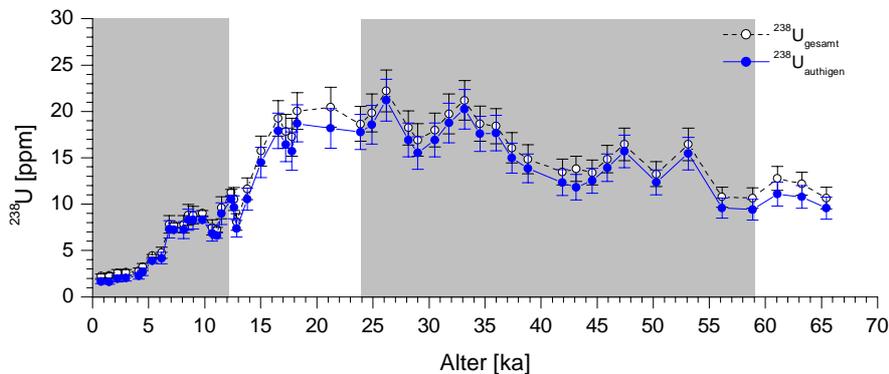


Abb. 5.1: ^{238}U -Gesamtkonzentration (offene Symbole) und authigene ^{238}U -Konzentration (geschlossene Symbole) im Kern **GeoB 1711-4** aufgetragen gegen das Probenalter.

Ein weiterer Hinweis auf den authigenen Ursprung des Urans in Kern GeoB 1711-4 zeigen die Aktivitätsverhältnisse der Uran-Isotope $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (**Abb 5.2**). Die $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -Verhältnisse sind größer als eins und spiegeln das Meerwasser Verhältnis von 1,14 wider. Bei rein terrigenem Ursprung müssten die Aktivitätsverhältnisse auf Grund des α -recoil-Effektes kleiner als eins sein (siehe auch **Kapitel 2.1**). Um den Einfluss des Zerfalls von ^{234}U ($\tau_{1/2}(^{234}\text{U}) = 245 \text{ ka}$) zu berücksichtigen, wurden die Werte auf das Sedimentalter zerfallskorrigiert.

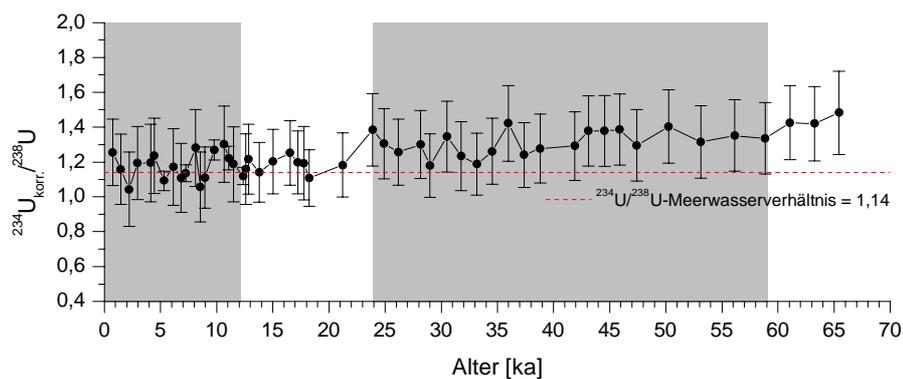


Abb. 5.2: $^{234}\text{U}_{\text{zerfallskorr.}}/^{238}\text{U}$ -Aktivitätsverhältnis im Kern **GeoB 1711-4**. Die rot gestrichelte Linie zeigt das $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -Meerwasser Verhältnis von 1,14.

Der Urangehalt, bezogen auf die ^{232}Th -Konzentration, ist in **Abb. 5.3** gezeigt. Die $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ -Verhältnisse bewegen sich im Bereich von 0,95 – 6,15 und liegen

damit deutlich über dem terrigenen Verhältnis von 0,25. Während des LGM bis zur Mitte des Holozäns beträgt der Mittelwert der $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ -Verhältnisse 3,3 und das authigene Uran übersteigt den detritischen Anteil um das 12-fache. Obwohl im LGM die Urankonzentrationen deutlich höher sind als zu Beginn des Holozäns, ist kein deutlicher Unterschied im $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ -Verhältnis festzustellen, da sowohl das ^{232}Th (**Abb. 6.1**) als auch das Uran um etwa um das Doppelte höher liegen als im Zeitbereich zwischen 12 und 6 ka. Der Mittelwert über die $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ -Verhältnisse ist im MIS 3 mit einem Faktor von 4 am höchsten und der authigene Urananteil ist 15-mal höher als der detritische. Die Verhältnisse schwanken zwischen 5,5 und 2. Die Minima treten in Zeitabständen von etwa 10 ka auf und sind verbunden mit höheren ^{232}Th -Konzentrationen.

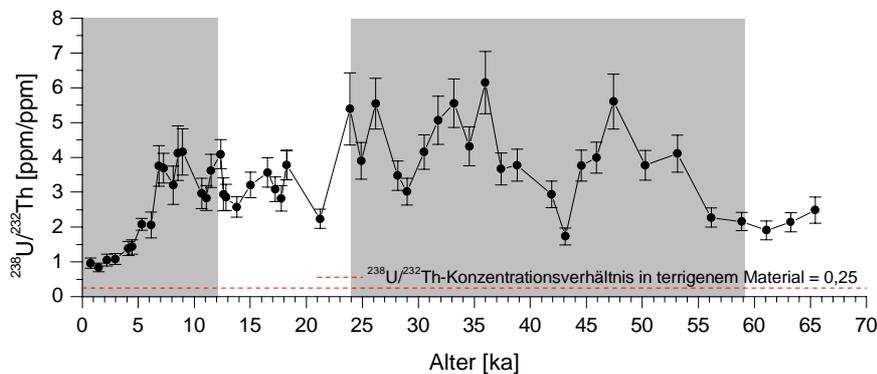


Abb. 5.3: $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ -Konzentrationsverhältnis im Kern **GeoB 1711-4**. Die rot gestrichelte Linie zeigt das $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ -Konzentrationsverhältnis in terrigenem Material.

Die Mn-Gehalte im Sediment von Kern GeoB 1711-4 (**Abb. 5.4**) sind ein wichtiger Hinweis darauf, dass das Sediment im untersuchten Zeitraum nicht belüftet wurde. Mn ist in anoxischer Umgebung gelöst. Bei Belüftung, häufig an den Übergängen des Glazials zum Interglazial, schlägt sich Mn durch den Aufwärtsfluss aus tieferen Sedimentschichten nieder, wobei die Größe dieses Flusses vom Konzentrationsgradienten des gelösten Mn abhängig ist. Mit einem Mittelwert von 37 ppm sind die Konzentrationen im Vergleich zu ausgeprägten Mangan-Anreicherungen sehr gering und es ist daher davon auszugehen, dass das Sediment über den gesamten betrachteten Zeitraum anoxisch war. Eine zwischenzeitliche Remobilisierung des Urans ist somit auszuschließen. Daher ist dieser Kern gut geeignet, Veränderungen des Sauerstoffgehalts anhand des Uranniederschlags zu untersuchen (siehe [Kapitel 5.2.2](#))

5 URANKONZENTRATIONEN

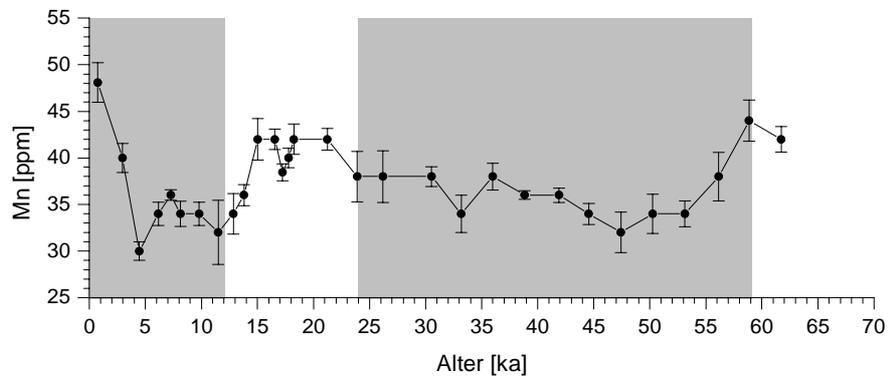


Abb. 5.4: Mn-Konzentration gegen das Alter im Kern *GeoB 1711-4*.

5.1.2 Kern GeoB 3722-2

Das Gesamt-Uran und der authigene Urananteil vom Kern GeoB 3722-2 zeigt **Abb. 5.5**. Zum Vergleich ist die Urankonzentration des Kerns GeoB 1711-4 (Raute) ebenfalls aufgetragen. Die Urankonzentrationen bewegen sich zwischen 1,3 und 16,6 ppm und sind etwa $\frac{1}{4}$ niedriger als in Kern GeoB 1711-4. Auch hier ist der authigene Anteil im Schnitt mit 87 % sehr hoch. Während des LGM und dem Holozän ist der Konzentrationsverlauf der beiden Profile sehr ähnlich. Im MIS 3 erfolgt der Anstieg in der Urankonzentration erst bei 29 ka, wohingegen der Anstieg in Kern GeoB 1711-4 bereits bei 36 ka beginnt. Zudem ist der Konzentrationsunterschied dieses Anstiegs im Kern GeoB 3722-2 größer als im Kern GeoB 1711-4.

5 URANKONZENTRATIONEN

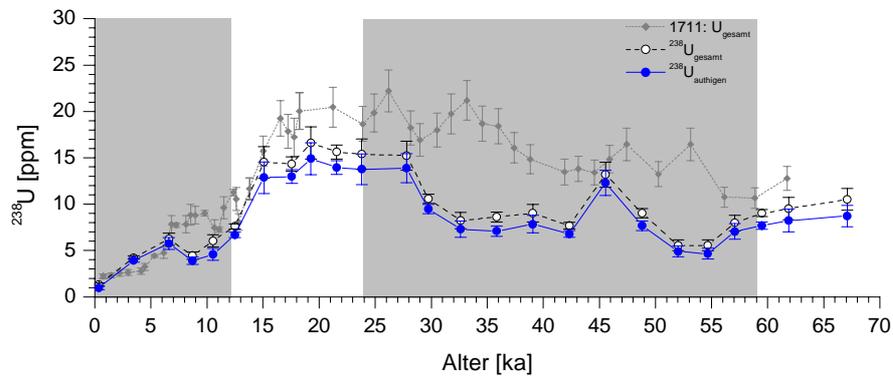


Abb. 5.5: ^{238}U -Gesamtkonzentration (offene Symbole) und authigene ^{238}U -Konzentration (geschlossene Symbole) gegen das Sedimentalter im Kern **GeoB 3722-2**. Zum Vergleich ist der Gesamturangehalt (Rauten) von Kern **GeoB 1711-4** aufgetragen.

Weiterhin spiegelt das $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -Aktivitätsverhältnis (**Abb. 5.6**) das Meerwasserverhältnis wider. Die $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ -Verhältnisse (**Abb. 5.7**) weisen Werte im Bereich von 0,85 bis 3,65 auf, mit einem Mittelwert von 2,15, womit der authigene Urananteil um das 2,4-fache bis zum 13,6-fachen größer ist als der detritische.

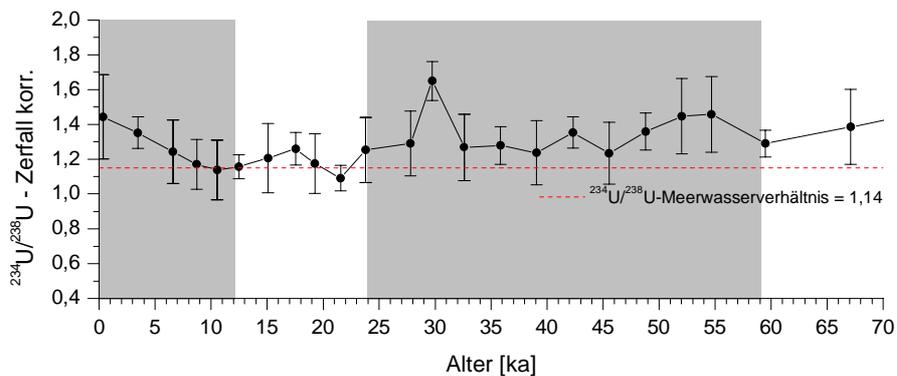


Abb. 5.6: $^{234}\text{U}_{\text{zerfallkorrr.}}/^{238}\text{U}$ -Aktivitätsverhältnis von Kern **GeoB 3722-2**. Die Hilfslinie zeigt das $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -Meerwasser Verhältnis von 1,14.

5 URANKONZENTRATIONEN

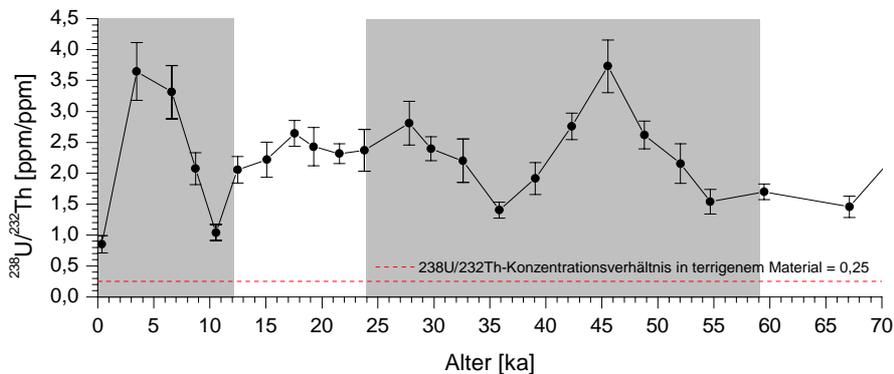


Abb. 5.7: $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ -Konzentrationsverhältnis aufgetragen gegen das Probenalter vom Kern **GeoB 3722-2**. Die rot gestrichelte Linie zeigt das $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ -Konzentrationsverhältnis in terrigenem Material = 0,25.

5.1.3 Kern GeoB 3718-10

Die höchsten Urankonzentrationen zeigt Kern GeoB 3718-10 mit Werten zwischen 7,3 und 37,8 ppm (**Abb. 5.8**). Auch in diesem Kern ist fast der gesamte Urangehalt authigenen Ursprungs (93 %). Während in den Kernen GeoB 1711-4 und 3722-2 die höchsten Uranwerte im LGM gefunden werden, findet in diesem Kern die höchste Anreicherung an Uran zwischen 10 und 5 ka statt (Mittelwert: 35,3 ppm) und liegt im LGM mit 24 ppm bzw. 18 ppm deutlich niedriger. Der rezente Wert ist in Kern GeoB 3718-10 um etwa das 3-fache höher als in den beiden anderen Kernen.

Das $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -Aktivitätsverhältnis ist in **Abb. 5.9** dargestellt. Übereinstimmend mit den anderen Kernen repräsentieren die Verhältnisse das Meerwasser Verhältnis von 1,14.

Die $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ -Konzentrationsverhältnisse von Kern GeoB 3718-10 (**Abb. 5.10**) liegen mit Werten von 2,7 bis 8,5 weit über dem detritischen Konzentrationsverhältnis von 0,25. Während des LGM ist der authigene Anteil 13-mal größer als der detritische und im Zeitbereich von 10 - 5 ka übersteigt der authigene Anteil den detritischen um über das 31-fache.

5 URANKONZENTRATIONEN

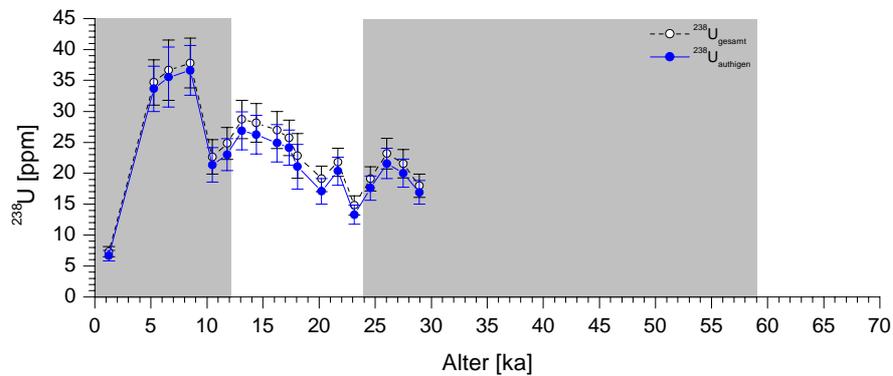


Abb. 5.8: ^{238}U -Gesamtkonzentration (offene Symbole) und authigene ^{238}U -Konzentration (geschlossene Symbole) von Kern **GeoB 3718-10** gegen das Sedimentalter.

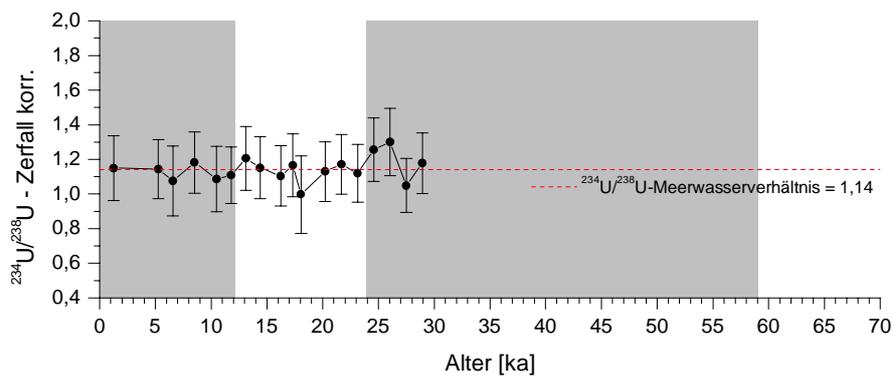


Abb. 5.9: $^{234}\text{U}_{\text{zerfallkorrt}}/^{238}\text{U}$ -Aktivitätsverhältnis im Kern **GeoB 3718-10**. Die rot gestrichelte Linie zeigt das $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -Meerwasserverhältnis von 1,14.

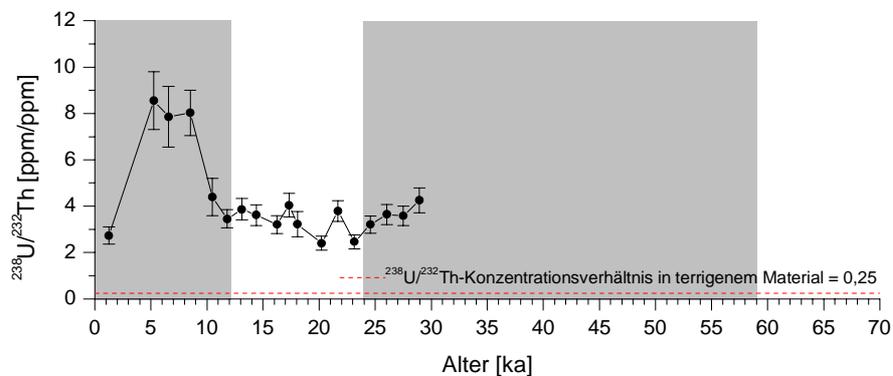


Abb. 5.10: $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ -Konzentrationsverhältnis im Kern **GeoB 3718-10**. Die rote Linie zeigt das $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ -Konzentrationsverhältnis in terrigenem Material.

5 URANKONZENTRATIONEN

5.1.4 Kern GeoB 1008-3

Zum Vergleich mit den untersuchten Kernen wurden die Uran-Gehalte von Kern GeoB 1008-3 herangezogen [Nagel, 1990; Rutsch, 1993].

Die Lokation von Kern GeoB 1008-3 aus dem Angolabecken liegt im Sedimentfächer des Kongos, etwa 300 km von der Kongomündung entfernt in einer Wassertiefe von 3124 m bei 06°34.9'Süd und 10°19.1'Ost. Die stratigraphische Alterseinteilung findet sich bei Schneider (1991). Zur Vervollständigung werden die Daten der Thorium-Isotope gezeigt, die bei Rutsch [1993] eingehend diskutiert sind (Abb. 5.11 – 5.13).

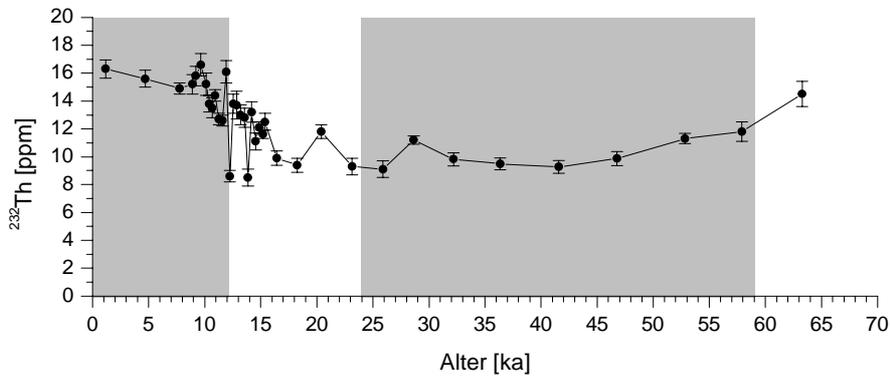


Abb. 5.11: ^{232}Th -Konzentrationen von Kern **GeoB 1008-3** aufgetragen über dem Probenalter.

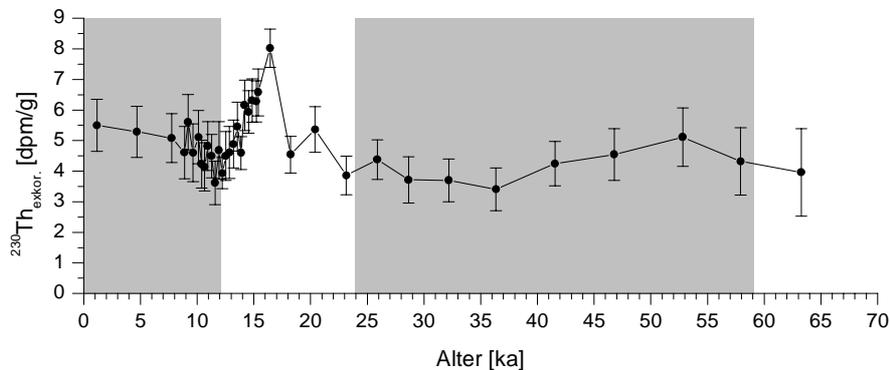


Abb. 5.12: Zerfallskorrigierte $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ -Aktivitäten von **GeoB 1008-3**

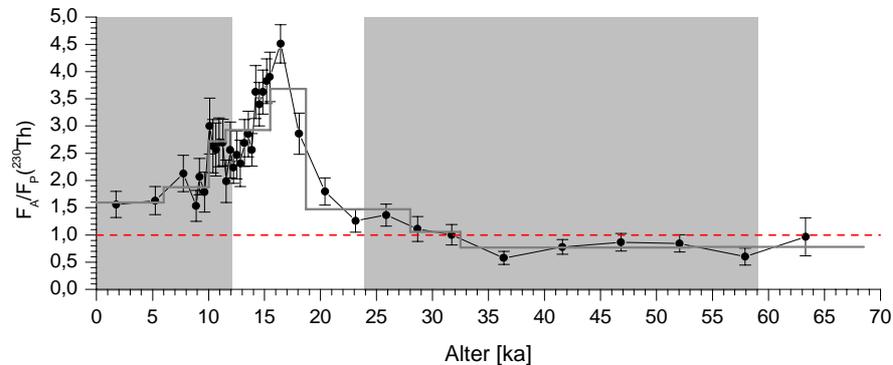


Abb. 5.13: Verhältnis von Akkumulationsfluss zu Produktionsfluss von ^{230}Th in Kern **GeoB 1008-3**. Ist $F_A/F_P = 1$ (rot gestrichelte Linie) entspricht die Akkumulation der Produktion in der Wassersäule.

Dieser Kern zeigt die niedrigsten Uranwerte mit Konzentrationen zwischen 3,3 und 6,2 ppm (**Abb. 5.14**).

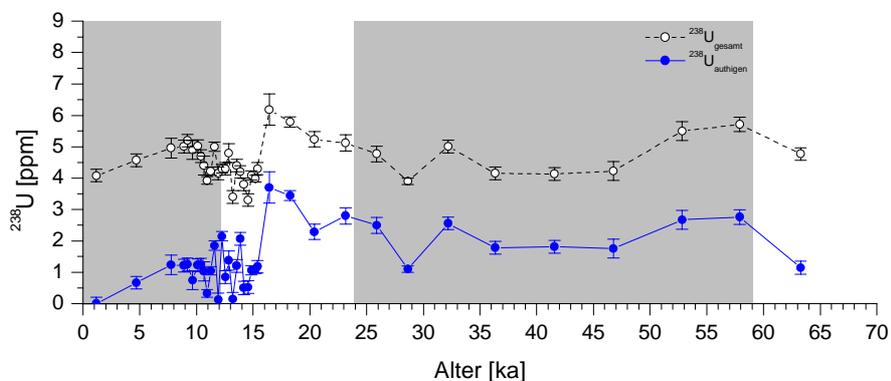


Abb. 5.14: ^{238}U -Gesamtkonzentration (offene Symbole) und authigene ^{238}U -Konzentration (geschlossene Symbole) gegen das Sedimentalter von Kern **GeoB 1008-3**.

Die authigenen Anteile schwanken von 0 bis 60 %. Der Mittelwert an authigenem Uran in MIS 3 beträgt 1,9 ppm, der im LGM leicht auf einen Mittelwert von 2,2 ppm ansteigt. Von 14 bis 5 ka werden die Konzentrationen geringer (Mittelwert: 1,12). Der rezente Wert (0 - 25 cm, 0 - 3,5 ka) enthält nur Uran aus terrigenem Material, mit einem $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$ -Konzentrationsverhältnis von 0,25. Die $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ -Verhältnisse bewegen sich im Bereich zwischen 0,3 und 0,47 und liegen weit näher am terrigenen Verhältnis (**Abb. 5.16**). Im Kern GeoB 1008-3 ist der Anteil

5 URANKONZENTRATIONEN

an authigenem Uran kleiner als der detritische, während in den Kernen aus dem Kapbecken das meiste Uran authigenen Ursprungs ist. Gleichwohl weist das $^{238}\text{U}/^{234}\text{U}$ -Aktivitätsverhältnis das Meerwasser Verhältnis von 1,14 auf (**Abb. 5.15**).

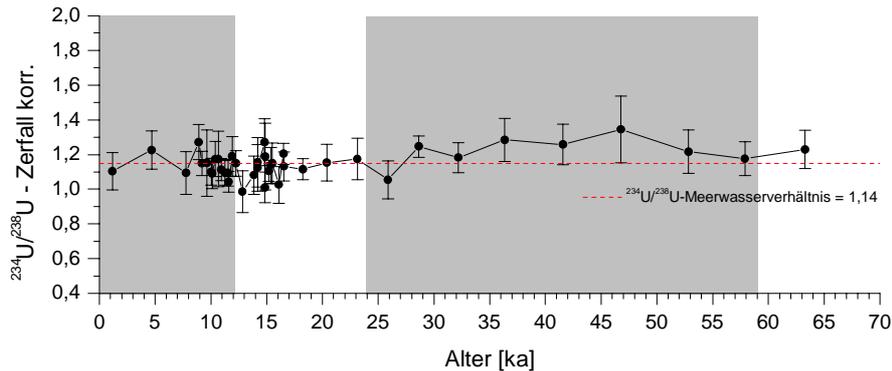


Abb. 5.15: $^{234}\text{U}_{\text{zerfallkor.}}/^{238}\text{U}$ -Aktivitätsverhältnis von Kern **GeoB 1008-3** aufgetragen über dem Probenalter. Die Hilfslinie zeigt das $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -Meerwasser Verhältnis von 1,14.

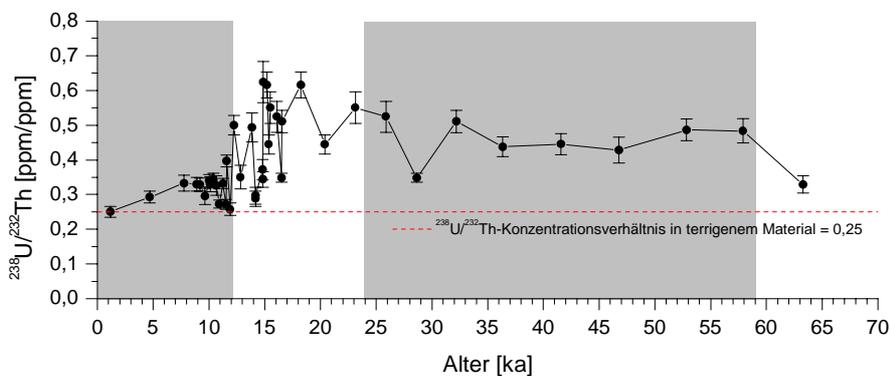


Abb. 5.16: $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ – Konzentrationsverhältnis von Kern **GeoB 1008-3**. Die Hilfslinie zeigt das $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ -Konzentrationsverhältnis in terrigenem Material.

5.2 Diskussion der Urangelhalte

Die untersuchten Kerne aus dem hochproduktiven Gebiet vor der Küste vor Namibia weisen hohe Urangelhalte auf, wovon das meiste Uran authigenen Ursprungs ist. Die höchsten Urankonzentrationen finden sich in Kern GeoB 3718-10, der in einer Wassertiefe von 1350 m am nächsten zur Küste gelegen ist. Etwas niedriger sind die Konzentrationen in Kern GeoB 1711-4 (1967 m) und weiter abnehmende Konzentrationen hat Kern GeoB 3722-2 (3506 m), der eher am Rand der Hochproduktionszone liegt, aber trotzdem noch erhebliche Urankonzentrationen aufweist. Kern GeoB 1008-3 (3124 m) aus dem Angola-Becken hat vergleichsweise niedrige Urankonzentrationen, wobei der größere Urananteil terrigener Herkunft ist. Der im Vergleich zu den anderen Kernen erheblich höhere detritische Urangelhalt ist auf den hohen fluviatilen Eintrag durch den Kongo zurückzuführen, dessen Mündung nur 300 km von der Kernlokation entfernt liegt.

In den Kernen des *upwelling*-Gebiets vor Namibia findet die Anreicherung des Urans während des gesamten untersuchten Zeitraums statt. Der Konzentrationsverlauf in den Kernen GeoB 3722-2 und GeoB 1711-4 ist ähnlich und die jeweiligen Konzentrationen liegen auf etwa einem Niveau. Abgesehen von Kern GeoB 3718-10 ist bei allen Kernen im LGM die Urankonzentration deutlich höher und fällt im Holozän stufenweise zwischen dem Zeitbereich von etwa 14 bis 5,5 ka bis heute ab.

5.2.1 Die Redoxcline

Im Gleichgewicht wird der Fluss von authigenem Uran durch die Dicke der oxischen Schicht kontrolliert. Innerhalb der einzelnen Kernabschnitte war die Urananreicherung nahezu konstant, was bedeutet, dass die Tiefe der oxischen Schicht relativ zur Sediment/Wasser Grenze fixiert war, sich also insgesamt mit der Akkumulation von Sediment nach oben bewegt hat. Die Eindringtiefe von Sauerstoff in das Sediment wird als Redoxcline bezeichnet und ist definiert als die Tiefe, in der der Sauerstoffgehalt im Porenwasser auf $10^4 \mu\text{mol}/\text{cm}^3$ abgefallen ist. Unterhalb der Redoxcline wird das Uran aus dem Porenwasser reduziert, fällt als partikuläres Uran aus und schlägt sich im Sediment nieder. Da die Flussdichte von Uran in die Sedimente durch den Gradient zwischen Meerwasserkonzentration und der Tiefe, bis zu der eine Reduktion von Uran stattfindet, bestimmt wird,

5 URANKONZENTRATIONEN

lassen sich umgekehrt die Redox Tiefen aus den Uragehalten abschätzen [Mangini et al., 2001].

Der Uranfluss (F_{Uran}) in Abhängigkeit von der Tiefe, ab der Uran im Sediment fixiert wird, ist gegeben durch die Urankonzentration im Meerwasser (die als konstant angenommen werden kann), dem Diffusionskoeffizient von Uran im Porenwasser und der Porosität des Sediments:

$$F_{\text{Uran}} = \frac{U_{\text{W}} \cdot D_{\text{U}} \cdot \phi}{Z}, \quad (5.2)$$

F_{Uran} : Uranfluss [$\mu\text{g}/(\text{cm}^2 \text{ka})$]

U_{W} : Urankonzentration im Ozean = $0,0033 \mu\text{g}/\text{cm}^3$ [Chen et al., 1986]

ϕ : Porosität

D_{U} : $D_{\text{U}} = D_{\text{s}} \cdot \phi^2$ [cm^2/ka]

D_{s} = molekularer Diffusionskoeffizient = $1,9 \cdot 10^{-6} \text{cm}^2/\text{s}$ (Garipey et al., 1994)

Z : Tiefe, in der Uran im Sediment fixiert wird [cm].

Andererseits ist der Fluss von Uran in das Sediment (F_{Uran}) das Produkt aus der gemessenen Urankonzentration, der Sedimentationsrate und der Trockenraumdichte:

$$F_{\text{Uran}} = C_{\text{Uran}} \cdot \text{SR} \cdot \text{DBD}, \quad (5.3)$$

C_{Uran} : Urankonzentration [ppm]

SR: Sedimentationsrate [cm/ka]

DBD: Trockenraumdichte (Dry Bulk Density) [g/cm^3]

Aus den Gleichungen 5.2 und 5.3 lässt sich dann die Redox tiefe bestimmen:

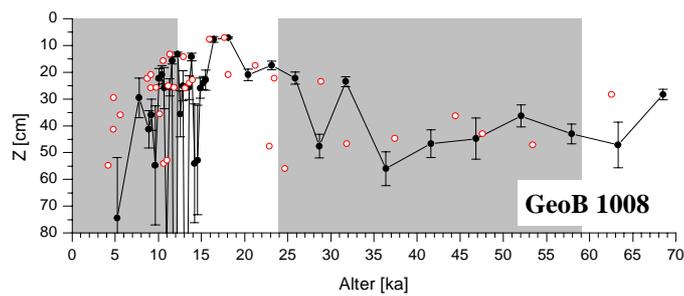
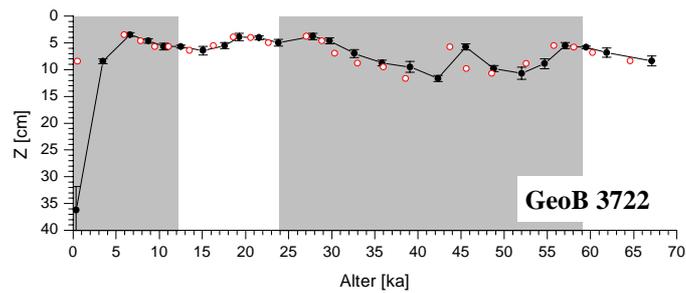
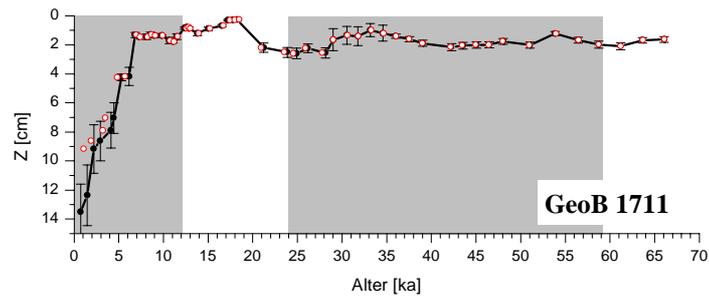
$$Z = \frac{U_{\text{W}} \cdot D_{\text{U}} \cdot \phi}{C_{\text{Uran}} \cdot \text{SR} \cdot \text{DBD}}. \quad (5.4)$$

In **Abb. 5.17** sind die nach Gleichung 5.4 berechneten Redox tiefen der vier Kerne gegen das Sedimentalter angegeben.

Da der Einbau von Uran erst nach der Sedimentbildung erfolgt, entspricht der Zeitpunkt, in dem das Uran im Sediment fixiert wird nicht dem Probenalter, in der die Anreicherung von Uran festgestellt wird. Nur bei einer sehr geringen Eindringtiefe von Sauerstoff und bei hohen Sedimentationsraten, wie in Kern GeoB 1711-4 und GeoB 3718-10 ist das Probenalter nahezu identisch mit dem

5 URANKONZENTRATIONEN

Einbauzeitpunkt. Bei einer hohen Redoxiefe muss der Einbau später stattgefunden haben. Mit der berechneten Eindringtiefe Z lässt sich dieses Einbualter abschätzen (Einbualter = Alter - Z/SR). Die zu den jeweiligen Eindringtiefen berechneten Alter sind in **Abb. 5.17** mit offenen Symbolen gekennzeichnet.



5 URANKONZENTRATIONEN

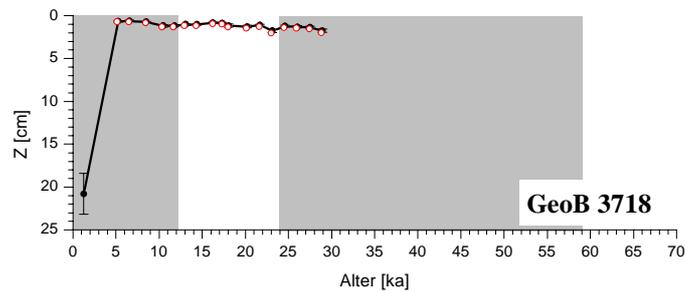


Abb. 5.17: Aus der Urankonzentration berechnete Redoxcline aufgetragen gegen das Sedimentalter (geschlossene Symbole). Die offenen Symbole markieren den Zeitpunkt, in dem der zugehörige Uraneinbau stattgefunden hat. Man achte auf die invertierten Achsen.

In den drei Kernen aus dem Kapbecken steigt die Redoxcline von 6 ka bis heute stark an und in diesem Kernbereich ist davon auszugehen, dass eine Remobilisierung von Uran stattgefunden hat. In dem älteren Sediment der Kerne GeoB 1711-4 und GeoB 3722-2 ist die Eindringtiefe des Sauerstoffs so gering, dass der Einbauzeitpunkt nahezu dem Uraneinbau entspricht und es lässt sich eine Remobilisierung des Urans auszuschließen. Wesentlich größere Eindringtiefen zeigt Kern GeoB 1008-3. Insbesondere am Stadienübergang vom LGM zum Holozän wurde das Sediment stark belüftet. Von 4 – 6 ka ist die Eindringtiefe des Sauerstoffs so hoch, dass es auf Grund des geringen Gradienten kein Uraneinbau stattfinden kann.

5.2.2 Organischer Kohlenstoff oder Tiefenwasser?

Kern GeoB 1711-4

Die Berechnung der Redoxiefen von Kern GeoB 1711-4 zeigt, dass zwischen 66 und 6 ka die oxische Schicht sehr flach war (**Abb. 5.17**). Die Redoxcline liegt zwischen 0,3 und 2,6 cm und steigt erst ab 6 ka bis heute auf 13,5 cm an. Derart geringe Eindringtiefen des Sauerstoffs können nur bei sehr hohen Flüssen von organischem Kohlenstoff entstehen, wenn der Fluss von organischem Material in die Sedimente dem von Sauerstoff überwiegt. Von Relevanz ist dabei der tatsächliche Fluss von C_{org} in das Sediment. Er wird zum einen durch eine starke Primärproduktion im Oberflächenwasser beeinflusst, die zu erhöhten

Depositionen im Sediment führt, kann jedoch auch durch Sediment-*focussing* beträchtlich erhöht werden.

Die rezente Primärproduktion im Untersuchungsgebiet wird mit $125 \text{ g}/(\text{m}^2\text{a})$ angegeben (**Abb. 3.3**); [Berger et al., 1989]. Nach der empirischen Formel von [Suess, 1980] (**5.5**), lässt sich daraus der Fluss des sedimentierten Kohlenstoffs ausrechnen:

$$C_{\text{Flux}}(z) = \frac{C_{\text{prod}}}{0,0238 \cdot z + 0,212} , \quad (5.5)$$

$C_{\text{Flux}}(z)$: Kohlenstofffluss in Abhängigkeit von der Wassertiefe [$\text{g}/\text{m}^2\text{a}$]
 C_{prod} : Primärproduktion [$\text{g}/\text{m}^2\text{a}$]
 z : Wassertiefe; hier 1967 m für Kern GeoB 1711-4.

Damit liegt der rezente vertikale Fluss von Kohlenstoff an der Lokation GeoB 1711-4 bei etwa $22 \mu\text{Mol}/(\text{cm}^2 \text{ a})$. Zu diesem ohnehin hohen Einträgen an organischem Kohlenstoff muss berücksichtigt werden, dass dieser Kern stark Sediment fokussiert (siehe **Kapitel 6.2.1**, **Abb. 6.18**; siehe auch **Kapitel 2.2.2**). Da für die Verbrennung des Sauerstoffs der tatsächliche Fluss von C_{org} in das Sediment wesentlich ist, muss dieser Fluss noch um den Anteil des fokussierenden Materials hochgerechnet werden. Am Ende des Holozäns beträgt der *focussing*-Faktor 3,5, und der effektiver Kohlenstofffluss in das Sediment beträgt etwa $80 \mu\text{Mol}/(\text{cm}^2 \text{ a})$.

In den marinen Isotopenstadien 2-4 ist im Untersuchungsgebiet die Primärproduktion im Oberflächenwasser generell erhöht. Nach Schneider [1991] liegt vor Kongo und Angola eine zwei bis dreifache Erhöhung gegenüber dem Holozän vor. Danach sollten die Kohlenstoffflüsse im Glazial in etwa 44 bis maximal $66 \mu\text{Mol}/(\text{cm}^2 \text{ a})$ betragen haben. Der *focussing*-Faktor liegt in MIS 3 bei etwa 4, womit sich ein effektiver C_{org} -Fluss von $200 \mu\text{Mol}/(\text{cm}^2 \text{ a})$ abschätzen lässt. Am stärksten ist der laterale Sedimentimport in der Mitte des LGM mit einem focussing von einem Faktor von 23, was auf einen erheblichen C_{org} -Flux von etwa $4600 \mu\text{Mol}/(\text{cm}^2 \text{ a})$ führt.

Bei diesen hohen C_{org} -Flüssen ist das Sediment stark anoxisch und erklärt die geringen Eindringtiefen des Sauerstoffs und die gute Erhaltung des Urans in diesem Kern.

5 URANKONZENTRATIONEN

Die berechneten Eindringtiefen des Sauerstoffs von Kern GeoB 1711-4 schwanken von 2,5 cm bis 0,3 cm (**Abb. 5.19**). Das zeigt, dass während des Glazials eine Variation der anoxischen Verhältnisse im Sediment vorliegt, die durch Änderungen des Eintrags von organischem Kohlenstoff oder des Sauerstoffgehalts im Tiefenwasser bewirkt werden können.

Daher soll im Folgenden der Kohlenstoffeintrag mit den Redoxiefen verglichen werden: Aus den Konzentrationen des totalen Kohlenstoffgehalts (TOC) (**Abb. 5.18**) [Kirst et al., 1999] wurden die Kohlenstoffflüsse von Kern GeoB 1711-4 berechnet, und diese den Redoxiefen gegenüber gestellt (**Abb. 5.19**).

Von 66 – 29 ka ist der Kohlenstofffluss relativ konstant und schwankt mit einer Standardabweichung von 11 % um einen Mittelwert von 18 $\mu\text{Mol}/(\text{cm}^2\text{a})$. Die Redoxiefen in diesem Kernabschnitt liegen zwischen 2,6 und 1,0 cm mit einer deutlichen Abnahme zwischen 66 und 63 ka, 37 und 29 ka und zwei weniger stark ausgeprägten Minima bei 48 bzw. 54 ka.

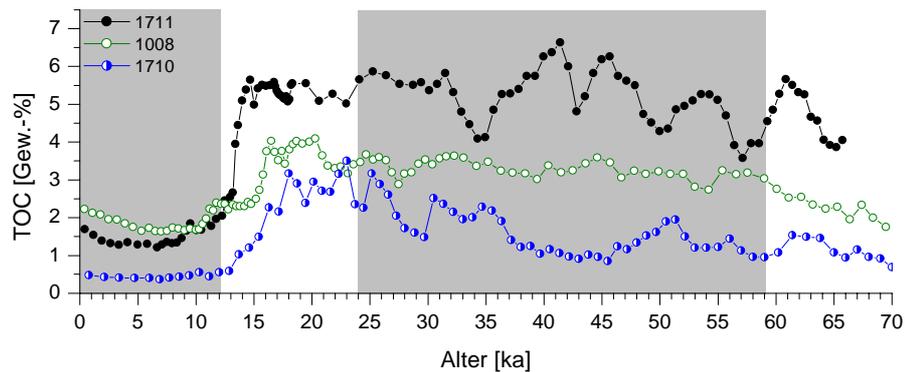


Abb. 5.18: TOC-Konzentrationen der Kerne **GeoB 1711-4** (geschlossene Symbole); [Kirst et al., 1999], **GeoB 1008-3** (offene Symbole); [Schneider, 1991] und **GeoB 1710-3** (halboffene Symbole); [Kirst et al., 1999].

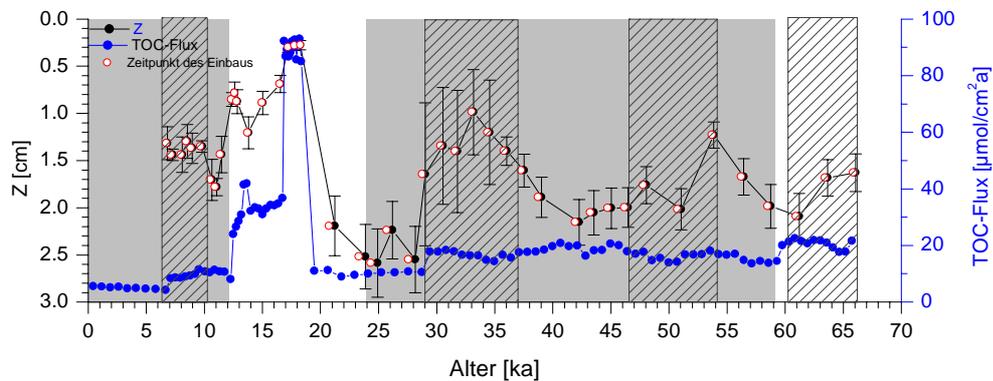


Abb. 5.19: Redoxiefe (geschlossene Symbole) mit den Zeitpunkten des Uraneinbaus (offene Symbole) im Vergleich zu den TOC-Flüssen (rechte Ordinate) gegen das Probenalter von Kern **GeoB 1711-4**.

Die geringeren Eindringtiefen des Sauerstoffs sind demnach nicht mit einer höheren Akkumulation des Kohlenstoffs in Verbindung zu bringen!

Ebenso zeigt sich im Kernbereich zwischen 10 und 7 ka eine flache Redoxcline. Obwohl der mittlere Kohlenstofffluss mit $9,0 \mu\text{Mol}/(\text{cm}^2\text{a})$ nur halb so groß ist wie die Flüsse in MIS 3 zeigt sich eine geringe Sauerstoffeindringtiefe von 1,6 cm.

Diese Minima in der Eindringtiefe des Sauerstoffs (in **Abb. 5.19** schraffierte Bereiche) können somit nicht mit einem höheren Eintrag von organischem Kohlenstoff begründet werden, sondern werden auf eine niedrigere Sauerstoffkonzentration des Tiefenwassers in diesen Zeitabschnitten zurückgeführt.

Im LGM treten beträchtliche C_{org} -Flüsse auf. Zwischen 19 und 17 ka ergibt sich auf Grund der hohen Akkumulation von Sediment ein C_{org} -Fluss von $90 \mu\text{Mol}/(\text{cm}^2\text{a})$ und die Redoxiefe sinkt bis auf 0,3 cm. Da sich bei derart hohen C_{org} -Flüssen immer eine flache Redoxcline einstellen kann, lässt es sich nicht beurteilen, ob zu dieser Zeit ebenfalls die Sauerstoffkonzentration des Tiefenwassers geringer war. Dennoch bleibt die Eindringtiefe in der zweiten Hälfte des LGM immer noch sehr niedrig und liegt zwischen 0,9 und 1,2 cm, obwohl der C_{org} -Flux um fast $\frac{2}{3}$ auf $33 \mu\text{Mol}/(\text{cm}^2\text{a})$ abnimmt.

5 URANKONZENTRATIONEN

Kern GeoB 1008-3

In Kern GeoB 1008-3 wird deutlich weniger authigenes Uran eingebaut als in Kern GeoB 1711-4 und es ergeben sich entsprechend größere Sauerstoffeindringtiefen, die im Glazial zwischen 60 cm und 7 cm liegen. Am Übergang vom LGM zum Holozän wurde das Sediment stark belüftet, so dass kein Uran einbau stattfinden konnte bzw. bereits eingebautes Uran remobilisiert wurde. Das zeigt auch das Mn-Profil von Kern GeoB 1008-4 (**Abb. 5.20**) [Rutsch, 1993] in dem zu dieser Zeit eine ausgeprägte Mangananreicherung festzustellen ist.

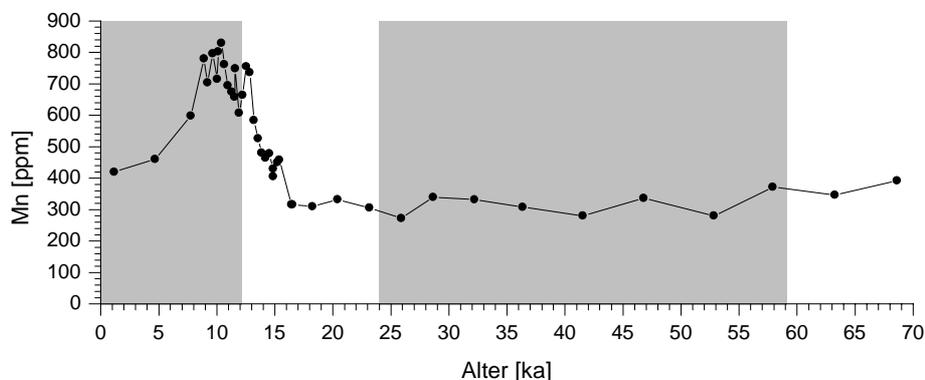


Abb. 5.20: Mn-Konzentrationen von Kern GeoB 1008-3 [Rutsch, 1993].

Die C_{org} -Konzentrationen (**Abb. 5.18**) [Schneider, 1991] sind im Holozän vergleichbar mit Kern GeoB 1711-4 und liegen im Glazial um etwa $\frac{1}{3}$ niedriger. Die Ursache für die größere Eindringtiefe des Sauerstoffs liegt jedoch darin, dass dieser Kern weniger stark Sediment *focussiert* als Kern GeoB 1711-4. Anhand der ^{230}Th -Flüsse ist in MIS 3 sogar ein leichtes *winnowing* (Abtragung von Sediment) festzustellen. Im LGM steigt der *focussing*-Faktor auf etwa 3,5 und im Holozän sind etwa 50 % des Sediments auf lateralen Sedimentimport zurückzuführen.

In diesem Kern sind ebenfalls Variationen in den Redoxstufen festzustellen, die mit den Kohlenstoffflüssen verglichen werden sollen (**Abb. 5.21**).

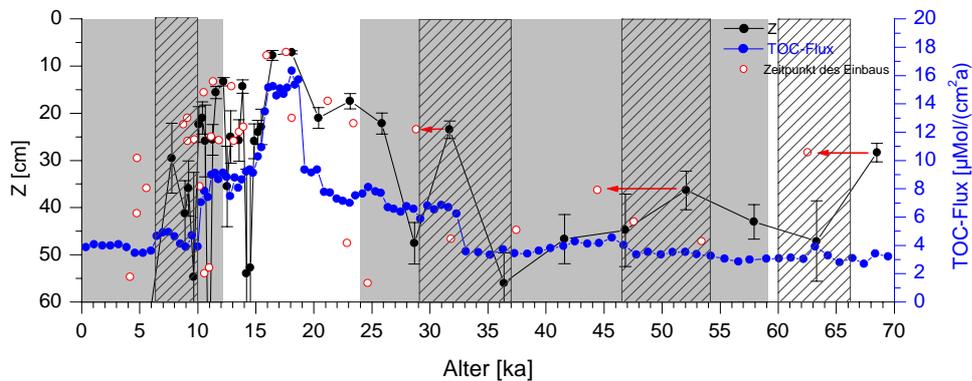


Abb. 5.21: Redoxiefe (geschlossene Symbole) mit den Zeitpunkten des Uraneinbaus (offene Symbole) im Vergleich zu den TOC-Flüssen (rechte Ordinate) gegen das Probenalter von Kern GeoB 1008-3.

Wiederum sind am Ende von MIS 4 und in MIS 3 drei deutliche Minima von Z zu erkennen. Im Kernbereich zwischen 70 und 33 ka ist der C_{org} -Fluss relativ konstant mit einem Mittelwert von $3,4 \mu\text{Mol}/(\text{cm}^2 \text{a})$ und einer Standardabweichung von 10 %. Die Minima in diesem Bereich sind nicht auf einen erhöhten C_{org} -Fluss zurückzuführen. Da ab ca. 32 ka der Fluss von C_{org} zunimmt, lässt sich hier wiederum nicht beurteilen, inwieweit die flachere Redoxcline auf einen höheren C_{org} -Eintrag zurückzuführen ist. Im Gegensatz zu Kern GeoB 1711-4 wird die Redoxcline schon zu Beginn des LGM sehr flach, obwohl kein deutlicher Anstieg im C_{org} -Fluss zu verzeichnen ist.

Das Minimum in MIS 4 erfolgt etwa zeitgleich mit demjenigen in Kern GeoB 1711-4, wohingegen die beiden Peaks in MIS 3 später entstehen. Auf Grund der größeren Eindringtiefe des Sauerstoffs und der geringeren Probendichte lässt sich hier der Zeitpunkt der Urananreicherung jedoch weniger gut bestimmen.

Zu Beginn des Holozäns nimmt der Kohlenstofffluss stark ab. Auch hier ist im Zeitbereich von 10 bis 7 ka eine flachere Redoxcline ersichtlich, die im gleichen Zeitbereich liegt wie bei Kern GeoB 1711-4.

Kern GeoB 3722-2

Die Lokationen GeoB 3722-2 befindet sich am Rand des windinduzierten *upwelling*-Gebiets. Mit einer Oberflächenproduktion von $90 \text{ gC}/(\text{cm}^2 \text{a})$ (**Abb. 3.3**); [Berger et al., 1989] berechnet sich der Kohlenstofffluss nach Formel 5.5 und einer Wassertiefe von 3560 m zu $7 \mu\text{Mol}/(\text{cm}^2 \text{a})$. Berücksichtigt man ein

5 URANKONZENTRATIONEN

Sediment-*focussing* von 1,5 (**Abb. 5.23**) ergibt sich ein effektiver Kohlenstofffluss $10,5 \mu\text{Mol}/(\text{cm}^2 \text{ a})$. Das ist deutlich geringer als der rezente C_{org} -Fluss an der Lokation GeoB 1711-4 und entsprechend höher ist die Eindringtiefe des Sauerstoffs (36 cm).

Für den Kern GeoB 3722-2 liegen keine Kohlenstoffmessungen vor. Daher soll zum Vergleich der Verlauf der TOC-Gehalte von Kern GeoB 1710-3 (**Abb. 5.18**) [Kirst et al., 1999] herangezogen werden, der mit $23,43^\circ$ Süd, $11,7^\circ$ Ost und einer Wassertiefe von 2987 m in der Nähe der Lokation GeoB 3722-2 liegt. Die C_{org} -Konzentrationen von Kern GeoB 1710-3 bewegen sich zwischen 0,37 und 3,5 % und sind damit deutlich niedriger als die Werte von Kern GeoB 1711-4. Auch hier sind die C_{org} -Konzentrationen im Glazial wesentlich höher als im Holozän.

Des Weiteren hängen die Kohlenstoffflüsse in das Sediment im Wesentlichen davon ab, inwieweit Sediment-*focussing* stattgefunden hat. Daher werden die Redoxiefen unter Einbezug der *focussing*-Faktoren diskutiert (**Abb. 5.22**).

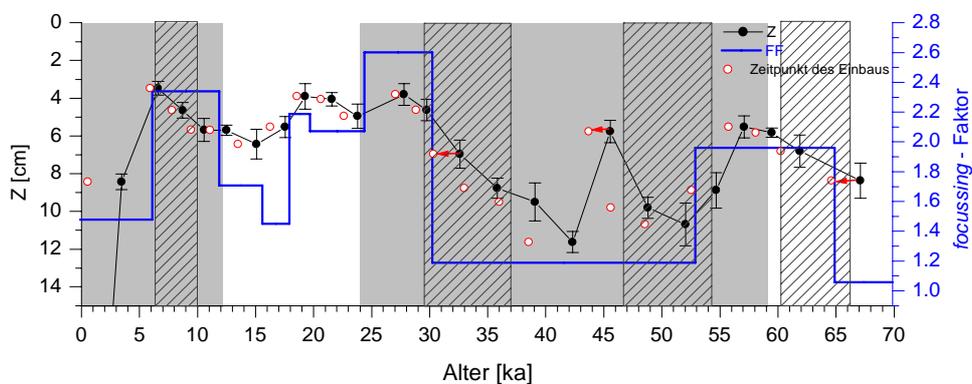


Abb. 5.22: Redoxiefe (geschlossene Symbole) mit den Zeitpunkten des Uraneinbaus (offene Symbole) im Vergleich zu den über die Alterskontrollpunkte gemittelten *focussing*-Faktoren gegen das Probenalter von Kern **GeoB 3722-2**.

Die *focussing*-Faktoren liegen zwischen 1,1 und 2, damit wird weit weniger Sediment fokussiert als im Kern GeoB 1711-4. Dennoch werden immer noch erhebliche Mengen an authigenem Uran angereichert und eine zwischenzeitliche Belüftung und damit verbundene Abreicherung ist nicht ersichtlich. Die Eindringtiefen liegen jedoch mit 12 bis 4 cm höher als in Kern GeoB 1711-4. Der authigene Urananteil in der rezenten Probe (0,35 ka) von Kern GeoB 3722-2 beträgt 0,95 ppm und es ergibt sich ein Z von 36 cm. Im LGM bis zur Mitte des

Holozäns weist Kern GeoB 3722-2 geringe Eindringtiefen von 6 – 4 cm auf mit einem variierenden *focussing*-Faktor zwischen 2,6 und 1,5.

Am Ende von MIS 4 bis vor 57 ka fällt die Eindringtiefe von 8 auf 6 cm ab. Dieses Minimum erstreckt sich über einen weiten Zeitbereich und ist nicht so scharf begrenzt wie in den Kernen GeoB 1711-4 und GeoB 1008-3. In diesem Zeitbereich ist die C_{org} -Konzentration in Kern GeoB 1710-3 weitgehend konstant. Jedoch steigt der *focussing*-Faktor auf das doppelte an. Somit lässt sich eventuell das Minimum bei 65 ka mit den Minima der Kerne GeoB 1711-4 und GeoB 1008-3 identifizieren.

Während des MIS 3 zeigen sich zwei Minima in der Eindringtiefe:

Das erste Minimum tritt bei etwa 45 ka auf. Zu dieser Zeit zeigen die TOC-Konzentrationen in Kern GeoB 1710-3 die geringsten glazialen Werte und der *focussing*-Faktor ist mit 1,2 niedrig.

Eine weitere Verminderung der Eindringtiefe liegt zwischen 35 und 30 ka. Zwar zeigen die TOC-Konzentrationen von Kern GeoB 1710-3 in diesem Zeitbereich erhöhte Werte, dennoch steigt im weiteren Verlauf die Eindringtiefe bei gleichbleibendem *focussing*-Faktor von 1,2.

Die Minima in MIS 3 erfolgen später als in Kern GeoB 1711-4, lassen sich jedoch mit den verringerten Eindringtiefen von Kern GeoB 1008-3 identifizieren. Zwischen 30 und 18 ka beträgt die Eindringtiefe 4 cm. Zu dieser Zeit ist jedoch der *focussing*-Faktor am höchsten und Kern GeoB 1710-3 zeigt zu dieser Zeit die höchste C_{org} -Konzentrationen.

In der zweiten Hälfte des LGM steigt die Eindringtiefe auf 6 cm, bei einer Reduzierung des *focussing*-Faktors um die Hälfte und bei stark abnehmenden TOC-Konzentrationen. Ähnlich wie in Kern GeoB 1711-4 bleibt die Eindringtiefe immer noch sehr gering trotz des stark verringerten Kohlenstoffflusses.

In der ersten Hälfte des Holozäns fällt die Eindringtiefe nochmals bis auf 4 cm ab, bei einem Anstieg des *focussing*-Faktors um etwa 30%. Allerdings sind hier die TOC-Konzentrationen gleichbleibend niedrig mit 0,5.

Kern GeoB 3718-10

Die Lokation von GeoB 3718-10 ist von den untersuchten Kernen am nächsten zur Küste gelegen und es ist mit einer hohen Primärproduktion zu rechnen. Es

5 URANKONZENTRATIONEN

ergibt sich für die jüngste Probe (1,25 ka) ein Z von 21 cm mit einem *focussing*-Faktor von etwa 1 (**Abb. 5.17**). In den Kernbereichen, welche älter als 5 ka sind, sind die Redoxiefen sehr flach und liegen zwischen 0,7 und 1,8 cm (**Abb. 5.23**). Obwohl davon auszugehen ist, dass die C_{org} -Konzentrationen im Holozän gegenüber dem Glazial abgenommen haben, ist die Eindringtiefe mit etwa 0,6 cm im Kernbereich von 10 bis 5 ka geringer als im Glazial, bei abnehmendem *focussing*-Faktor von 12 auf 5. Diese geringe Eindringtiefe des Sauerstoffs zu Beginn des Holozäns, die bei den anderen drei Kernen ebenfalls festzustellen ist, könnte auch hier auf eine niedrigere Sauerstoffkonzentration des Tiefenwassers hinweisen.

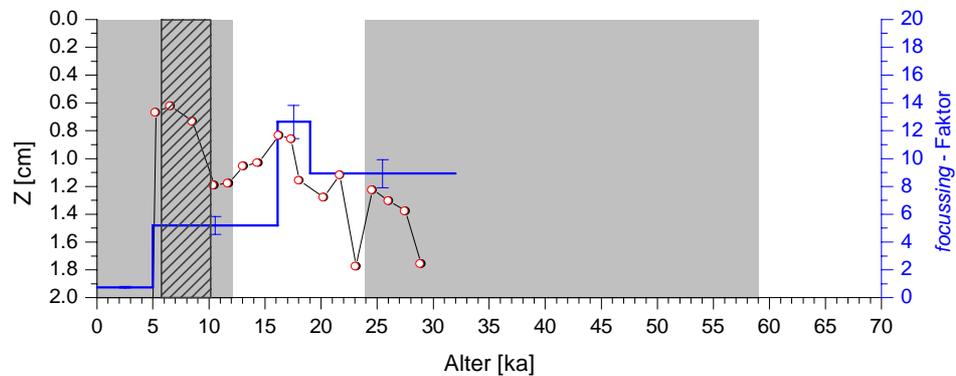


Abb. 5.23: Redoxiefe (geschlossene Symbole) mit den Zeitpunkten des Uraneinbaus (offene Symbole) im Vergleich zu den über die Alterskontrollpunkte gemittelten *focussing*-Faktoren gegen das Probenalter von Kern **GeoB 3718-10**.

5.2.3 Zusammenfassung

Auf Grund von hohen Einträgen an organischem Material und zusätzlicher Fokussierung von Sediment ist die Uransignatur bei den vorgestellten Kernen gut erhalten. An den Kernen konnte gezeigt werden, dass Minima in der Redoxtiefe auftreten die nicht mit einer Erhöhung des C_{org} -Eintrags in Verbindung zu bringen sind. In Abb.5.2.4 sind die Redoxiefen der Kerne nochmals zusammenfassend dargestellt.

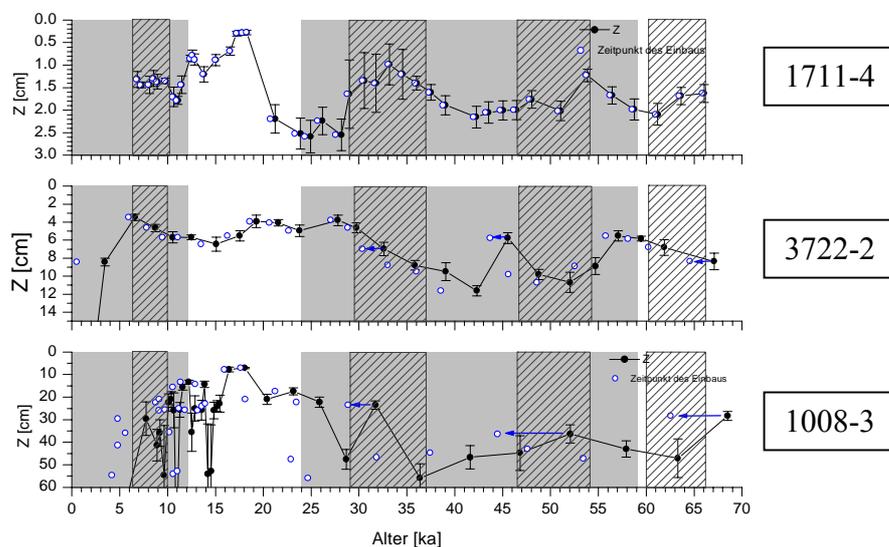


Abb. 5.24: Redoxiefen der bearbeiteten Kerne.

Im Kern GeoB 1711-4 treten diese Minima in den Zeitbereichen von 66 bis 60 ka, 54 bis 47 ka, von 37 bis 29 ka und im Holozän zwischen 10 und 6 ka auf.

In den Kernen GeoB 1008-3 und GeoB 3722-2 ist in MIS 4, in MIS 3 (bei etwa 45 ka und 33 ka) und im Holozän eine deutlich flachere Redoxcline festzustellen. Die Minima in MIS 3 erfolgen später als die Urananreicherungen von Kern GeoB 1711-4, während die Minima in MIS 4 und im Holozän in den gleichen Zeitbereichen entstehen wie bei Kern GeoB 1711-4.

5 URANKONZENTRATIONEN

Bei Kern 3718-10 zeigt sich im Holozän ebenfalls ein Minimum in der Eindringtiefe, das zeitgleich mit den andern Kernen erfolgt.

In allen vier Kernen zeigt sich eine flache Redoxcline am Ende des LGM von 19 – 12 ka. Da in diesem Zeitbereich hohe Kohlenstoffflüsse und hohe *focussing*-Faktoren auftreten, können die geringen Eindringtiefen nicht eindeutig auf eine niedrigere Sauerstoffkonzentration im Tiefenwasser zurückgeführt werden.

Insgesamt deuten diese Ergebnisse stark darauf hin, dass zu diesen Zeiten eine niedrigere Sauerstoffkonzentration des Tiefenwassers, die mit einer Änderung der Tiefenwasserzirkulation in Verbindung gebracht werden kann. Diese Annahme wird gestützt von $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Profilen und wird daher in [Kapitel 7.3](#) eingehend diskutiert.

6 Thorium-Isotope und Protactinium

6.1 Messergebnisse

6.1.1 Kern GeoB 1711-4

Die ^{232}Th -Konzentrationen von Kern GeoB 1711-4 (**Abb. 6.1**) zeigen während des Holozäns einen relativ konstanten Eintrag mit einem Mittelwert von 2,4 ppm. Gegenüber dem Holozän sind die Konzentrationen im Glazial um fast das doppelte höher, und die Schwankungen sind deutlich größer (3 – 5,5 ppm), wobei der Mittelwert über das LGM (5,3 ppm) etwas höher liegt als der über das MIS 3 (4,3 ppm). Höhere Werte von 6 bis zu 9 ppm werden am Ende von MIS 4, in MIS 3 bei 43 ka und im LGM von 22 – 17 ka erreicht.

Die alterskorrigierten $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ – Aktivitäten (**Abb. 6.2**) weisen Werte zwischen 2 und 6 dpm/g auf, mit auffällig erhöhten Aktivitäten bei 43 ka (11 dpm/g) und bei 21 ka (8 dpm/g). Die holozänen Aktivitäten sind relativ konstant mit einem Mittelwert von 3,5 dpm/g. Abgesehen von den kurzen Phasen sehr hoher ^{230}Th -Aktivität, liegen die glazialen Werte im Mittel um etwa 26% höher als im Holozän, wobei der Mittelwert über das LGM (4,7 dpm/g) leicht höher liegt als über das MIS 3 (4,43 dpm/g)

Die alterskorrigierten $^{231}\text{Pa}_{\text{excess}}$ -Aktivitäten liegen zwischen 0,2 und 0,6 dpm/g. Im LGM von 18 – 12 ka sind die Aktivitäten mit 0,25 dpm/g nahezu konstant (**Abb. 6.3**). Im Holozän steigen die Aktivitäten auf einen Mittelwert von 0,41 dpm/g. Im Gegensatz zu den ^{230}Th – Aktivitäten, deren Werte im LGM gegenüber dem Holozän um 36% erhöht sind, liegen die glazialen ^{231}Pa – Aktivitäten etwa 40% niedriger als die holozänen Werte.

6 THORIUM-ISOTOPE UND PROTACTINIUM

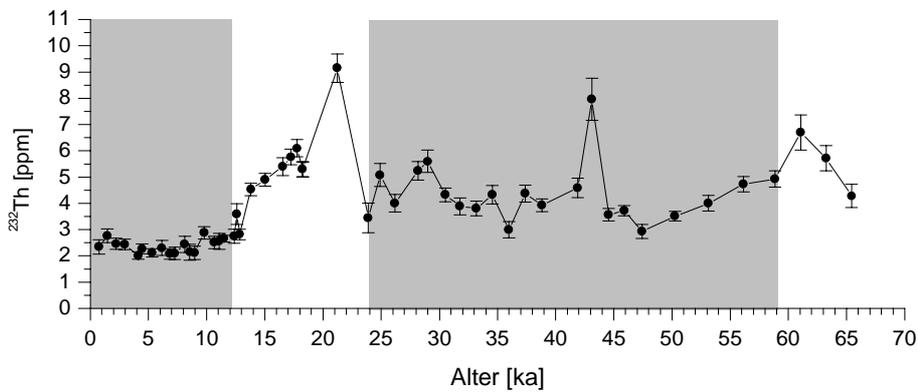


Abb. 6.1: ^{232}Th -Konzentration von Kern **GeoB 1711-4** aufgetragen über dem Alter.

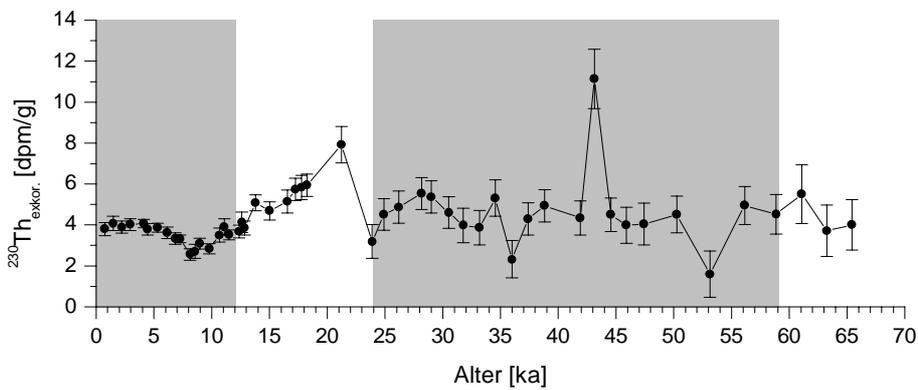


Abb.6.2: Zerfallskorrigierte $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ -Aktivitäten von Kern **GeoB 1711-4** aufgetragen über dem Alter.

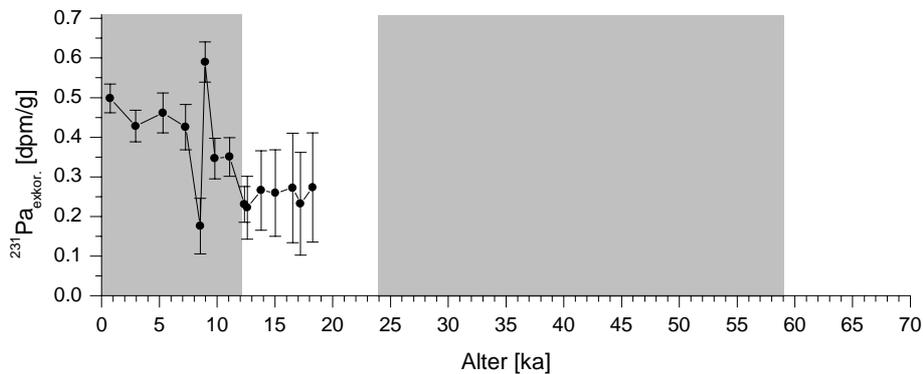


Abb. 6.3: Zerfallskorrigierte $^{231}\text{Pa}_{\text{excess}}$ -Aktivitäten von Kern **GeoB 1711-4** aufgetragen über dem Alter.

6.1.2 Kern GeoB 3722-2

Im Glazial bewegen sich die ^{232}Th -Konzentrationen in Kern GeoB 3722-2 (**Abb. 6.4**) im Bereich von 3 bis 7 ppm und sind damit um etwa das 3fache höher als die holozänen Konzentrationen, die zwischen 1 und 2 ppm liegen. Auch hier werden die höchsten Konzentrationen im LGM erreicht (Mittelwert: 5,9 ppm), wobei die Werte bis in den Anfang des Holozäns hoch bleiben und ein Konzentrationsabfall erst ab 9 ka zu verzeichnen ist. In MIS 3 sind die Konzentrationen etwas geringer (Mittelwert: 4,2 ppm). Hohe Konzentrationen, vergleichbar mit dem LGM finden sich am Ende von MIS 4 und bei 36 ka.

Die alterskorrigierten $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ -Aktivitäten (**Abb. 6.5**) liegen im Bereich von 5 bis 12 dpm/g, und erreichen die höchsten Aktivitäten von 12 dpm/g am Ende von MIS 3. Wie in Kern GeoB 1711-4 ist der Mittelwert über das Glazial (7,8 dpm/g) um etwa 26% höher als der holozäne Wert (6,2 dpm/g).

Die alterskorrigierten $^{231}\text{Pa}_{\text{excess}}$ -Aktivitäten (**Abb. 6.6**) schwanken zwischen 0,2 – 0,5 dpm/g mit erhöhten Werten bis zu 1 dpm/g bei 62, 49, 33 ka und im LGM zwischen 17 und 12 ka. Bei Nichtberücksichtigung der Peaks im ^{231}Pa -Profil beträgt der mittlere Wert im Glazial 0,4 dpm/g, der 1/3 höher liegt als der holozäne Mittelwert (0,3 dpm/g). Die Peaks in den ^{231}Pa -Daten korrelieren nicht mit einer Erhöhung der ^{230}Th -Aktivitäten.

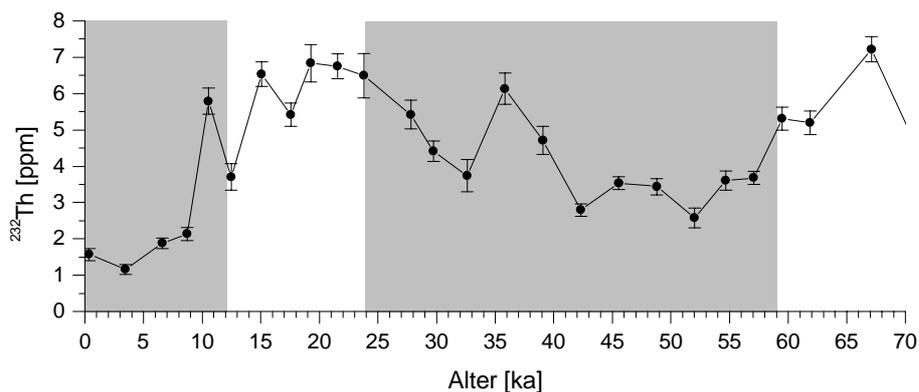


Abb. 6.4: ^{232}Th -Konzentration von Kern **GeoB 3722-2** aufgetragen über dem Alter.

6 THORIUM-ISOTOPE UND PROTACTINIUM

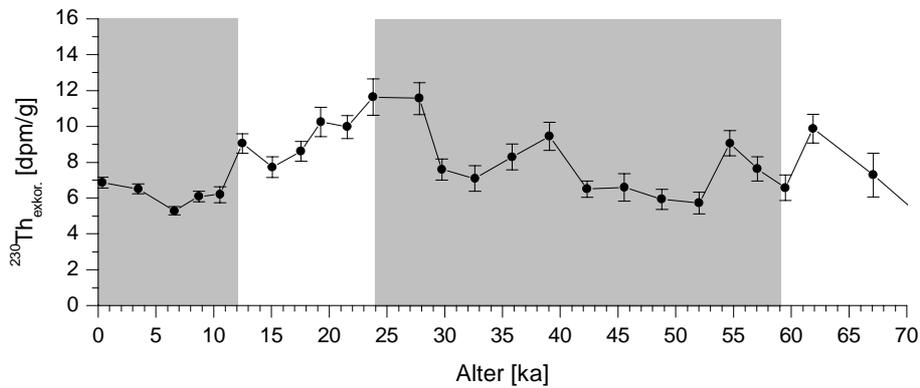


Abb. 6.5: Zerfallskorrigierte $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ -Aktivitäten von Kern GeoB 3722-2 aufgetragen über dem Alter.

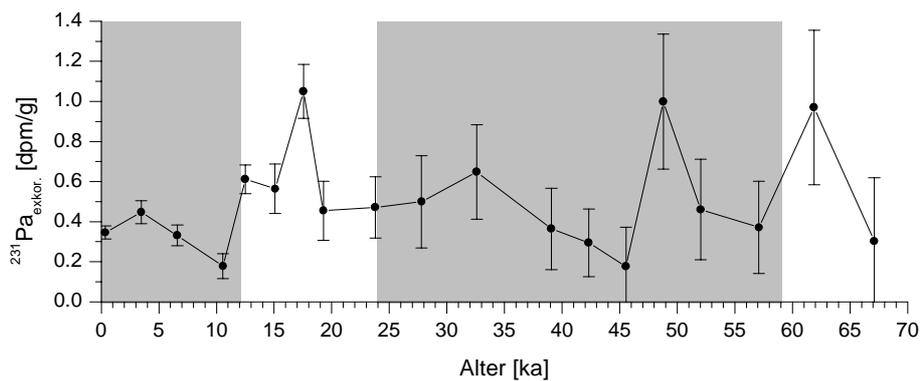


Abb. 6.6: Zerfallskorrigierte $^{231}\text{Pa}_{\text{excess}}$ -Aktivitäten von Kern GeoB 3722-2 aufgetragen über dem Alter.

6.1.3 Kern GeoB 3718-10

In Kern GeoB 3718-10 deuten sich ebenfalls etwas niedrigere ^{232}Th -Konzentrationen während des MIS 3 an (**Abb. 6.7**). Im LGM werden sehr hohe Werte von 6,5 bis 8,5 ppm erreicht. Über das Holozän fallen die Konzentrationen von 5 ppm bis auf 2,7 ppm ab.

Die glazialen alterskorrigierten $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ -Aktivitäten (**Abb. 6.8**) bewegen sich im Bereich von 5 bis 9 dpm/g und im Holozän von 2,5 bis 4,5 dpm/g. Im Glazial

6 THORIUM-ISOTOPE UND PROTACTINIUM

beträgt der Mittelwert 6,8 dpm/g, im Holozän sinken die Werte um einen Faktor von 0,6 auf einen Mittelwert von 4,1 dpm/g.

Die $^{231}\text{Pa}_{\text{excess}}$ -Aktivitäten zeigen Werte zwischen 0,2 und 0,8 dpm/g (**Abb. 6.9**). Während des LGM sind die Aktivitäten relativ konstant und betragen im Mittel 0,6 dpm/g. Im Holozän sinken die Aktivitäten auf einen Wert von 0,3 ab und sind damit halb so groß wie im LGM.

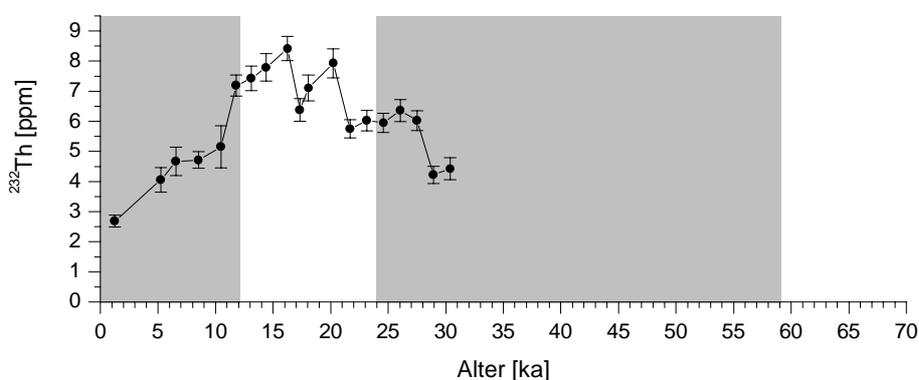


Abb. 6.7: ^{232}Th -Konzentration von Kern *GeoB 3718-10* aufgetragen über dem Alter.

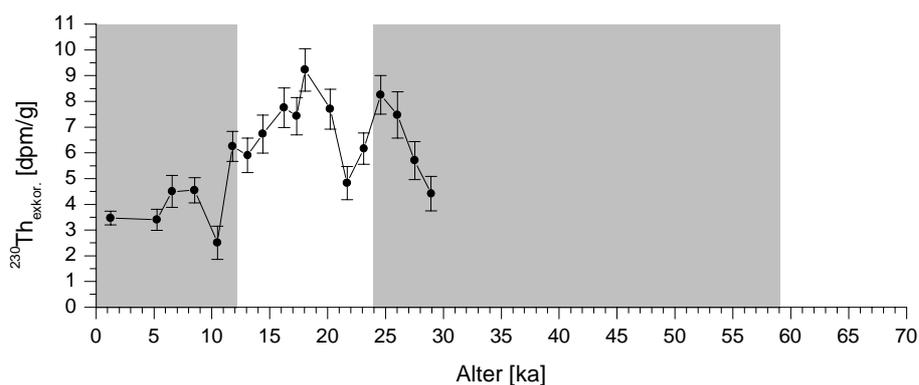


Abb. 6.8: Zerfallskorrigierte $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ -Aktivitäten von Kern *GeoB 3718-10* aufgetragen über dem Alter.

6 THORIUM-ISOTOPE UND PROTACTINIUM

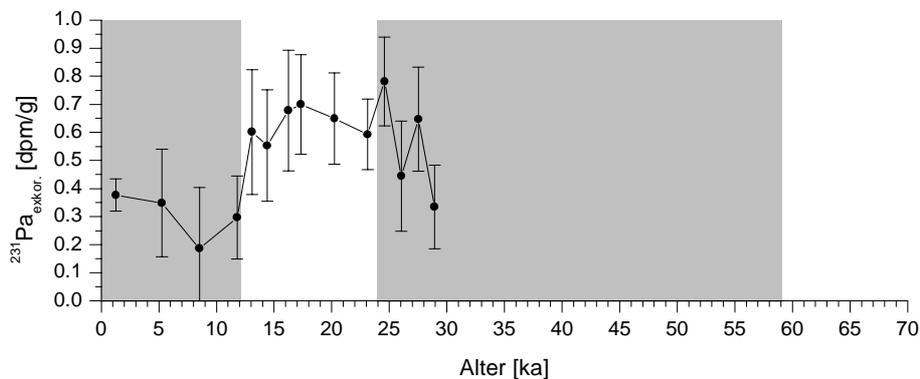


Abb. 6.9: Zerfallskorrigierte $^{231}\text{Pa}_{\text{excess}}$ -Aktivitäten von Kern **GeoB 3718-10** aufgetragen über dem Alter.

6.1.4 Kern GeoB 1035-4

Die ^{232}Th -Konzentrationen in Kern GeoB 1035-4 liegen im Bereich von 1 bis 5,5 ppm (**Abb. 6.10**). Die höchsten Konzentrationen, mit einem Mittelwert von 3,9 ppm sind am Ende von MIS 4 bis etwa 48 ka festzustellen. Danach nehmen die Werte auf einen Mittelwert von 2,1 ppm ab und steigen im LGM und zu Beginn des Holozäns wieder an, mit einem Mittelwert von 3,4 ppm.

Die alterskorrigierten $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ -Aktivitäten zeigen Werte zwischen 4 und 27 dpm/g (**Abb. 6.11**). Ähnlich dem ^{232}Th -Profil weisen die ^{230}Th -Aktivitäten die höchsten Werte im Übergangsbereich von MIS 4 nach MIS 3 auf. Mit einem Mittelwert von 10 dpm/g sind die Aktivitäten über das MIS 3 relativ konstant. Im LGM erhöhen sich die Werte abermals auf einen Mittelwert von 15 dpm/g.

Die alterskorrigierten $^{231}\text{Pa}_{\text{excess}}$ -Aktivitäten bewegen sich zwischen 0,5 und 0,8 dpm/g (**Abb. 6.12**) mit höheren Aktivitäten bis 1 dpm/g am Ende von MIS 4 und einem auffälligen Peak von 1,3 dpm/g bei 19 ka. Sehr niedrige Aktivitäten von 0,3 dpm/g treten am Ende von MIS 3 und bei 6 ka auf.

6 THORIUM-ISOTOPE UND PROTACTINIUM

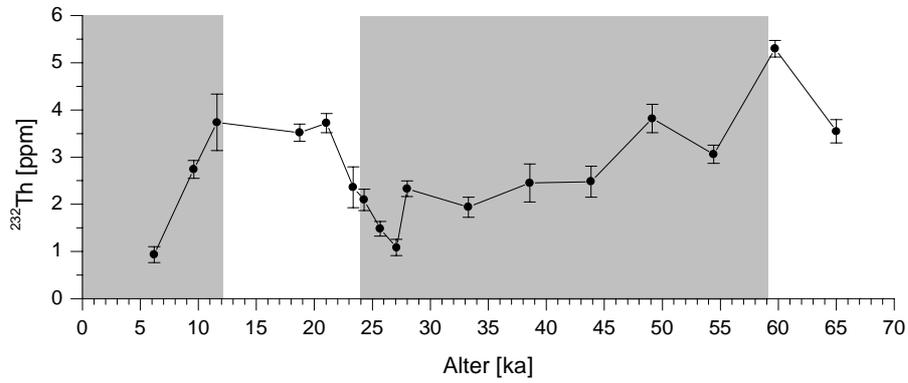


Abb. 6.10: ^{232}Th -Konzentration von Kern **GeoB 1035-4** aufgetragen über dem Alter.

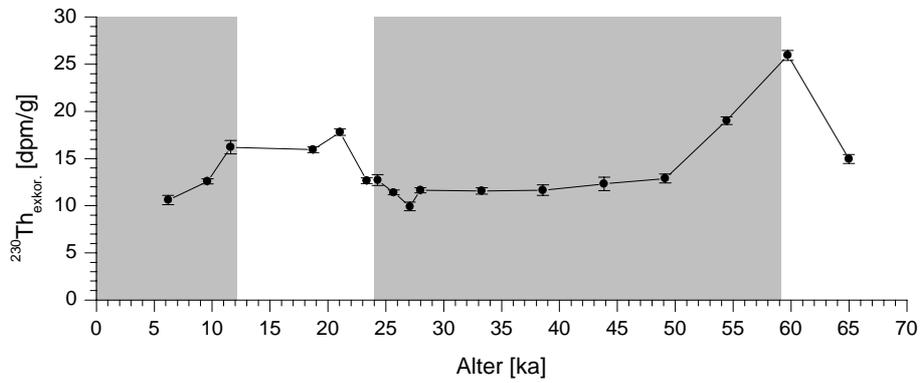


Abb. 6.11: Zerfallskorrigierte $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ -Aktivitäten von Kern **GeoB 1035-4** aufgetragen über dem Alter.

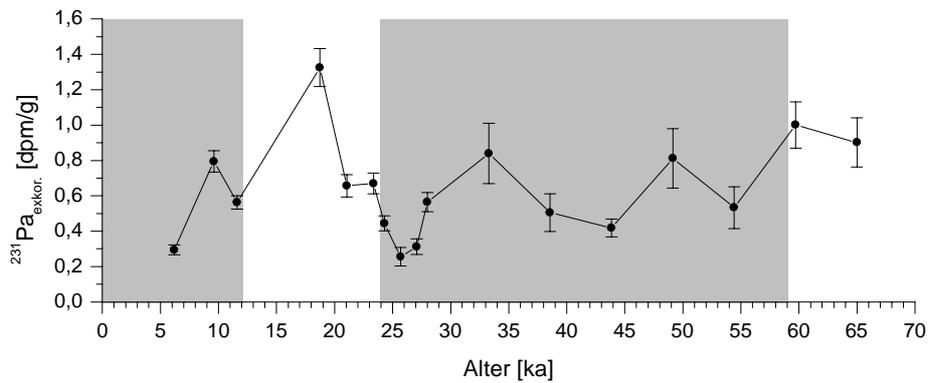


Abb. 6.12: Zerfallskorrigierte $^{231}\text{Pa}_{\text{excess}}$ -Aktivitäten von Kern **GeoB 1035-4** aufgetragen über dem Alter.

6 THORIUM-ISOTOPE UND PROTACTINIUM

6.1.5 Zusammenfassung

In der Regel finden sich in den glazialen Perioden niedrigere ^{230}Th -Aktivitäten auf Grund einer höheren Produktivität und eines höheren detritischen Eintrags, was eine Verdünnung des Thoriums zur Folge hat. Es zeichnet sich jedoch in allen untersuchten Kernen während des Glazial eine Erhöhung der alterskorrigierten $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ -Aktivitäten gegenüber dem Holozän ab, wobei die Aktivitäten im LGM nochmals leicht höher liegen. Zudem sind die Schwankungen im ^{230}Th -Profil während der Kaltzeit größer. Während des Holozäns sind die ^{230}Th -Aktivitäten vergleichsweise konstant.

Die generell höheren ^{230}Th -Aktivitäten während der Kaltzeit können mit einer niedrigeren CaCO_3 -Konzentration begründet werden. Die höheren Akkumulationen von organischem Kohlenstoff im Glazial und die Freisetzung von CO_2 bei dessen Remineralisierung können zu einer verstärkten Karbonatlösung führen. Dafür sprechen die ^{232}Th -Konzentrationen während des MIS 3 und 2, die einen ähnlichen Verlauf wie das $^{230}\text{Th}_{\text{exkor.}}$ -Profil aufweisen. Die beiden Profile von Kern GeoB 1711-4 (**Abb. 6.13**) zeigen eine gute Korrelation. Insbesondere die Thorium-Peaks bei 43 ka und 21 ka deuten auf eine Anreicherung von ^{230}Th in karbonatärmeren Sedimentlagen hin.

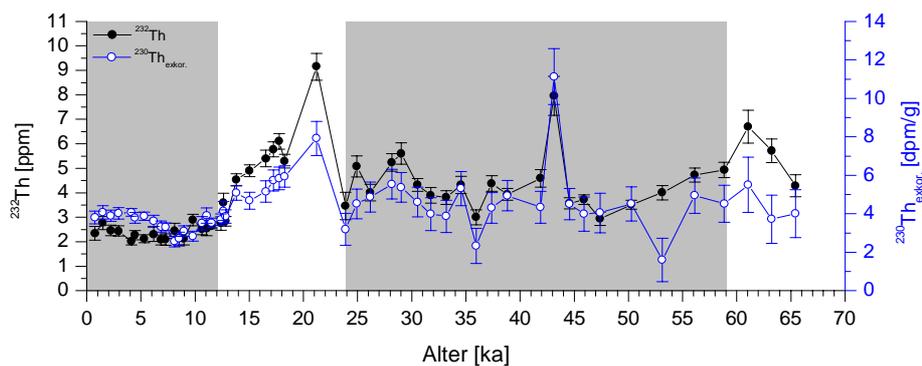


Abb. 6.13: ^{232}Th -Konzentration (geschlossene Symbole, linke Ordinate) und ^{230}Th -Aktivität (offene Symbole, rechte Ordinate) von Kern **GeoB 1711-4**.

6 THORIUM-ISOTOPE UND PROTACTINIUM

Eine ähnlich gute Korrelation für den glazialen Kernabschnitt ergibt sich für Kern GeoB 3722-2 (**Abb. 6.14**). Unterstützt wird die Vermutung durch den Vergleich der ^{230}Th -Aktivität mit den Karbonatgehalten des Nachbarkerns GeoB 1710-3 [Kirst et al., 1999]. Mit $23,43^\circ$ Süd, $11,7^\circ$ Ost und einer Wassertiefe von 2987 m ist diese Lokation vergleichbar mit Kern GeoB 3722-2. In **Abb. 6.15** sind die CaCO_3 -Konzentrationen mit invertierter Achse zusammen mit dem ^{230}Th -Profil aufgetragen und es ist ein gegenläufiger Verlauf ersichtlich.

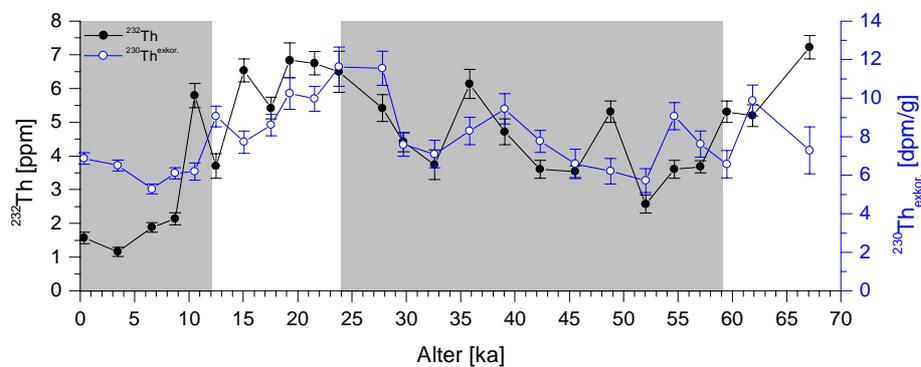


Abb. 6.14: ^{232}Th -Konzentration (geschlossene Symbole; linke Ordinate) und ^{230}Th -Aktivität (offene Symbole; rechte Ordinate) von Kern **GeoB 3722-2**.

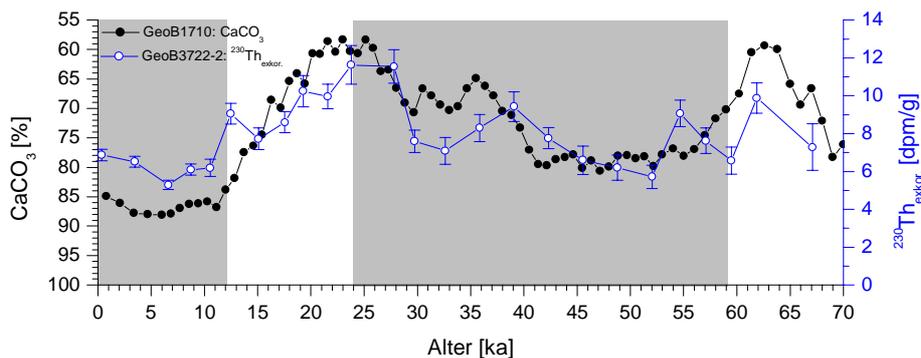


Abb. 6.15: CaCO_3 -Konzentration (geschlossene Symbole; linke Ordinate) von Kern **GeoB 1710-3** [Kirst et al., 1999] aufgetragen mit invertierter Achse im Vergleich mit den ^{230}Th -Aktivitäten (offene Symbole; rechte Ordinate) von Kern **GeoB 3722-2** gegen das Alter.

Ebenso können die höheren ^{230}Th -Aktivitäten in Kern GeoB 1035-4 auf eine Karbonatlösung zurückgeführt werden. Das ^{230}Th -Profil zeigt den gleichen

6 THORIUM-ISOTOPE UND PROTACTINIUM

Verlauf wie das ^{232}Th -Profil (**Abb. 6.16**). Auch der Vergleich der ^{230}Th -Aktivitäten mit den CaCO_3 -Konzentrationen [Bickert, 1992] (**Abb. 6.17**) deuten insbesondere am Übergang von MIS 4 nach 3 und im LGM auf eine Anreicherung von ^{230}Th durch verstärkte Auflösung des Karbonats hin.

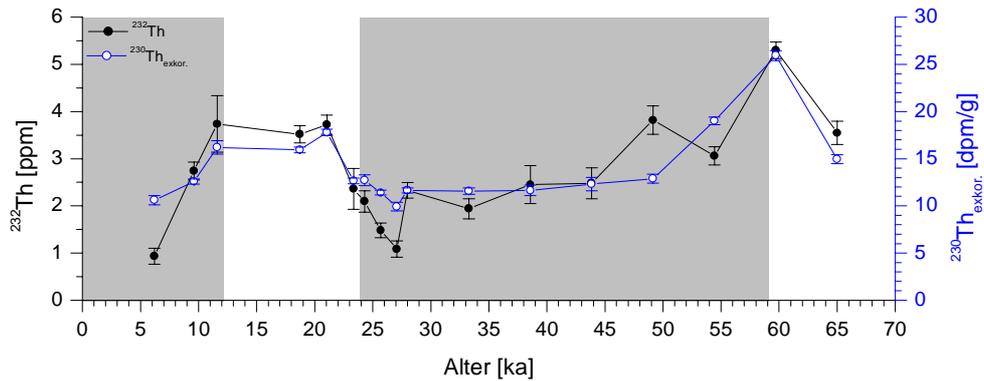


Abb. 6.16: ^{232}Th -Konzentration (geschlossene Symbole; linke Ordinate) und ^{230}Th -Aktivität (offene Symbole; rechte Ordinate) von Kern **GeoB 1035-4**.

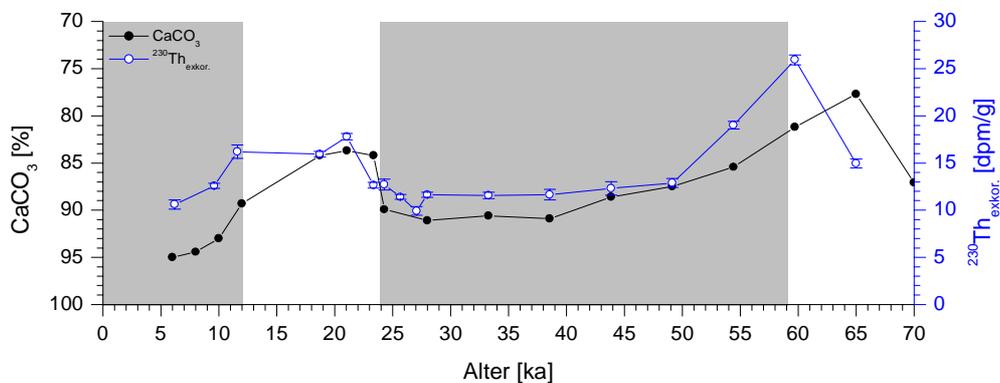


Abb. 6.17: CaCO_3 -Konzentration (offene Symbole) [Bickert, 1992] aufgetragen mit invertierter Achse im Vergleich mit den ^{230}Th -Aktivitäten (geschlossene Symbole) von Kern **GeoB 1035-4** gegen das Alter.

6.2 Flussdichten der Thorium Isotope und Partikelflüsse

Nachfolgend sind nach **Gleichung 2.12** ([Kapitel 2.2.2](#)) die aus den alterskorrigierten $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ -Daten berechneten Flussdichten gezeigt. Da ^{230}Th eine sehr kurze Verweilzeit in der Wassersäule hat (5 - 40 a) ist davon auszugehen, dass der ^{230}Th -Fluss in die Sedimente seiner Produktion in der Wassersäule entspricht. Daher können Abweichungen vom Produktionsfluss auf Sedimentumlagerungen zurückgeführt werden ([siehe Kapitel 2.2.2](#)). Die erwartete Flussdichte ergibt sich aus **Gleichung 2.13** und ist in den Graphen als Hilfslinie eingezeichnet. Ebenfalls gezeigt werden die Partikelflüsse und die auf *focussing* und *winning* korrigierten Partikelflüsse, die den vertikalen Partikelfluss zeigen.

6.2.1 Kern GeoB 1711-4

Die höchsten ^{230}Th -Flüsse in das Sediment zeigt Kern GeoB 1711-4 (**Abb. 6.18**). Im Holozän und im MIS 3 betragen die Flüsse in etwa 20 dpm/(cm² ka) und sind damit um etwa das 5fache höher als die erwartete Produktion. In der Mitte des LGM werden erhebliche Flüsse von 120 dpm/(cm² ka) erreicht, welche die Produktion um das 25-fache übersteigen. Am Ende des LGM nehmen die Flüsse wieder ab, erreichen jedoch immer noch das 8 – 10-fache der Produktion. Diese großen Produktionsüberschreitungen deutet darauf hin, dass dieser Kern erheblich Sediment importiert.

Die Partikelflüsse (**Abb. 6.19**, offene Symbole) liegen im Bereich von 3 – 20 g/(cm²ka) und zeigen einen ähnlichen Verlauf wie das Profil der ^{230}Th -Flüsse. Auffällig ist, dass der Partikelfluss im MIS 3 bis zur Mitte des LGM leicht niedriger liegt als der Partikelfluss am Ende des Holozäns, obwohl viele Studien für das *upwelling*-Gebiet vor Namibia auf eine höhere Bioproduktivität und einen höheren detritischen Eintrag hinweisen ([siehe Kapitel 3.2](#)). Die sehr hohen Partikelflüsse zwischen 19 und 12 ka sind eindeutig auf einen Antransport von Sediment zurückzuführen. Die auf *focussing* korrigierten Partikelflüsse (**Abb. 6.19**, geschlossene Symbole) zeigen einen gleichmäßigeren Verlauf. Es ergibt sich ein vertikaler Partikelfluss der zwischen 0,8 und 1,8 dpm/(cm²ka) liegt. Danach sind jedoch die vertikalen Partikelflüsse im LGM sogar niedriger als in MIS 3. Eventuell ist die *focussing*-Korrektur auf Grund eines lateralen Antransports von

6 THORIUM-ISOTOPE UND PROTACTINIUM

^{230}Th überschätzt, was in [Kapitel 7.2](#) diskutiert wird. Dennoch sind auch die unkorrigierten Flüsse in MIS 3 geringer als im Holozän und ein Antransport von ^{230}Th im realistischen Rahmen kann die Partikelflüsse im LGM nicht wesentlich erhöhen.

Der auf *focussing* korrigierte ^{232}Th -Fluss ([Abb. 6.20](#)) liegt zwischen 3 und 6 $\mu\text{g}/(\text{cm}^2\text{ka})$. Am Übergang von MIS 4 nach 3 sind die Flüsse am höchsten mit einem Mittelwert von 6 $\mu\text{g}/(\text{cm}^2\text{ka})$. In MIS 3 und im LGM sind die detritischen Vertikalflüsse relativ konstant bei einem Mittelwert von 5 $\mu\text{g}/(\text{cm}^2\text{ka})$. Etwas niedriger sind die Einträge im Holozän, mit Mittelwerten von 4 $\mu\text{g}/(\text{cm}^2\text{ka})$ und 3 $\mu\text{g}/(\text{cm}^2\text{ka})$.

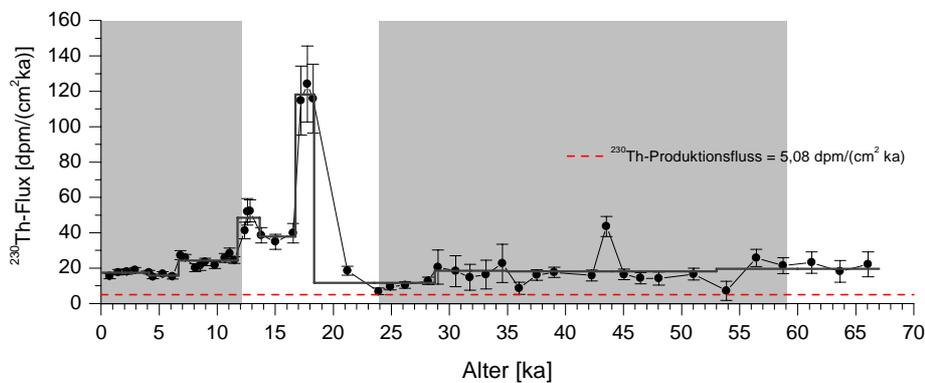


Abb. 6.18: ^{230}Th -Flüsse von Kern **GeoB 1711-4**. Die durchgezogenen Linien zeigen die Mittelwerte der ^{230}Th -Flüsse zwischen den datierten Kontrollpunkten. Die Hilfslinie stellt den erwarteten ^{230}Th -Produktionsfluss in der Wassersäule dar.

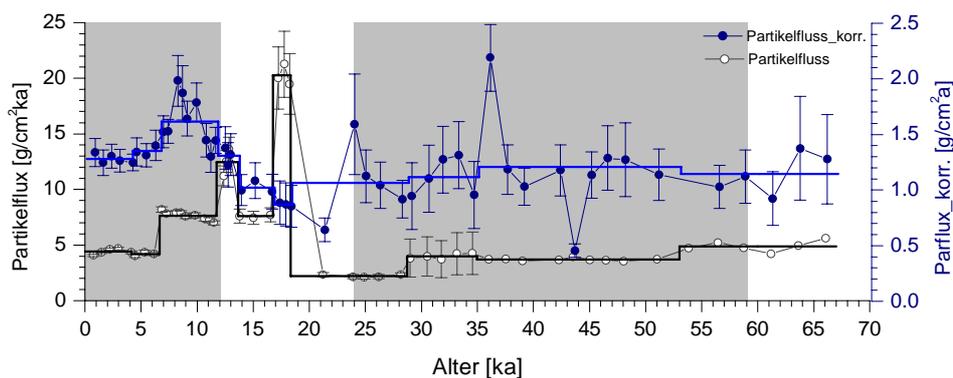


Abb. 6.19: Partikelfluss (offene Symbole, linke Ordinate) und vertikaler Partikelfluss (geschlossene Symbole, rechte Ordinate) von Kern **GeoB 1711-4**. Die durchgezogenen Linien zeigen die Mittelwerte zwischen den Alterskontrollpunkten.

6 THORIUM-ISOTOPE UND PROTACTINIUM

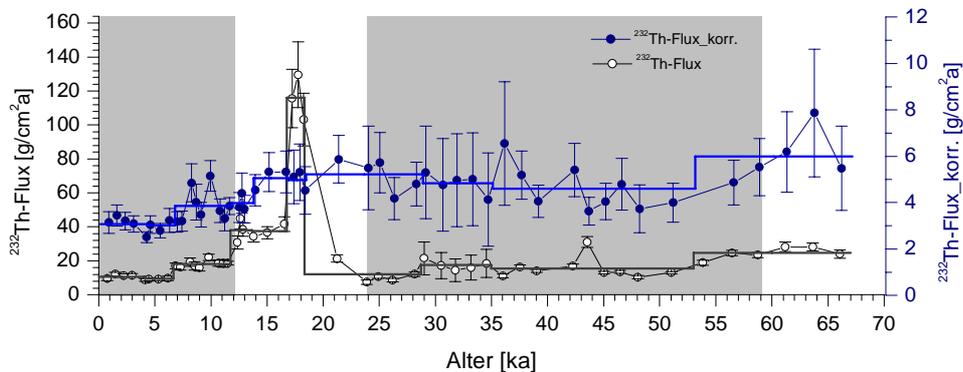


Abb. 6.20: ^{232}Th -Flüsse (offene Symbole, linke Ordinate) und focussing korrigierte ^{232}Th -Flüsse (geschlossene Symbole; rechte Ordinate) von Kern **GeoB 1711-4**.

6.2.2 Kern GeoB 3722-2

Kern GeoB 3722-2 weist ^{230}Th -Flüsse zwischen 9 und 23 dpm/(cm²ka) auf (**Abb. 6.21**). Die höchsten Werte mit einer Produktionsüberschreitung um das 2 – 2,5-fache treten an den Stadienübergängen von MIS 4 nach 3, am Übergang von MIS 3 nach 2 und zu Beginn des Holozäns auf. Zwischen 52 und 32 ka entspricht der ^{230}Th -Fluss nahezu dem Produktionswert.

Die Partikelflüsse von Kern GeoB 3722-2 (**Abb. 6.22**, offene Symbole) haben Werte zwischen 1,5 bis 3,5 g/(cm²ka). Im Vergleich zu Kern GeoB 1711-4 wird hier wesentlich weniger Sediment *focussiert*. Die auf *focussing* korrigierten Partikelflüsse (**Abb. 6.22**, geschlossene Symbole) sind im Glazial relativ konstant (Mittelwert: 1 µg/(cm²ka)) und erhöhen sich im Holozän im Mittel auf 1,4 µg/(cm²ka). Damit sind die vertikale Partikelflüsse von Kern GeoB 3722-2 und von Kern GeoB 1711 gleich groß und auch hier ist der Partikelfluss im LGM am geringsten.

Die auf *focussing* korrigierten ^{232}Th -Flüsse von Kern GeoB 3722-2 (**Abb. 6.23**) liegen zwischen 2 und 8 µg/(cm²ka) und sind vergleichbar mit den ^{232}Th -Flüssen von Kern GeoB 1711-4. Auch hier sind die ^{232}Th -Flüsse am Ende von MIS 4 am höchsten (Mittelwert 6 µg/(cm²ka)). In MIS 3 sinken sie auf einen Mittelwert von 5 µg/(cm²ka) und steigen im LGM nochmals auf 6 µg/(cm²ka) an. Wie in Kern GeoB 1711-4 bleiben die Einträge auch zu Beginn des Holozäns hoch und fallen erst in der zweiten Hälfte ab. Der rezente Wert ist mit 2 µg/(cm²ka) niedriger als der in Kern GeoB 1711-4 (3 µg/(cm²ka)).

6 THORIUM-ISOTOPE UND PROTACTINIUM

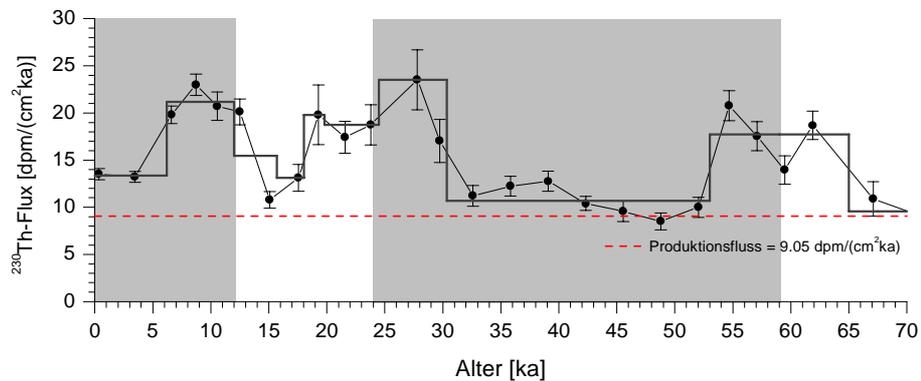


Abb. 6.21: ^{230}Th -Flüsse von Kern **GeoB 3722-2**. Die durchgezogenen Linien zeigen die Mittelwerte der ^{230}Th -Flüsse zwischen den datierten Kontrollpunkten.

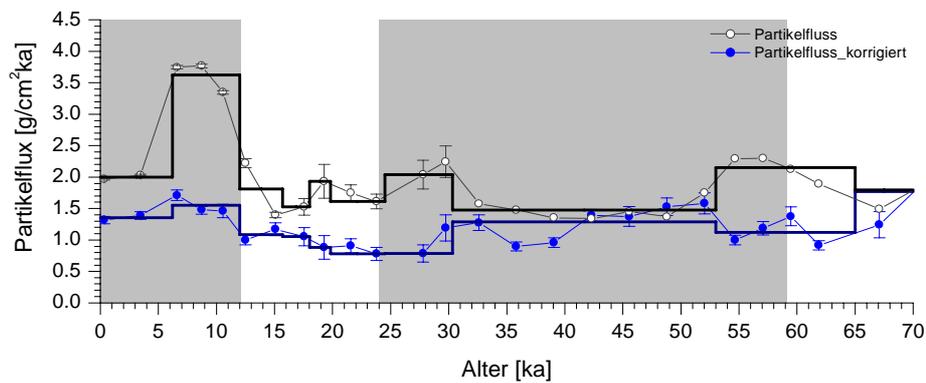


Abb. 6.22: Partikelfluss (offene Symbole) und Partikelfluss focussing korrigiert (geschlossene Symbole) von Kern **GeoB 3722-2** gegen das Alter.

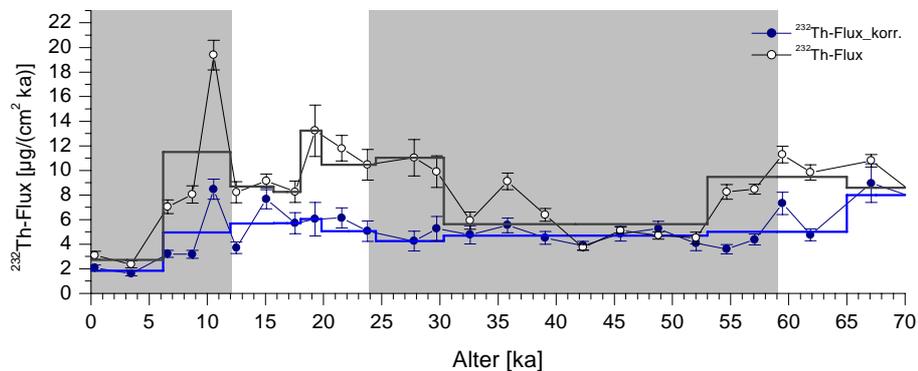


Abb. 6.23: ^{232}Th -Flüsse (offene Symbole) und focussing korrigierte ^{232}Th -Flüsse (geschlossene Symbole) von Kern **GeoB 3722-2**.

6.2.3 Kern GeoB 3718-10

Der küstennahe Kern GeoB 3718-10 zeigt ebenso wie Kern GeoB 1711-4 sehr hohe ^{230}Th -Flüsse, die im LGM bis um das 14-fache gegenüber der Produktion in der Wassersäule erhöht sind (**Abb. 6.24**). Mit einer 5-fachen Erhöhung *focussiert* das Sediment im Holozän weniger stark. Der rezente Wert liegt unterhalb des Produktionsflusses, was auf eine Abtragung von Sediment hinweist.

Die Partikelflüsse (**Abb. 6.25**, offene Symbole) liegen im Bereich von 0,9 bis 5,2 $\text{g}/(\text{cm}^2\text{ka})$ mit sehr hohen Werten im LGM und zu Beginn des Holozäns. Die Mittelwerte der vertikale Partikelflüsse (**Abb. 6.25**, geschlossene Symbole) haben Werte von 0,6 bis 1 $\text{g}/(\text{cm}^2\text{ka})$. Wie in Kern GeoB 1711-4 ist der vertikale Partikelfluss im LGM um die Hälfte geringer als im Holozän.

Die auf *focussing* korrigierten ^{230}Th -Flüsse in Kern GeoB 3718-10 (**Abb. 6.26**) liegen im Mittel zwischen 2,5 bis 4,5 $\mu\text{g}/(\text{cm}^2\text{ka})$ und zeigen damit den gleichen detritischen Eintrag wie die Kerne GeoB 1711-4 und GeoB 3722-2. Auch hier sind die Flüsse im LGM und in der ersten Hälfte des Holozäns erhöht.

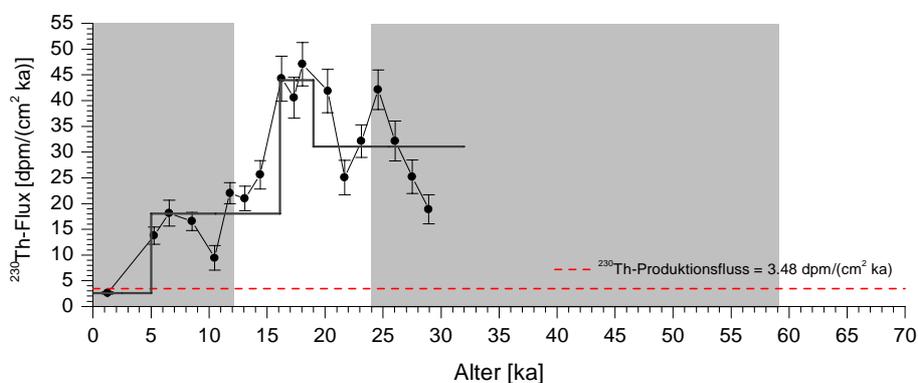


Abb. 6.24: ^{230}Th -Flüsse von Kern **GeoB 3718-10**. Die durchgezogene Linie zeigt die Mittelwerte der ^{230}Th -Flüsse zwischen den datierten Kontrollpunkten. Die Hilfslinie stellt den erwarteten ^{230}Th -Produktionsfluss in der Wassersäule dar.

6 THORIUM-ISOTOPE UND PROTACTINIUM

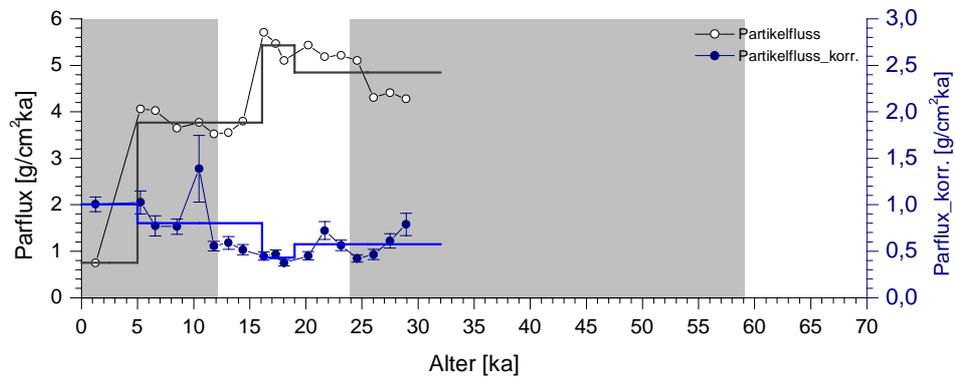


Abb. 6.25: Partikelfluss (offene Symbole, linke Ordinate) und vertikaler Partikelfluss (geschlossene Symbole, rechte Ordinate) von Kern **GeoB 3718-10**. Die durchgezogenen Linien zeigen die Mittelwerte zwischen den Alterskontrollpunkten.

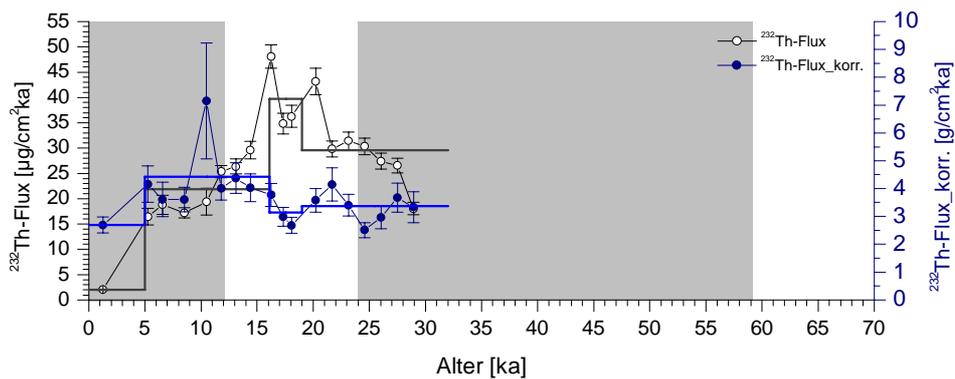


Abb. 6.26: ^{232}Th -Flüsse (offene Symbole; linke Ordinate) und focussing korrigierte ^{232}Th -Flüsse (geschlossene Symbole, rechte Ordinate) von Kern **GeoB 3718-10**.

6.2.4 Kern GeoB 1035-4

Die ^{230}Th -Flüsse von Kern GeoB 1035-4 (**Abb. 6.27**) zeigen erhöhte Werte im LGM und zu Beginn des Holozäns, die dem 2 bis 3-fachen des Produktionswertes entsprechen. Während des MIS 3 zwischen 49 und 28 ka liegen die Flüsse leicht unter dem Produktionswert, was auf eine Abtragung von Sediment hindeutet.

Die vertikalen Partikelflüsse (**Abb. 6.28**) liegen zwischen 0,4 – 1,2 $\text{g}/(\text{cm}^2\text{ka})$ bei einem mittleren Wert von 0,9 $\text{g}/(\text{cm}^2\text{ka})$.

Der korrigierten ^{232}Th -Flüsse (**Abb. 6.29**) liegen zwischen 1 und 3,5 $\mu\text{g}/(\text{cm}^2\text{ka})$.

6 THORIUM-ISOTOPE UND PROTACTINIUM

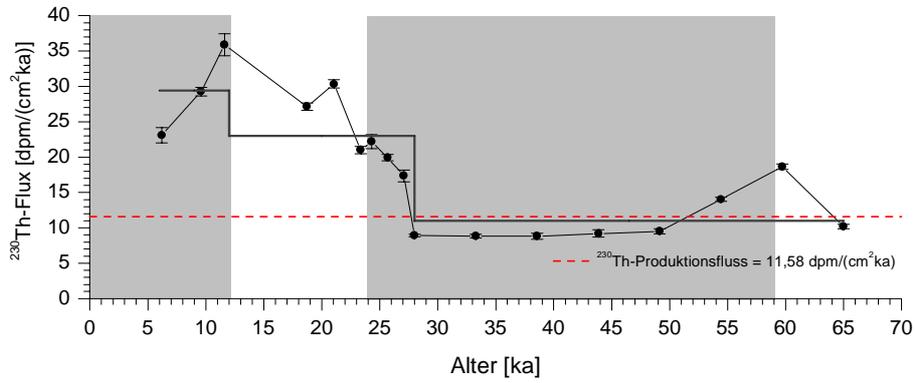


Abb. 6.27: ^{230}Th -Flüsse von Kern **GeoB 1035-4**. Die durchgezogene Linien zeigen die Mittelwerte der ^{230}Th -Flüsse zwischen den datierten Kontrollpunkten.

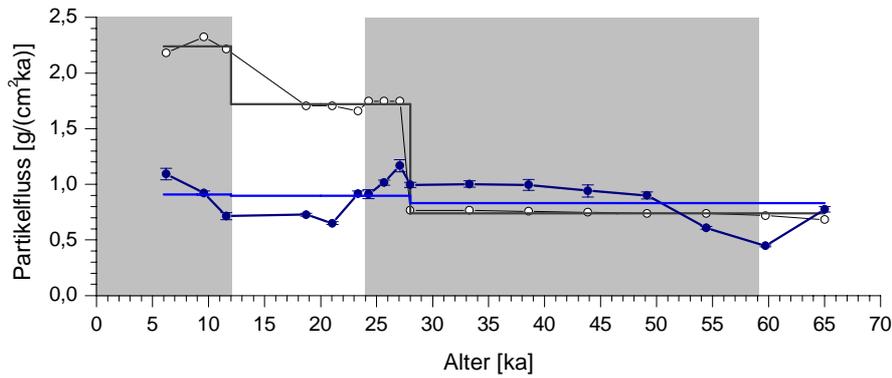


Abb. 6.28: Partikelfluss (offene Symbole) und vertikaler Partikelfluss (geschlossene Symbole) von Kern **GeoB 1035-4**.

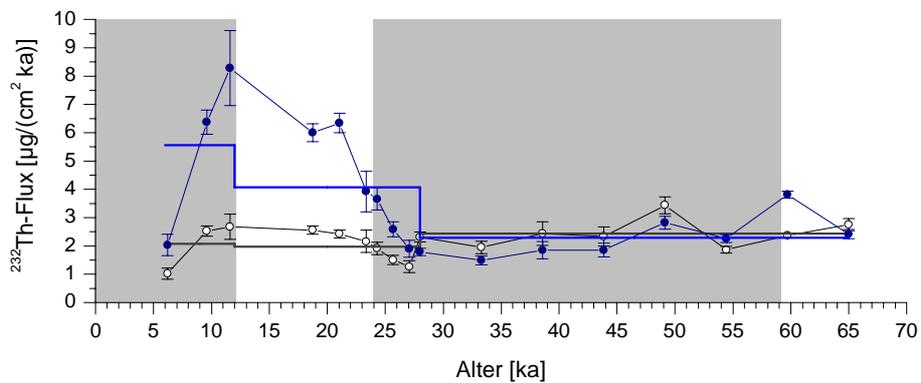


Abb. 6.29: ^{232}Th -Flüsse (offene Symbole) und focussing korrigierte ^{232}Th -Flüsse (geschlossene Symbole) von Kern **GeoB 1035-4**.

6 THORIUM-ISOTOPE UND PROTACTINIUM

6.2.5 Zusammenfassung

Zahlreiche Untersuchungen im Auftriebsgebiet vor Namibia weisen darauf hin, dass im Glazial sowohl der detritische Eintrag als auch die Bioproduktivität (siehe Kapitel 3.2.) gegenüber dem Holozän erhöht sind, was auf eine intensivere Aktivität der südatlantischen Passatwinde in den Glazialstadien 4-2 zurückgeführt werden kann. Eine ausgeprägte Windintensität führt einerseits zu einem verstärkten Auftrieb, womit eine erhöhte Bioproduktivität verbunden ist und andererseits zu einem verstärkten äolischen Eintrag, wobei der küstennahe Auftrieb zwischen 50 und 35 ka am maximalsten war [Embley and Morley, 1980; Kirst et al., 1999; Little et al., 1997a; Little et al., 1997b]. Am Kern PGPC12 (1017 m) am Kontinentallhang vor Walvis Bay, werden die höchsten Akkumulation von terrigenem Material in MIS 2 und 4 festgestellt [Summerhayes et al., 1995]. Die Autoren führen diesen terrigenen Eintrag auf verstärkte Winde aus dem Osten (Bergwinde) zurück, die den Staub aus dem Hinterland in den Ozean tragen. Diese Winde sollten weniger ausschlaggebend für den Auftrieb sein als die südlichen Passatwinde.

Vertikale Partikelflüsse (Abb. 6.30):

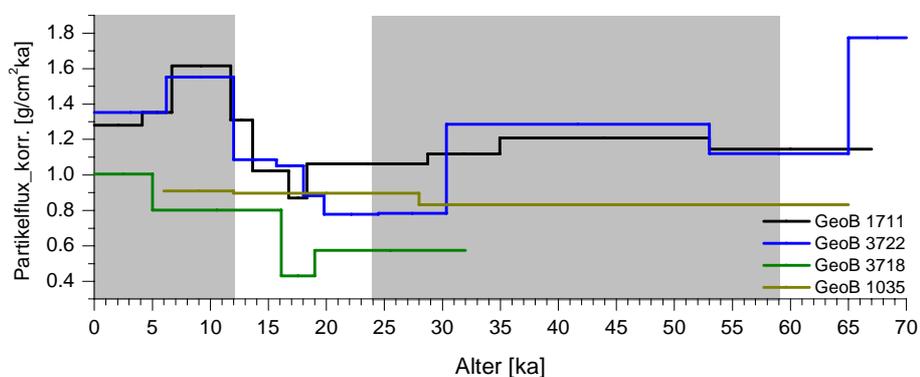


Abb. 6.30 Über die Alterskontrollpunkte gemittelten vertikalen Partikelflüsse

Die geringsten vertikalen Partikelflüsse der untersuchten Kerne weist Kern GeoB 3718-10 auf (0,5-1,0). Diese Lokation ist am nächsten zur Küste gelegen und man würde gegenüber den anderen Gebieten eher einen stärkeren Partikelfluss vermuten, der selbst niedriger ist als in Kern GeoB 1035-4 aus dem offenen Ozean (0,85 - 0,90 g/(cm²ka)). Da für diesen Kern bisher nur ein vorläufiges Altersmodell besteht, die Berechnung der Flüsse aber stark von der

6 THORIUM-ISOTOPE UND PROTACTINIUM

Sedimentationsrate abhängt, könnte damit eventuell der differierende Verlauf zu den anderen Kernen und der geringere Partikelfluss begründet werden.

Es besteht jedoch eine weitere Unstimmigkeit: Die vertikalen Partikelflüsse der Kerne GeoB 1711-4 und GeoB 3722-2 haben in etwa den gleichen Verlauf und liegen zwischen 0,8 und 1,8 $\text{g}/(\text{cm}^2\text{ka})$. Obwohl der vertikale Partikelfluss auf Grund von erhöhter Bioproduktivität und detritischem Eintrag in der Kaltzeit höher sein sollte als im Holozän, sind die glazialen Flüsse geringer. In MIS 3 liegt der Fluss leicht unter dem rezenten Wert, wobei im LGM eine deutliche Erniedrigung auftritt. Die höchsten vertikalen Partikelflüsse werden zu Beginn des Holozäns von 12 bis 6 ka und in MIS 4 (nur Daten von Kern GeoB 3722-2) erreicht.

²³²Th-Flüsse (Abb. 6.31)

Die ²³²Th-Flüsse von Kern GeoB 1035-4 aus dem Angolabecken sind relativ konstant (2-2,5 $\mu\text{Mol}/(\text{cm}^2\text{ka})$) und weisen erwartungsgemäß den geringsten detritischen Eintrag der untersuchten Kerne auf.

In den Kernen aus dem Kapbecken liegen die Werte zwischen 2 und 8 $\mu\text{g}/(\text{cm}^2\text{ka})$ und zeigen deutlich höhere Werte im Glazial und zu Beginn des Holozäns von 12 bis 6 ka. Damit bestätigen die ²³²Th-Flüsse im Auftriebsgebiet vor Namibia einen hohen detritischen Eintrag im Glazial. In den Kernen GeoB 1711-4 und GeoB 3722-2 sind die ²³²Th-Flüsse am Übergang von MIS 4 nach MIS 3 bzw. in MIS 4 deutlich erhöht und im LGM lässt sich ebenfalls eine leicht Erhöhung gegenüber dem MIS 3 feststellen, was die Ergebnisse von Summerhayes [1995] unterstützt.

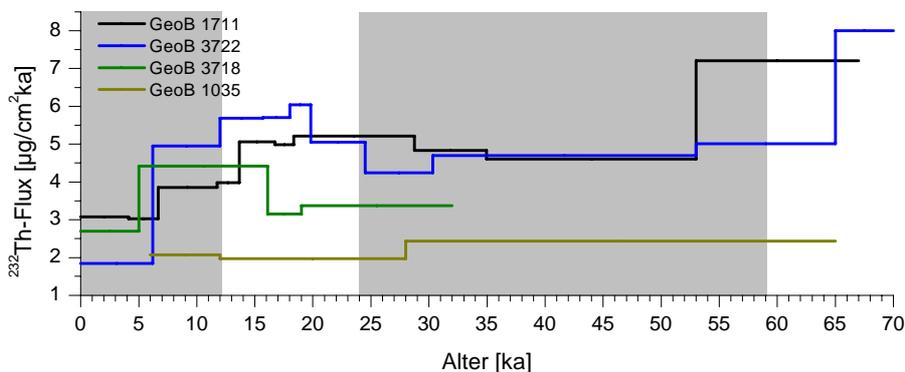


Abb. 6.31 Focussing korrigierte ²³²Th-Flüsse gemittelt über die Alterskontrollpunkte.

7 $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse

7.1 ^{231}Pa und ^{230}Th Bilanzierung im Atlantik

Die Darstellung in **Abb. 7.1** zeigt die verfügbaren $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse von atlantischen Sedimentoberflächen aufgetragen gegen ihre geographische Breite.

Daraus ist ersichtlich, dass der offene Ozean eine erhebliche Quelle von ^{231}Pa darstellt. Nach Yu et al. (1996) sollten 45%⁸ des im Atlantik produzierten ^{231}Pa in den Südozean transportiert werden. Da der *boundary-scavenging* Effekt für ^{231}Pa im Atlantik nicht repräsentiert sei, sollte der Süden (südlich von 45°S) die einzige Senke für das ^{231}Pa darstellen (siehe [Kapitel 2.3.1](#)). Dabei blieb jedoch unberücksichtigt, dass die Ozeanränder des Atlantik bisher nur mäßig untersucht wurden (zwei holozäne $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Werte vor Nordwestafrika!).

Neue Ergebnisse zeigen, dass nicht davon auszugehen ist, dass das gesamte Defizit an ^{231}Pa in den atlantischen Sedimenten advektiv in den Südozean transportiert wird. Die $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse im Auftriebsgebiet vor Namibia und Angola (Scholten, unveröffentlichte Daten; diese Arbeit) weisen produktionsüberschreitende $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse auf (Mittelwert: 0,12; **Abb. 7.1**, rote Symbole). Das zeigt, dass auch im Atlantik ein Transport von ^{231}Pa und eventuell, jedoch in geringerem Maße von ^{230}Th an die Ozeanränder nicht zu vernachlässigen ist.

Weiterhin zeigt sich, dass das mittlere $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis im offenen Nord- und Südatlantik $0,04 \pm 0,01$ beträgt (im Gegensatz zu $0,06 \pm 0,004$). Dieser Wert wird durch die neuen Messungen im Kap- und Angolabecken (**Abb. 7.1**, schwarze Symbole) bestätigt (Scholten, unveröffentlichte Daten; diese Arbeit). Das entspricht ebenfalls dem Mittelwert der $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse im offenen Ozean des Pazifiks.

Ein weiterer Aspekt ist, wie aufnahmefähig der atlantische Sektor des Südozeans für das ^{231}Pa sein kann. In den silikatreichen Sedimenten der Polarfrontzone (48°S

⁸ berechnet aus einem mittleren atlantischen $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis von 0,06 und einer ^{230}Th -Advektion von 15%

– 55°S) beträgt der Mittelwert der $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse 0,14, d.h. mindestens weitere 50 % des dort produzierten ^{231}Pa gelangen hier in das Sediment. Im Vergleich zum gesamten Atlantik ist dieses Gebiet eher klein, denn schon im Weddell-See, das mit einem mittleren $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis von 0,15 die höchsten Werte aufweist, stellt diese Region eine Quelle für die beiden Nuklide dar. Hier wird im Sediment die Produktionsrate in der Wassersäule beider Nuklide stark unterschritten, wobei das ^{230}Th ein größeres Defizit aufweist, woraus die hohen $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse resultieren. Damit stellt sich die Frage, wie groß das Defizit von ^{231}Pa ist, das nicht im Atlantik und im atlantische Sektor des Südozeans sedimentiert wird und sich entsprechend auf andere Regionen des Ozeans verteilen muss.

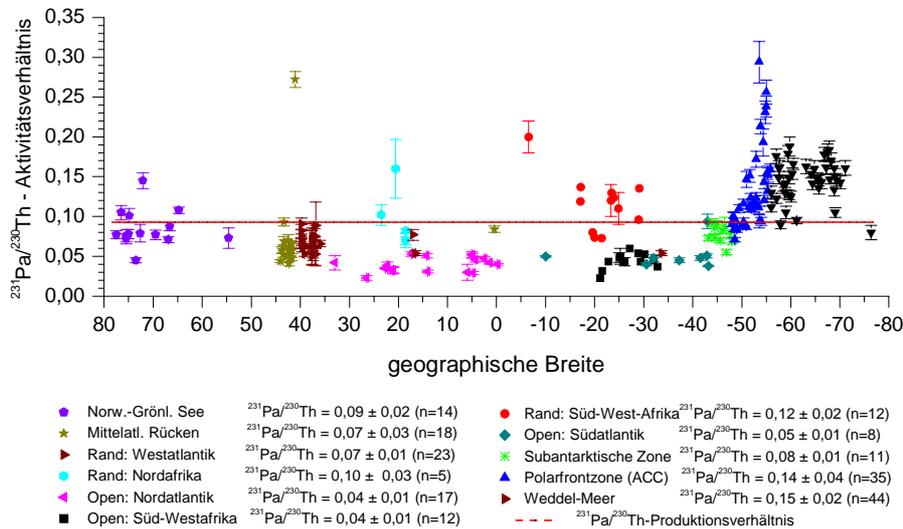


Abb. 7.1: $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse von Oberflächenproben aus dem Atlantik aufgetragen gegen die geographische Breite.

Aus der Zusammenstellung der atlantischen $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse soll im Folgenden mit einer Bilanzierung abgeschätzt werden, wie groß der Export von ^{231}Pa aus dem offenen Ozean ist und wie aufnahmefähig dabei die Ränder des Atlantik sein können. Verwendet werden dazu die Mittelwerte der Messergebnisse für die jeweiligen Regionen (siehe **Abb. 7.1**, Legende). Für die Bilanzierung soll das Gebiet von 50° Nord bis 55° Süd betrachtet werden. Die Norwegisch-Grönländische See liefert keinen Beitrag, da hier das Produktionsverhältnis sedimentiert wird. Das Weddell-See wurde ebenfalls nicht in der Rechnung berücksichtigt.

7 $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -VERHÄLTNISSE

Es wird angenommen, dass 90% des Atlantik eine Exportregion für ^{231}Pa und ^{230}Th darstellt, also die Gebiete, die ein $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis unterhalb des natürlichen $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Produktionsverhältnisses aufweisen. Das ist der offene Atlantik (offener Nordatlantik, offener Ozean vor dem südwestlichen Afrika und offener Südatlantik: $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ [Mittelwert] = 0,04) und die Gebiete mit höheren $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnissen, die jedoch unterhalb des natürlichen $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Produktionsverhältnisses liegen (Mittelatlantischer Rücken, westafrikanischer Rand und die Subantarktische Zone: $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ [Mittelwert] = 0,075). Nehmen die geringer exportierenden Bereiche etwa $1/10$ der gesamten Exportregion ein, ergibt sich ein mittleres $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis von 0,045.

Der Ozeanrand vor Afrika ($^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th} = 0,12$) und die Polarfrontzone sind Gebiete, die das $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Produktionsverhältnis überschreiten und stellen damit eine Senke für die beiden Isotope dar. Diese Sektoren werden jeweils mit 5% der Gesamtproduktion angenommen.

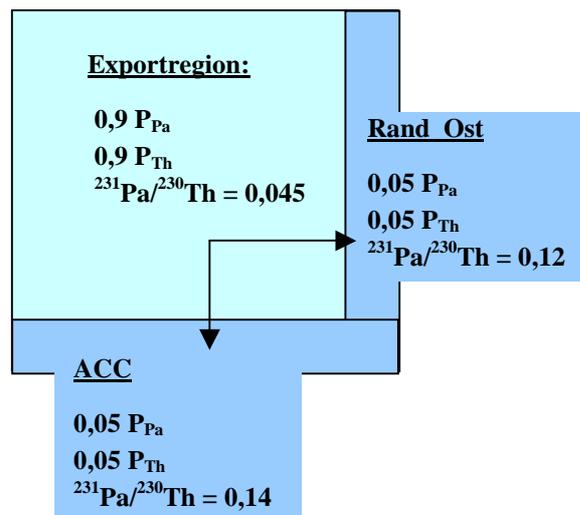


Abb. 7.2: Export- und Importregionen des Atlantik.

Export von ^{231}Pa und ^{230}Th aus dem offenen Ozean:

Zunächst wird berechnet, welcher Anteil der Produktion des Protactinium aus dem offenen Ozean exportiert wird. Dabei wird ein ^{230}Th -Export von 14% aus

dem offenen Ozean angenommen (in der Literatur wird ein ^{230}Th -Export von 10 – 20% [Vogler, 1997; Yu et al., 1996] angegeben).

$$\left(\frac{^{231}\text{Pa}}{^{230}\text{Th}} \right)_{\text{Se dim ent}}^{\text{Atl_Open}} = 0,045 = \frac{P_{\text{Pa}} \cdot (1 - \text{Exp}[\text{Pa}])}{P_{\text{Th}} \cdot (1 - \text{Exp}[\text{Th}])} = \frac{P_{\text{Pa}} \cdot (1 - \text{Exp}[\text{Pa}])}{P_{\text{Th}} \cdot (1 - 0,14)} = 0,093 \cdot \frac{(1 - \text{Exp}[\text{Pa}])}{(0,86)}$$

$$\Leftrightarrow \text{Exp}[\text{Pa}] = 1 - \frac{0,045}{0,093} \cdot 0,86 = 0,58$$

Da ^{231}Pa nur aus der Exportregion ausgeführt wird, muss dieser Wert auf den Anteil der Produktion gewichtet werden:

$$\left(^{231}\text{Pa} \right)_{\text{Export}}^{\text{Atl_Open}} = 0,58 \cdot 0,9 \cdot P_{\text{Pa}} = 0,52 \cdot P_{\text{Pa}}$$

Damit werden von den 90% der ^{231}Pa -Gesamtproduktion **52%** exportiert. Das ist konsistent mit Sedimentfallen-Ergebnissen aus dem Nordatlantik, wo ein lateraler Exportfluss von 50% des ^{231}Pa festgestellt wird [Vogler, 1997].

**Import von ^{231}Pa und ^{230}Th aus dem offenen Ozean:
Wie aufnahmefähig sind die Ränder?**

Es wird angenommen, dass von den 14% des Thorium, die aus dem offenen Ozean exportiert werden, jeweils die Hälfte auf die beiden Randgebiete (Ostatlantik und ACC) verteilt wird.

Der Anteil des ^{230}Th -Exports aus dem offenen Ozean berechnet sich nach:

$$\left(^{230}\text{Th} \right)_{\text{Export}}^{\text{Atl_Open}} = 0,14 \cdot 0,9 \cdot P_{\text{Th}} = 0,12 \cdot P_{\text{Th}}$$

Damit ergeben sich auf Grund von *boundary scavenging* die F_A/F_P -Werte von ^{230}Th für die Ränder zu:

$$\left(\frac{F_A}{F_P} (^{230}\text{Th}) \right)_{\text{Se dim ent}}^{\text{Rand}} = \frac{0,05 \cdot P_{\text{Th}} + 0,06 \cdot P_{\text{Th}}}{0,05 \cdot P_{\text{Th}}} = 2,2$$

Mit einem mittleren sedimentären $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis von 0,12 für den östlichen Rand des Atlantik und einem ^{230}Th -Import von 0,06 der P_{Th} ergibt sich der Anteil des importierten ^{231}Pa zu:

7 $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -VERHÄLTNISSE

$$\left(\frac{^{231}\text{Pa}}{^{230}\text{Th}} \right)_{\text{Se dim ent}}^{\text{Rand_Ost}} = 0,12 = \frac{P_{\text{Pa}} \cdot (1 + \text{Imp}[\text{Pa}])}{P_{\text{Th}} \cdot (1 + \text{Imp}[\text{Th}])} = \frac{P_{\text{Pa}} \cdot (1 + \text{Imp}[\text{Pa}])}{P_{\text{Th}} \cdot (1 + 0,06/0,05)} = 0,093 \cdot \frac{(1 + \text{Imp}[\text{Pa}])}{(2,2)}$$

$$\Leftrightarrow \text{Imp}[\text{Pa}] = \frac{0,12}{0,093} \cdot 2,2 - 1 = 1,8$$

Damit ergibt sich der F_A/F_P -Wert für ^{231}Pa für den Rand_Ost:

$$\left(\frac{F_A}{F_P} (^{231}\text{Pa}) \right)_{\text{Se dim ent}}^{\text{Rand_Ost}} = 2,8$$

Somit kann das 1,8-fache der Randproduktion aus dem offenen Ozean importiert werden, womit **10%** der ^{231}Pa -Produktion ($1,8 \cdot 0,05/0,9$) aus dem offenen Ozean aufgenommen werden können.

In Analogie ergibt sich für das Sediment unterhalb des ACC, das ein mittleres $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis von 0,14 aufweist:

$$\left(\frac{^{231}\text{Pa}}{^{230}\text{Th}} \right)_{\text{Se dim ent}}^{\text{ACC}} = 0,14 \Leftrightarrow \text{Imp}[\text{Pa}] = \frac{0,14}{0,093} \cdot 2,2 - 1 = 2,3$$

Der F_A/F_P -Wert von ^{231}Pa für den ACC ist:

$$\left(\frac{F_A}{F_P} (^{231}\text{Pa}) \right)_{\text{Se dim ent}}^{\text{ACC}} = 3,3$$

Das Sediment unterhalb des ACC kann damit **13%** der ^{231}Pa -Produktion aus dem offenen Ozean aufnehmen.

Nach dieser Abschätzung werden **52%** der ^{231}Pa -Produktion des offenen Atlantik exportiert, und es können insgesamt **23%** dieser Produktion von den Rändern aufgenommen werden, womit ein Defizit von **29%** besteht. Das bedeutet, dass sich nach dieser Abschätzung 29% der ^{231}Pa -Produktion des offenen Atlantiks auf andere Gebiete verteilen müssen.

Diese Abschätzung hängt stark davon ab, wie groß man die Advektion von ^{230}Th annimmt:

Bei gleichen Annahmen und Messwerten wie oben verwendet, jedoch mit einen ^{230}Th -Export von 20%, die sich wiederum jeweils zur Hälfte auf die beiden

Randgebiete verteilen, ergibt sich ein Export von ^{231}Pa aus dem offenen Ozean von:

$$\left(^{231}\text{Pa} \right)_{\text{Export}}^{\text{Atl_Open}} = 0,61 \cdot 0,9 \cdot P_{\text{Pa}} = 0,55 \cdot P_{\text{Pa}}$$

und für die Ränder berechnen sich die F_A/F_P -Werte zu:

$$\left(\frac{F_A}{F_P} (^{230}\text{Th}) \right)_{\text{Se dim ent}}^{\text{Rand}} = 2,8$$

$$\left(\frac{F_A}{F_P} (^{231}\text{Pa}) \right)_{\text{Se dim ent}}^{\text{Rand_Ost}} = 3,6 \qquad \left(\frac{F_A}{F_P} (^{231}\text{Pa}) \right)_{\text{Se dim ent}}^{\text{ACC}} = 4,2$$

Daraus ergibt sich, dass die Ränder von dem ^{231}Pa -Export (**55%**) insgesamt **32%** aufnehmen können und damit ein geringeres Defizit (**23%**) entsteht.

Nimmt man an, es würde kein ^{230}Th -Export stattfinden, würden **46%** des ^{231}Pa aus dem offenen Atlantik exportiert. Der Rand_Ost könnte davon **1,45%** und der Rand_ACC **2,7%** des ^{231}Pa aufnehmen, was ein Defizit von **42%** ergibt.

Im heutigen Ozean findet zweifellos ein Export von ^{231}Pa in den südlichen Ozean statt. Wie groß dieser Export ist, hängt stark davon ab, wieviel ^{231}Pa die hochproduktiven Ränder des Atlantik aufnehmen können. Dabei besteht eine Unsicherheit bezüglich des *boundary scavenging* von ^{230}Th , da gerade an den Rändern mit hohem Partikelangebot ein Antransport von ^{230}Th nicht auszuschließen ist. Sedimentfallenergebnisse zeigen, dass ein Export von ^{230}Th im offenen Ozean stattfindet. Im Nordatlantik wurde ein ^{230}Th -Export von 12% [Vogler et al., 1998] und für den Pazifik von 20% [Anderson et al., 1990] bestimmt. Auf Grund der kurzen Verweilzeit von ^{230}Th ist es unwahrscheinlich, dass dieses ^{230}Th vollständig in den Südozean befördert wird, sondern auf Grund seiner hohen Partikelreaktivität, insbesondere an den hochproduktiven Rändern, verstärkt aus der Wassersäule entfernt wird. Ein Import von ^{230}Th aus dem offenen Ozean wurde bereits vor Nordwestafrika festgestellt [Mangini and Diester Haass, 1983] Hier konnte aus sedimentologischen und geochemischen Untersuchungen ein Sediment *focussing* ausgeschlossen werden.

Die Abschätzung zeigt, dass ohne ein *boundary scavenging* von ^{230}Th 40% des des im Atlantik produzierten ^{231}Pa sich auf andere Ozeane verteilen müssten, womit offen bleibt, wo sich die Senke für dieses ^{231}Pa befindet.

7 $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -VERHÄLTNISSE

Für das Holozän wird an den Rändern ein $F_A/F_P(^{230}\text{Th})$ -Wert von 2 auf Grund von *boundary scavenging* als realistisch angesehen. Damit bliebe ein Defizit von 30% des im Atlantik produzierten Protactiniums bestehen. Für eine bessere Abschätzung fehlen nach wie vor eingehende Untersuchungen. Immer noch ungeklärt bleibt, ob der Atlantik eventuell doch eine größere Senke darstellen kann. Gesichert scheint ein $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis im offenen Ozean von 0,04. Ungewiss ist die Größe der Gebiete, die weniger ^{231}Pa exportieren als der offene Ozean, wie zum Beispiel die Ozeanränder des Westatlantik, die bisher nur in der Sargasso See untersucht worden sind.

Yu et al. [1996] berechnen aus der Exportrate von ^{231}Pa die heutige Ventilationszeit des NADW (siehe Kapitel 2.3.1). Mit einem ^{231}Pa -Export von 50% in den südlichen Ozean ergibt sich eine Verweilzeit für das NADW von 220 a. Aus dem arithmetische Mittel über die $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse im LGM, das im Rahmen des statistischen Fehlers identisch ist mit dem holozänen Wert, folgern Yu et al. [1996], dass sich die Ventilationsrate des Nordatlantischen Tiefenwassers im LGM nicht wesentlich geändert haben kann. Bei einem ^{231}Pa -Export von 40 %, würde sich jedoch bereits eine Ventilationszeit von 366 a ergeben. Um aus der Advektion von ^{231}Pa aus dem Atlantik Rückschlüsse auf die Verweilzeit des Tiefenwassers schließen zu können, ist es erforderlich, die genaue Exportrate von ^{231}Pa zu kennen, wozu weitere Daten und Modelle notwendig sind.

7.2 $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Profile

Die Lokation von Kern **GeoB 1711-4** (Wassertiefe: 1967 m) aus dem Auftriebsgebiet vor Namibia ist repräsentativ für ein Gebiet mit hoher Bioproduktivität und Partikelflüssen, wodurch eine verstärkte Abreicherung von ^{231}Pa aus der Wassersäule (siehe Kapitel 2.2) erfolgen sollte. Erwartungsgemäß zeigen die $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse dieses Kerns (**Abb. 7.2**) im Holozän mit einem Mittelwert von 0,12 produktionsüberschreitende Verhältnisse, was einen Antransport von ^{231}Pa aus dem offenen Ozean belegt. Im LGM liegen die $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse mit einem Mittelwert von 0,05 jedoch weit unter ihrem natürlichen Produktionsverhältnis.

Da die Studien im Auftriebsgebiet vor Namibia darauf hinweisen, dass im Glazial sowohl der detritische Eintrag (z.B. [Summerhayes et al., 1995]) als auch die Bioproduktivität im Untersuchungsgebiet (siehe Kapitel 3.2) gegenüber dem

Holozän erhöht sind, würde man ein $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis erwarten, das mindestens den holozänen Wert erreicht.

Eine weitere Unstimmigkeit liegt in den vertikalen Partikelfläßen (**Abb. 6.21**), die im LGM gegenüber dem Holozän um den Faktor 0,5 niedriger liegen. Möglicherweise könnte die *focussing*-Korrektur überschätzt worden sein. Für diesen Fall müsste ^{230}Th gegenüber ^{231}Pa bevorzugt an die Ränder transportiert werden, was der Theorie völlig widersprechen würde; alternativ liegt im Glazial eine veränderte Partikelzusammensetzung vor. Entlang des südwestlichen Afrika ist während des Glazials bei einer Intensivierung des Auftriebsgeschehens und mit einem erhöhtem Beitrag an organischem Material das Vorkommen von biogenem Opal (Diatomeen) verringert. Dieser Widerspruch, dass sich bei höherer Produktivität ein niedrigerer Opalgehalt einstellt, wird das Walvis Opal Paradox genannt [Berger and Wefer, 2002] Da ^{231}Pa eine hohe Affinität gegenüber Opal zeigt (siehe **Kapitel 2.2**), könnten die reduzierten Opalgehalte im LGM die *scavenging* Intensität von ^{231}Pa schwächen. Dieser Effekt müsste ebenfalls an Lokation Kern GeoB 3718-10 auftreten. Hier zeigt sich jedoch im LGM das natürliche $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis (**Abb. 7.3**).

Das niedrige $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis könnte durch den geringeren vertikalen Partikelfluss bedingt sein. Dagegen spricht, dass einerseits das Partikelangebot ausreichend groß sein müsste um ^{231}Pa effektiv aus der Wassersäule zu entfernen. Andererseits sind in allen drei Kernen aus dem Kapbecken die vertikalen Partikelfläße im LGM gegenüber dem Holozän um die Hälfte reduziert (siehe **Kapitel 6.2**). Kern GeoB 3722-2 zeigt jedoch zu dieser Zeit höhere $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse als im Holozän, und Kern GeoB 3718-10 weist nur leicht niedrigere $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse gegenüber dem rezenten Wert auf.

Somit können die produktionsunterschreitenden $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis von Kern GeoB 1711-4 im LGM nicht auf Veränderungen in der Trägerphase zurückgeführt werden.

In **Kapitel 7.3** wird angenommen, dass zwischen 19 und 12 ka die Lokation GeoB 1711-4 eine Bodenströmung des USCW (Upper Southern Component Water) erfährt, die eventuell stark an ^{231}Pa abgereichert ist; dagegen liegt Kern GeoB 3718-10 im Einflussbereich des NCW (Northern Component Water).

Zu dieser Zeit zeigen die Kerne GeoB 3722-2 (**Abb.7.4**) und GeoB 1035-4 (**Abb. 7.5**) stark erhöhte $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse. Erfolgt im offenen Ozean eine verstärkte Abreicherung von ^{231}Pa aus der Wassersäule, werden geringere Mengen diffusiv an die Ränder transportiert.

7 $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -VERHÄLTNISSE

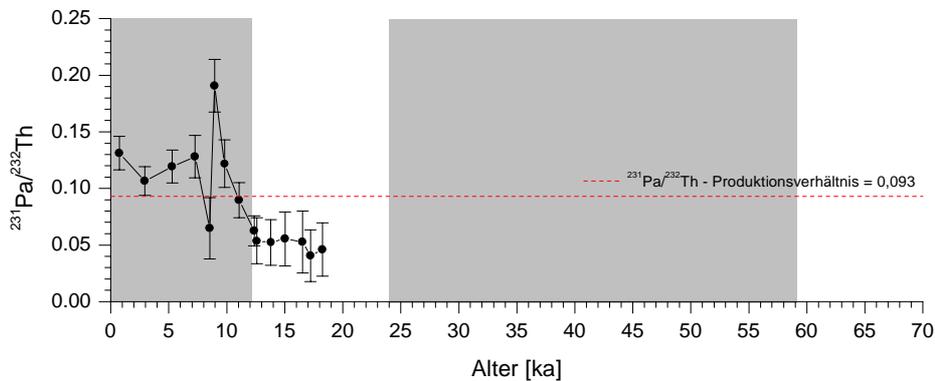


Abb. 7.2: $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse von Kern **GeoB 1711-4** (1967 m).

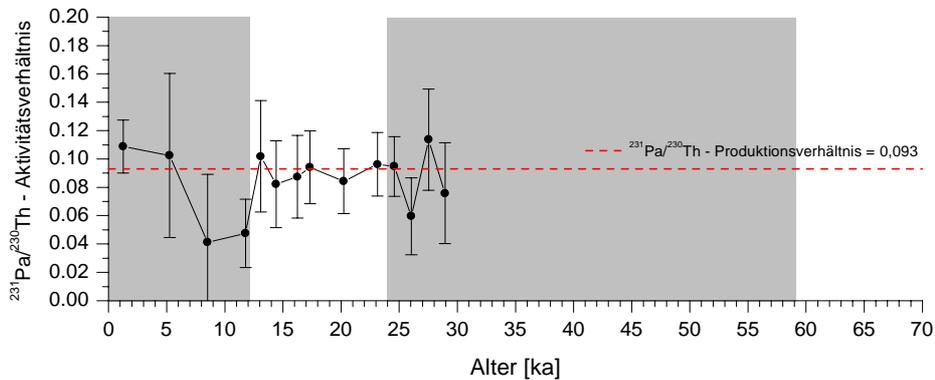


Abb. 7.3: $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse von Kern **GeoB 3718-10** (1350 m).

Die $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse von Kern **GeoB 3718-10** (Wassertiefe 1350 m) weisen von 29 bis 12 ka relativ konstant das natürliche $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Produktionsverhältnis auf (**Abb. 7.3**). Zu Beginn des Holozän fallen die Werte stark unter das Produktionsverhältnis (0,04) und steigen ab Mitte des Holozän wieder auf 0,1 und 0,15 an.

Das $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Profil von Kern **GeoB 3722-2** (Wassertiefe 3560 m) zeigt erhebliche Schwankungen mit Werten zwischen 0,3 und 0,16 (**Abb. 7.4**). Die niedrigen Werte liegen im Mittel bei 0,05.

Die Lokation von Kern GeoB 3722-2 liegt am Rande der *Upwelling*-Zone. Die Sedimentationsraten (**Abb. 4.7**) liegen zwischen 3 und 6 cm/ka. Sie sind damit höher als die Sedimentationsraten des offenen Ozeans im Kapbecken (1 – 2 cm/ka). Die Einträge an organischem Kohlenstoff des Nachbarkerns GeoB 1710-3

(23,4 °S, 11,7°E, Wassertiefe von 2987 m; [Kirst et al., 1999]; **Abb. 5.21**) weist auf eine erhöhte Produktivität im Glazial hin, die jedoch deutlich niedriger sind als die C_{org} -Gehalte von Kern GeoB 1711-4. Unter heutigen Bedingungen stellt die Lokation GeoB 3722-2 eine Exportregion für ^{231}Pa dar.

Dagegen gibt es im Glazial Perioden, in denen das $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis das Produktionsverhältnis erreicht oder überschritten wird (**Abb. 7.4**, schraffierte Bereiche). Diese Schwankungen im $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Profil korrelieren nicht mit den Partikelflüssen und können auch nicht auf Änderungen der Bioproduktivität zurückgeführt werden.

Diese Erhöhungen im $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Profil erfolgen zeitgleich mit erhöhten $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnissen im Kern GeoB 1035-4 (**Abb. 7.5**, schraffierte Bereiche).

Die Lokation **GeoB 1035-4** (Wassertiefe 4453 m) aus dem Angolabecken ist charakteristisch für den offenen Ozean. Die niedrigen $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse liegen zwischen 0,02 und 0,05 und zeigen damit die typischen Verhältnisse für den offenen Atlantik, wobei die Erhöhungen zwischen 0,06 und 0,085 liegen.

Der relative Anstieg der $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse in Kern GeoB 3722-2 von einem Mittelwert von 0,5 auf Werte von 0,07 bis 0,16 ist um etwa 50% höher als in Kern GeoB 1035-4, was sich auf einen insgesamt höheren Partikelfluss an der Lokation von Kern GeoB 3722-2 zurückführen lässt.

Sowohl die Maxima der $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Profile der Kerne GeoB 3722-2 und GeoB 1035-4, als auch die niedrigen $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse im LGM von Kern GeoB 1711-4 können mit einer Änderung der Ozeanzirkulation in Verbindung gebracht werden, was im folgenden diskutiert wird (siehe [Kapitel 7.3](#)).

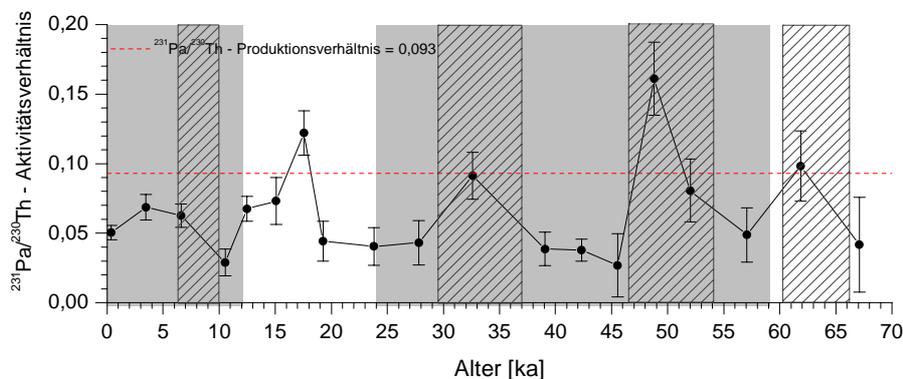


Abb. 7.4: $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse von Kern **GeoB 3722-2** (3560 m).

7 $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -VERHÄLTNISSE

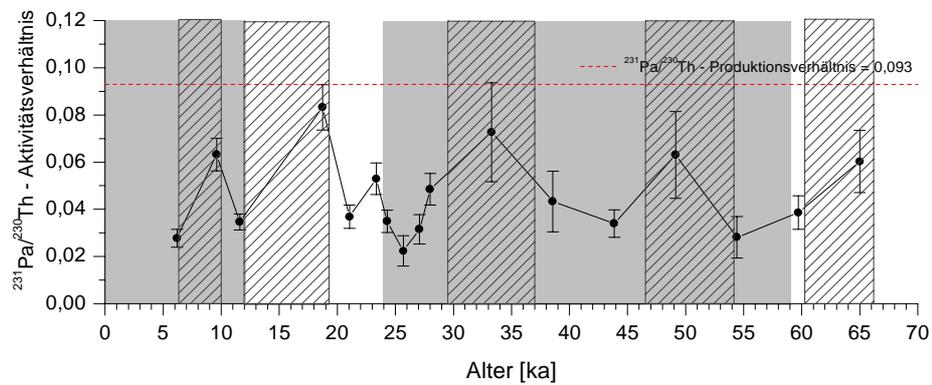


Abb. 7.5: $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse von Kern **GeoB 1035-4** (4453 m).

7.3 Das $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis als Tracer für Ozeanzirkulation?

Die $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse der Kerne GeoB 3722-2 (3506 m) und GeoB 1035-4 (4453 m) zeigen im Glazial kurzzeitige Erhöhungen, die nahezu zeitgleich erfolgen. Diese Maxima erfolgen zu Zeiten, in denen in Kern GeoB 1711-4 Minima in der Eindringtiefe der Sauerstoffs erfolgen. Diese Erniedrigungen der Redoxcline korrelieren nicht mit einem erhöhten Eintrag von organischem Kohlenstoff und werden auf eine geringere Sauerstoffkonzentration des Tiefenwassers zurückgeführt (siehe [Kapitel 5.2.2](#)).

Viele Studien deuten darauf hin, dass die Produktion des NADW im Glazial stark reduziert oder sogar völlig unterbunden war (u.a. [Boyle, 2000; Keigwin, 1991]). Die Verringerung der nördlichen Tiefenwasserproduktion führt zu einem Vordringen von südlichen Wassermassen, wodurch sich die Tiefenwasserausbreitung im Südatlantik während des Glazials grundlegend geändert hat.

Eine umfangreiche Studie von Bickert [1992] zeigt eine Rekonstruktion der Tiefenwasserzirkulation im Untersuchungsgebiet. An Sedimentkernen aus den vier Becken des Südatlantik (Brasil-, Guinea-, Angola- und Kapbecken) wurde anhand von stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen benthischer Foraminiferen und zusätzlichen Sedimentparametern, wie CaCO_3 , C_{org} - und Sandgehalten, die Ausbreitung und Mächtigkeit der verschiedenen Wassermassen nachvollzogen.

Danach wird im LGM und in MIS 4 der Rückzug des NADWs ersetzt durch ein Nordkomponentenwasser (NCW, Northern Component Water), das sich, wie das NADW durch hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte auszeichnet und sich oberhalb von 2500 m ausbreitet. Die geringere Mächtigkeit des NCW wird kompensiert durch das Vordringen von Südkomponentenwasser (SCW, Southern Component Water), das niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aufweist. Diese Wassermasse teilt sich in ein oberes (USCW) und in einen unteren Teil (LSCW) auf, wobei die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im LSCW nochmals um 0,4 ‰ niedriger liegen als im USCW.

Die Grenze zwischen USCW und LSCW liegt am Äquator bei einer Wassertiefe von etwa 3700 m. Damit ist die Mächtigkeit des LSCW hoch genug, um die Schwelle der Rückensysteme des Walfischrückens und Mittelatlantischen Rückens zu überwinden, wodurch auch die östlichen Becken des Südatlantiks mit LSCW gefüllt werden können.

$7^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -VERHÄLTNISSE

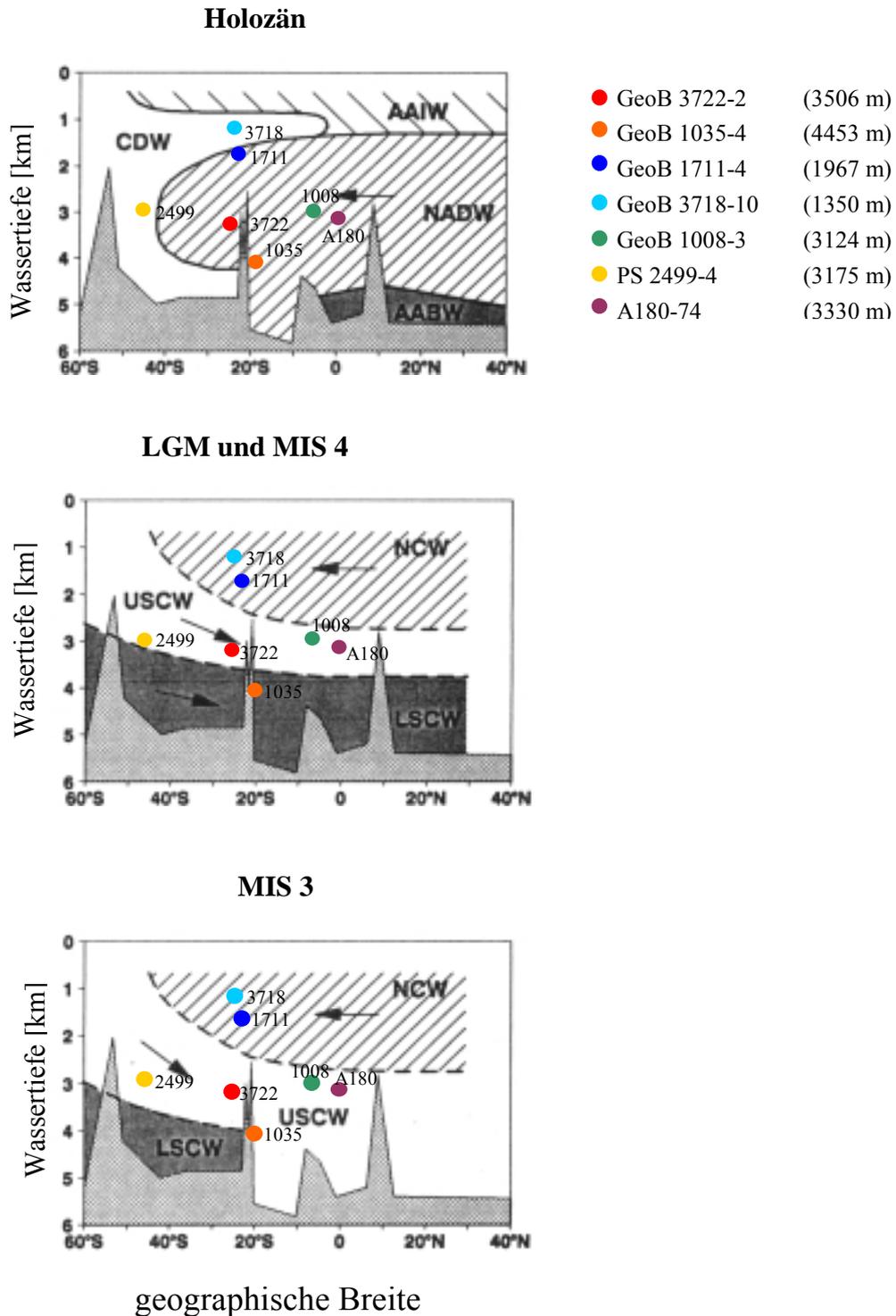


Abb. 7.6: Modell der Tiefenwasserzirkulation im Ostatlantik aus [Bickert, 1992]; mit den Kernlokationen.

In MIS 3 bleiben die drei Wassermassen NCW, USCW und LSCW bestehen, jedoch verläuft die Grenze zwischen den beiden südlichen Wassermassen in einer Wassertiefe von etwa 4000 m. Dadurch kann der Walfischrücken nicht überwunden werden, wodurch das USCW das Angolabecken bis zum Boden füllt. Daher ist das Angolabecken in diesem Tiefenbereich sauerstoffreicher und nährstoffärmer als das Kapbecken.

In dieser Studie wurde ein Modell erstellt, das die Tiefenwasserzirkulation im Südatlantik zeigt. Aus dieser Arbeit wurden die Abbildungen für die östlichen Becken entnommen und die bearbeiteten Kerne mit ihren verschiedenen Tiefenbereichen eingezeichnet (**Abb. 7.6**).

Nach dieser Tiefenwasser-Stratigraphie ist Kern **GeoB 1711-4** während des Holozäns unter Einfluss des NADWs und im LGM, wie auch in MIS 3 und 4 beeinflusst von NCW. Auf Grund der beträchtlichen Akkumulation von C_{org} kann Uran auch bei einer höheren Tiefenwasserkonzentration eingebaut werden. Nach einer Abschätzung von [Shackleton, 1987] liegt der Sauerstoffgehalt des NCW zwischen 240 und 270 $\mu\text{mol}/\text{kg}$, was dem Sauerstoffgehalt des NADW entspricht. Da die Lokation mit einer Wassertiefe von **1967 m** an der Grenze von NCW und USCW liegt, könnten die Schwankungen der Redoxcline durch Änderungen der Mächtigkeit des USCW bewirkt werden, das eine niedrigere Sauerstoffkonzentration (140–200 $\mu\text{mol}/\text{kg}$; [Shackleton, 1987]) aufweist.

Kern **GeoB 3718-10** (Wassertiefe **1350 m**) liegt im Holozän im Tiefenbereich des CDW und während des LGM und MIS 3 ebenfalls unter Einfluss des NCW. Während die Redoxcline in Kern GeoB 1711-4 ab Mitte des LGM (19 – 12 ka) stark abnimmt (**Abb. 7.6**), zeigt sich in Kern GeoB 3718-10 im Vergleich zur ersten Hälfte des Holozäns eine Vergrößerung der Eindringtiefe (**Abb. 5.25**), was darauf hindeutet, dass sich die Sauerstoffkonzentration in diesem Tiefenbereich nicht geändert hat.

Daher ist zu vermuten, dass Kern GeoB 1711-4, der nach dem Tiefenwassermodell im LGM an der Grenze zum Einfluss des NCW steht, hier eine Bodenströmung des USCW erfährt und somit die geringere Eindringtiefe auf den niedrigeren Sauerstoffgehalt des USCW zurückzuführen ist. Die Lokation von Kern GeoB 3718-10 zeigt sich keine Variation der Redoxcline. Diese Lokation liegt 600 m höher und erfährt das sauerstoffärmere Bodenwasser des NCW.

In beiden Kernen zeigt die Redoxcline ein Minimum im Holozän zwischen 10 und 6 ka. Eventuell war die Verminderung des NADWs so bedeutend, dass das USCW bis auf die Höhe der Lokation GeoB 3718-10 vorgedrungen ist.

7 $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -VERHÄLTNISSE

Ebenso lässt sich die flachere Eindringtiefe des Sauerstoff von Kern GeoB 1711-4 in MIS 4 auf den Einfluss von USCW zurückführen. Die zwei Minima in der Eindringtiefe zwischen 54 und 47 ka und 37 und 29 ka könnten durch temporäre Zirkulationsänderungen während des MIS 3 hervorgerufen worden sein, in denen das USCW bis zu einer Tiefe von 2000 m anstieg.

In den Zeitabschnitten geringerer Eindringtiefe des Sauerstoffs von Kern GeoB 1711-4 sind die $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse der Kerne 3722-2 und 1035-4 erhöht (Abb. 7.7).

Die kurzzeitigen Anstiege im $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Profil deuten auf eine stark reduzierte Ventilation des Tiefenwassers hin. Damit insbesondere in Regionen mit sehr niedrigen Partikelflüssen, wie an der Lokation GeoB 1035-4, doppelt so viel ^{231}Pa an Partikel angelagert werden kann als in den übrigen Zeiten, muss der advective Transport von ^{231}Pa stark vermindert sein. Ist die Verweilzeit des Tiefenwassers groß gegenüber der *scavenging*-Verweilzeit des Protactinium, wird das Isotop auf Grund der höheren Aufenthaltswahrscheinlichkeit effizienter aus der Wassersäule entfernt. Somit kann eine starke Reduktion der Ozeanzirkulation die erhöhten $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse in den Kernen GeoB 3722-2 und GeoB 1035-4 erklären.

Daraus lässt sich schließen, dass die Tiefenwasser-Stratigraphie nach den Abbildungen 7.6 von kurzzeitigen Variationen der Tiefenwasserausbreitung überlagert sind. Das weitere Vordringen des USCW bis in einen Tiefenbereich oberhalb von 2000 m kompensiert den Rückzug des NADW, und eine weitere Verminderung der NADW-Produktion in diesen Phasen hat eventuell zum völligen Stillstand der thermohalinen Zirkulation geführt.

In den übrigen Zeiten, in denen ebenfalls eine Modifikation der Ozeanzirkulation gegenüber der heutigen Tiefenwasserausbreitung vorliegt, zeigen die $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse in etwa die rezenten Werte. Möglicherweise ist hier die Zirkulation ausreichend groß für einen advectiven Transport der Nuklide. Daher sollte zu den Zeiten erhöhter $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse eine einschneidende Veränderung der Ozeanzirkulation stattgefunden haben.

Am Ende des Holozäns (bis vor 6 ka) sind die Eindringtiefen des Sauerstoff der Kerne GeoB 3722-2 und GeoB 1008-3 sehr hoch (siehe Kapitel 5.2.2; Abb. 5.22 bzw. Abb. 5.24). Im Glazial und zu Beginn des Holozäns nimmt die Redoxcline stark ab. Nach der Tiefenwasserstratigraphie liegen beide Kerne während des Holozäns im Einflussbereich des NADW und in der Kaltzeit im USCW.

Der Uraneinbau von Kern GeoB 1008-3 zeigt, dass im Tiefenbereich dieser Lokation während der Kaltzeit durchgehend eine niedrigere Sauerstoffkonzentration des Tiefenwassers vorlag. In diesem Kern ist im Holozän der *focussing*-Faktor höher als in MIS 3. Damit ist der Netto-Fluss an C_{org} im Holozän nicht geringer als in MIS 3 - trotz einer höheren Paläoproduktivität. Dennoch kann hier ein Uraneinbau stattfinden, der am Ende des Holozäns nicht möglich ist. In den Kernen GeoB 3722-2 und GeoB 1008-3 zeigen sich ebenfalls Minima in den Eindringtiefen des Sauerstoffs. Da die Kerntiefen im Grenzbereich von USCW und LSCW liegen und die niedrigeren Eindringtiefen der beiden Kerne in den gleichen Zeitbereichen erfolgen, könnten diese Minima auf eine mächtige Schicht des LSCW hindeuten, die eine geringere Sauerstoffkonzentration aufweist (80 - 120 $\mu\text{mol/kg}$, [Shackleton, 1987]).

Diese Minima können in MIS 4, im LGM von 19 bis 12 ka und zu Beginn des Holozäns von 10 – 6 ka in Verbindung gebracht werden mit den Minima von Kern GeoB 1711-4, was andeutet, dass während des temporären Anstiegs des USCW das LSCW ebenfalls an Bedeutung gewinnt. Die beiden Minima während des MIS 3 erfolgen jedoch später als die in Kern GeoB 1711-4.

Damit haben die Erhöhungen der $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse offensichtlich nichts mit einem größeren Einfluss des LSCW zu tun, das eine mit ^{231}Pa angereicherte Wassermasse darstellen könnte.

Die Vermutung, dass die Anstiege in den $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnissen im gesamten Atlantik zu finden sind, kann durch das $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Profil von Kern A180-74 aus dem äquatorialen Atlantik (16°10'W, 00°03'S; Wassertiefe 3330 m) gestützt werden (**Abb. 7.8**). Die niedrigen $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse liegen zwischen 0,03 und 0,04 und weisen damit die charakteristischen Werte für den offenen Atlantik auf. Ein deutlicher erhöhter Wert zeigt sich im Zeitabschnitt zwischen 54 und 47 ka (0,8).

Einen weiteren Hinweis darauf, dass während des Glazials kurzzeitige Änderungen in der Ozeanzirkulation aufgetreten sind, gibt das $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Profil von Kern PS 2499-5 [Asmus et al., 1999].

Die Lokation von Kern PS 2499-5 (15°20'W, 46°30'S, Wassertiefe 3175 m) befindet sich unter heutigen Bedingungen nördlich der Polarfrontzone. Die $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse weisen im Holozän das natürliche Produktionsverhältnis auf, was mit den $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnissen der Oberflächenproben der Subantarktischen Zone übereinstimmt. Im Glazial sind die $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse dagegen beträchtlich erhöht und zeigen Werte zwischen 0,12 und

7 $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -VERHÄLTNISSE

0,3. Das entspricht den $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnissen, wie man sie heute in der Polarfronzone (48°-55°S) findet (siehe [Kapitel 7.1](#); **Abb. 7.1**).

Auf Grund der hohen Affinität von ^{231}Pa gegenüber Opal sind glazialen Erhöhungen im $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Profil auf eine nördliche Verschiebung des Opalgürtels zurückzuführen, und es ist wahrscheinlich, dass damit ebenfalls eine nördliche Verschiebung die Antarktische Polarfrontzone verbunden ist. Nach den Ergebnissen von Asmus et al. [1999] nimmt das Gebiet hoher Opal-Sedimentation im Glazial den Bereich zwischen 44°S – 50°S ein.

In der Kaltzeit weisen die niedrigen $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse des Kerns PS 2499-5 Werte von 0,14 – 0,15 auf und steigen in den Zeitbereichen erhöhter $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse auf 0,2 bis 0,3 an.

Innerhalb der heutigen Polarfrontzone (**Abb. 7.1**; [Kapitel 7.1](#)) ist ein deutlicher Nord-Süd-Anstieg in den $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnissen festzustellen. Damit könnten die Schwankungen im $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Profil von Kern PS 2499-5 temporäre Nord-Süd-Verschiebungen der Polarfrontzone anzeigen.

Das bedeutet, dass in den Zeitbereichen, in denen die nördliche Verschiebung der Polarfront maximal war, die $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse der Kerne GeoB 3722-2 und GeoB 1035-4 erhöht sind und die Urangehalte des Kerns GeoB 1711-4 auf eine veränderte Ozeanzirkulation hindeuten.

Eine nördliche Verschiebung des antarktischen Frontensystems hat vermutlich einen erheblichen Einfluss auf die thermohaline Zirkulation. Die Position und Intensität STC (Subtropical Convergence) kontrolliert möglicherweise den Warmwasserzufluss aus dem Indischen Ozean (siehe dazu [Kapitel 3.1](#)). Eine nördliche Verlagerung der STC kann damit den Beitrag an warmem Oberflächenwassers AGC (Agulhas Current) vermindern, wodurch der Zufluss von kalten Wassermassen aus dem Süden zunimmt. Da die Bildung des NADW durch die hohen Temperaturen im Oberflächenwassers bewirkt wird (siehe [Kapitel 3.3](#)), kann eine Verminderung des Warmwasseranteils die Produktion reduzieren.

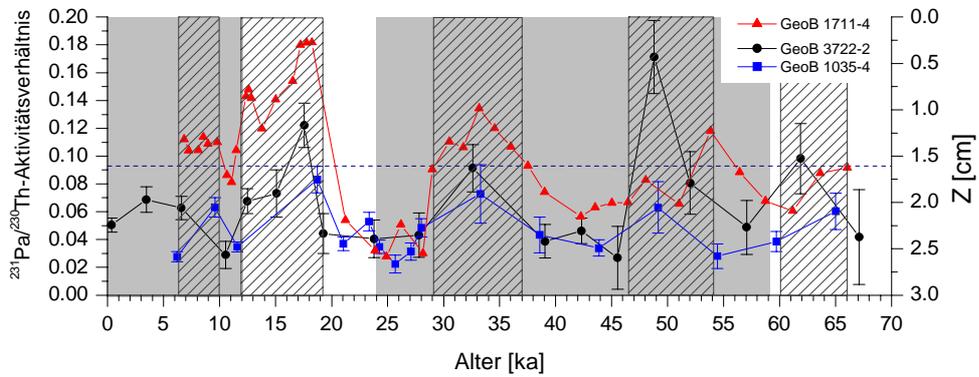


Abb. 7.7: $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Profile der Kerne *GeoB 3722-2* (Kreise) und *GeoB 1035-4* (Rechtecke) aufgetragen mit der Redoxtiefe von Kern *GeoB 1711-4* im Vergleich mit der Redoxcline von Kern *GeoB 1711-4* (Dreiecke, rechte Ordinate).

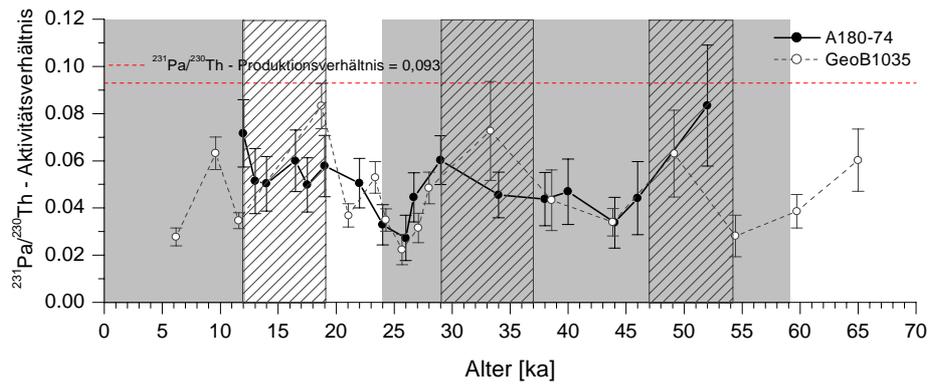


Abb. 7.8: $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Profil von Kern *A180-74* (3330 m) (geschlossene Symbole) [Asmus, unveröffentlichte Daten], mit Kern *GeoB 1035-4* (offene Symbole).

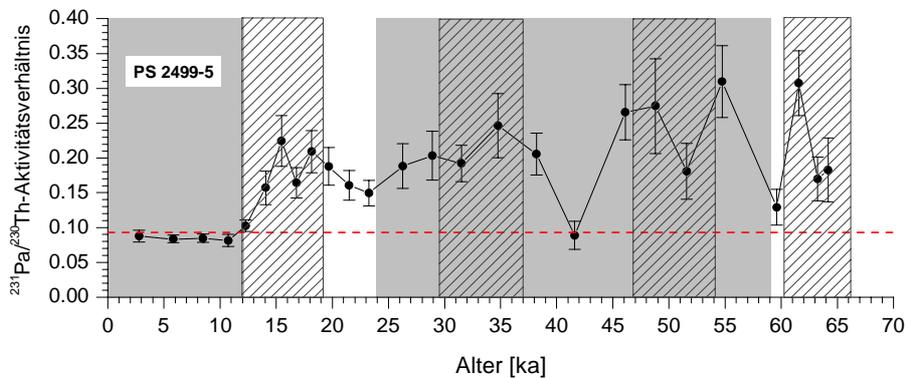


Abb. 7.9: $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Profil von Kern *PS 2499-5* (3175 m) [Asmus et al., 1999]

8 Zusammenfassung

In dieser Arbeit wurden an vier Kernen aus dem Kap- und Angolabecken Profile von Th-, U-Isotopen und ^{231}Pa gemessen. Die Lokationen der Kerne aus dem Kapbecken liegen im Auftriebsgebiet vor Namibia, wobei der Kern aus dem Angolabecken aus dem offenen Ozean stammt.

Mit Hilfe der ^{230}Th -Normierung wurden die vertikalen Partikelflüsse berechnet. Während der Kern GeoB 1035-4 aus dem offenen Ozean keine Variationen im Partikelfluss zeigt, ist der vertikale Partikelfluss der Kerne GeoB 3718-10, 3722-2 und GeoB 1711-4 aus dem Kapbecken im Glazial niedriger als im Holozän. Im LGM zeigen diese Kerne sogar die niedrigsten Partikelflüsse.

Diese Ergebnisse stehen im Gegensatz zur gängigen Lehrmeinung, wonach im küstennahen, windinduzierten Auftriebsgebiet vor Süd-West Afrika die Bioproduktivität und der Partikelfluss im Glazial gegenüber dem Holozän erhöht sein sollten. Insbesondere bei den zwei näher zur Küste gelegenen Lokationen wäre während des Glazials ein höherer vertikaler Partikelfluss zu erwarten gewesen.

Der aus dem vertikalen Depositionsfluss von ^{232}Th ermittelte terrigene Eintrag zeigt im offenen Ozean keine Variation zwischen Glazial und Interglazial und ist deutlich niedriger als im küstennahen Bereich. Zudem zeigen die Kerne aus dem *upwelling*-Gebiet im Glazial generell eine Erhöhung des terrigenen Eintrags gegenüber dem Holozän. Die besonders hohen Werte im LGM und in MIS 4 bestätigen die Ergebnisse von Summerhayes et al. [1995], der ebenfalls im Auftriebsgebiet vor Namibia zu diesen Zeiten einen verstärkten detritischen Eintrag feststellt.

Die Kerne aus dem Kapbecken und der Vergleichskern GeoB 1008-3 aus dem Angolabecken zeigen im Glazial und im frühen Holozän sehr hohe Urangehalte. Die aus dem Uran berechnete Eindringtiefe des Sauerstoffs zeigt in dieser Zeit deutliche Variationen. Dies kann einerseits durch eine verminderte O_2 -Konzentration des Bodenwassers oder durch einen erhöhten Fluss von organischem Material verursacht werden. Der Vergleich des Verlaufs der

Redoxtiefe mit den Kohlenstoffflüssen bzw. mit den *focussing*-Faktoren zeigt keine Korrelation. Daher kann man nicht davon ausgehen, dass die geringen Sauerstoffeindringtiefen auf eine Erhöhung des C_{org} -Flusses zurückzuführen sind. Folglich könnten diese Minima auf einen geringeren Sauerstoffgehalt im Bodenwasser hindeuten.

Mit einem von Mangini et al. [2001] vorgestelltem Modell kann die Eindringtiefe des Sauerstoffs in Abhängigkeit von dem Kohlenstofffluss für verschiedene Sauerstoffkonzentrationen des Bodenwassers berechnet werden. Die Parametrisierung des Modells beschränkt sich jedoch auf die Verhältnisse des offenen Ozeans. Da die Kerne aus dem Untersuchungsgebiet wesentlich höhere Kohlenstoffflüsse aufweisen, lassen sich die Modellergebnisse nicht direkt übertragen. Dennoch zeigt der Verlauf der berechneten Kurven, dass bei hohen C_{org} -Flüssen die Sauerstoffeindringtiefe sensitiver auf Änderungen des O_2 -Gehalts im Bodenwasser als auf Variationen der C_{org} -Flüsse reagiert. Diese Modellergebnisse unterstützen die Hypothese, dass zu den Zeitabschnitten niedriger Redoxcline eine geringere Sauerstoffkonzentration im Bodenwasser vorlag.

Die an den Kernen GeoB 1035-4 (Angolabecken) und GeoB 3722-2 (Kapbecken) gemessenen $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse bestätigen diese Annahme. Die Erhöhungen in den $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Profilen korrelieren mit den Minima der Redoxtiefen von Kern GeoB 1711-4.

Kern GeoB 1711-4 (Wassertiefe 1967 m) liegt nach der glazialen Tiefenwasserstratigraphie von T. Bickert [1992] während des Glazials im NCW, dicht an der Grenze zum USCW. Diese beiden Wassermassen weisen deutlich unterschiedliche Sauerstoffkonzentrationen von 240-270 μMol bzw. 140-200 μMol auf. Es wird daher vermutet, dass die niedrigen Sauerstoffeindringtiefen auf eine kurzzeitige Reduzierung des NCW, verbunden mit dem Vordringen des sauerstoffärmeren USCW, zurückzuführen sind.

Die Kerne aus dem offenen Ozean zeigen somit eine Erhöhung im $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis zu den Zeiten in denen die Uranwerte von Kern GeoB 1711-4 eine verringerte NADW-Produktion anzeigen. Eine reduzierte NADW-Produktion führt zu einem vermindertem advektiven Transport von ^{231}Pa in die Hochproduktivitätsgebiete und damit zu höheren $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnissen im offenen Ozean.

Zu diesen Zeiten reduzierter NADW-Produktion zeigt Kern PS 2499-5 (heute nördlich der Polarfrontzone) erhöhte $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse [Asmus et al., 1999]. Die Autoren führen die hohen $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnisse im Glazial auf eine Verschiebung der Polarfrontzone nach Norden zurück.

8 ZUSAMMENFASSUNG

Ein Verschiebung des Polarfrontensystems des Südozeans nach Norden könnte den Zufluss aus dem indischen Ozean unterbinden, wodurch das kalte Antarktische Oberflächenwasser weit nach Norden vordringen kann. Das Vordringen dieses kalten Oberflächenwassers kann zu einer zusätzlichen Schwächung der NADW-Produktion führen.

Die Ergebnisse der Arbeit zeigen, dass die glaziale Ozeanzirkulation in den Zeitintervallen von 66-60 ka, 54-47 ka, 37-29 ka und 19-12 ka von einer kurzzeitigen starken Reduktion des NADW überlagert war. Hinweise darauf geben die variierenden Sauerstoffgehalte des Bodenwassers, die nördliche Verschiebung der Polarfrontzone und der verminderte Export von ^{231}Pa aus dem offenen Ozean.

Weiterhin zeigt die Massenbilanzierung der rezenten Verteilung von ^{231}Pa im Atlantik, dass etwa 10% der Gesamtproduktion von ^{231}Pa aus dem offenen Ozean in die Hochproduktivitätsgebiete transportiert wird. Im Gegensatz zu den Annahmen von Yu et al. (1996), die das $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis als reinen Zirkulationstracer verwenden, ist es ein wesentliches Ergebnis dieser Arbeit, dass im Holozän ein Transport von ^{231}Pa durch boundary scavenging in die Hochproduktivitätsgebiete stattfindet. Die mittleren $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Werte liegen entgegen den Erwartungen während des LGM jedoch unter den holozänen Verhältnissen. Dies kann auf eine verringerte glaziale Bioproduktivität in den upwelling Gebieten vor Westafrika hindeuten. Die Rolle der biologischen Pumpe und ihre Bedeutung für die atmosphärische CO_2 -Konzentration im LGM bleibt daher ungeklärt.

Literaturverzeichnis

- Anderson, H.L., R. Francois, and S.B. Moran, Experimental evidence for differential adsorption of Th and Pa on different solid phases in seawater., *EOS 73 no. 43S:270*, 1992.
- Anderson, R.F., M.P. Bacon, and P.G. Brewer, Removal of ^{230}Th and ^{231}Pa at ocean margins, *Earth Planetary Science Letters*, 66, 73-90, 1983a.
- Anderson, R.F., M.P. Bacon, and P.G. Brewer, Removal of ^{230}Th and ^{231}Pa from the open ocean, *Earth Planetary Science Letters*, 62, 7-23, 1983b.
- Anderson, R.F., M.Q. Fleisher, and A.P. LeHuray, Concentration, oxidation state, and particulate flux of uranium in the Black Sea, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 2215-2224, 1989.
- Anderson, R.F., N. Kumar, R.A. Mortock, P.N. Froelich, P. Kubim, B. Dittrich-Hannen, and M. Suter, Late-Quaternary changes in productivity of the Southern Ocean, *Journal of Marine Systems*, 17, 497-514, 1998.
- Anderson, R.F., Y. Lao, W.S. Broecker, S.E. Trumbore, H.J. Hofmann, and W. Wolfli, Boundary scavenging in the Pacific Ocean: a comparison of ^{10}Be and ^{231}Pa , *Earth Planetary Science Letters*, 96, 287-304, 1990.
- Asmus, T., M. Frank, C. Koschmieder, N. Frank, R. Gersonde, G. Kuhn, and A. Mangini, Variations of biogenic particle flux in the southern Atlantic sections of the Subantarctic Front during the Late Quaternary: Evidence from sedimentary $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$ and $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$, *Marine Geology*, 159, 59-74, 1999.
- Bacon, M.P., and R.F. Anderson, Distribution of Thorium Isotopes Between Dissolved and Particulate Forms in The Deep Sea, *Journal of Geophysical Research*, 87, 2045 - 2056, 1982.
- Bacon, M.P., D.W. Spencer, and P.G. Brewer, $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ and $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ disequilibria in seawater and suspended particulate matter, *Earth Planetary Science Letters*, 32, 277-296, 1976.
- Bard, E., Correction of a ccelerator mas spectrometry ^{14}C ages measured in planktonic foraminifera: paleoceanographic implications, *Paleoceanography*, 3, 635-645, 1988.

LITERATURVERZEICHNIS

- Barnes, C.E., and J.K. Cochran, Uranium removal in oceanic sediments and the oceanic U balance, *Earth Planetary Science Letters*, 97, 94-101, 1990.
- Berger, W.H., K. Fisher, C. Lai, and G. Wu, *Ocean productivity and organic carbon flux, part 1: Overview and maps of primary production and export production*, 67 pp., Scripps Institution of Oceanography, 1987.
- Berger, W.H., V.S. Smetacek, and G. Wefer, *Ocean productivity and paleoproductivity - an overview*, 1-34 pp., J. Wiley and Sons Ltd., New York, 1989.
- Berger, W.H., and G. Wefer, *Expeditions into the Past: Paleoceanographic Studies in the South Atlantic*, 363-410 pp., Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 1996.
- Berger, W.H., and G. Wefer, On the reconstruction of upwelling history: Namibia upwelling in context, *Marine Geology*, 180, 3-28, 2002.
- Bickert, T., Rekonstruktion der spätquartären Bodenwasserzirkulation im östlichen Südatlantik über stabile Isotope benthischer Foraminiferen, *Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen*, 27, 205pp, 1992.
- Bollhöfer, A., A. Eisenhauer, N. Frank, D. Pech, and A. Mangini, Th- and U-isotopes in a Mn-nodule from the Peru Basin determined by alpha spectrometry and Thermal Ionization mass spectrometry: Are manganese supply and growth related to climate?, *Geol. Rundschau*, 85, 577-585, 1996.
- Broecker, W.S., A revised estimate for the radiocarbon age of North Atlantic deep water, *Geophys. Res.*, 84, 3218-3226, 1979.
- Broecker, W.S., and G.H. Denton, The role of ocean-atmosphere reorganisation during interglacial cycles, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 2465-2501, 1989.
- Broecker, W.S., and T.H. Peng, *Tracer in the sea*, A publication of the Lamont-Doherty geological Observatory, 1982.
- Broecker, W.S., and T.-H. Peng, The cause of the Glacial to Interglacial atmospheric CO₂ change: a polar alkalinity hypothesis, *Global Biogeochemical cycles*, 3, 215-239, 1989.
- Chen, J.H., R.L. Edwards, and G.J. Wasserburg, 238U, 234U and 232Th in the sea water, *Earth Planetary Science Letters*, 80, 241-251, 1986.
- Chochan, J.K., H.D. Livingston, D.J. Hirschberg, and L.D. Surprenant, Natural and anthropogenic radionuclide distributions in the northwest Atlantic Ocean, *Earth and Planetary Science Letters*, 84, 135-152, 1987.
- DeMaster, D.J., The marine budgets of silica and ³²Si, Ph.D. thesis, Yale University, New Haven, Conn., 1979.

- DeMaster, D.J., The supply and accumulation of silica in the marine environment, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 1715-1732, 1981.
- Duncombe-Rae, C.M., Agulhas retroflexion rings in the South Atlantic Ocean: an overview, *S. Afr. J. Mar. Sci.*, 11, 327-344, 1991.
- Embley, R.W., and J.J. Morley, Quaternary sedimentation and paleoenvironmental studies off Namibia (South-West Africa), *Marine Geology*, 36, 183-204, 1980.
- Francois, R., M.P. Bacon, and M.A. Altabet, Glacial/Interglacial changes in sediment rain rate in the SW Indian sector of subantarctic waters as recorded by ^{230}Th , ^{231}Pa , U and $\delta^{15}\text{N}$, *Paleoceanography*, 8, 611-629, 1993.
- Frank, M., J.-D. Eckhardt, A. Eisenhauer, P.W. Kubik, B. Dittrich-Hannen, M. Segl, and A. Mangini, Beryllium 10, thorium 230 and protactinium 231 in Galapagos microplate sediments: Implications of hydrothermal activity and paleoproductivity changes during the last 100,000 years, *Paleoceanography*, 9, 559-578, 1994.
- German, C.R., A.P. Fleer, M.P. Bacon, and J.M. Edmond, Hydrothermal scavenging at the Mid-Atlantic Ridge: radionuclides distributions, *Earth Planetary Science Letters*, 105, 170-181, 1991.
- Gordon, A.L., Interocean exchange of thermohaline water, *Journal of Geophys. Res.*, 91, 5037-5046, 1986.
- Imbrie, J., J.D. Hays, D.G. Martinson, A. McIntyre, A. 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 O-18 record, in *Milankovich and climate, Volume: Part 1*, edited by A.L. Berger, J. Imbrie, J.D. Hays, G. Kukla and B. Saltzman, pp. 269-305, 1984.
- Kirst, G.J., R.R. Schneider, P.J. Müller, I.v. Storch, and G. Wefer, Late Quaternary Temperature Variability in the Benguela Current System Derived from Alkenones, *Quaternary Research*, 52, 92-103, 1999.
- Ku, T.L., and W.S. Broecker, Radiochemical studies on manganese nodules of deep-sea origin, *Deep-Sea Research*, 16, 625-637, 1969.
- Ku, T.L., K.G. Knauss, and G.G. Mathieu, Uranium in open ocean: concentration and isotopic composition, *Deep-Sea Research*, 24, 1005-1017, 1979.
- Kumar, N., R.F. Anderson, R.A. Mortlock, P.N. Froelich, P. Kubik, B. Dittrich-Hannen, and M. Suter, Increased biological productivity and export production in the glacial Southern Ocean, *Nature*, 378, 675-680, 1995.

LITERATURVERZEICHNIS

- Kumar, N., R. Gwiazda, R.F. Anderson, and P.N. Froelich, $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ ratios in sediments as a proxy for past changes in Southern Ocean productivity, *Nature*, 362, 45-48, 1993.
- Lao, Y., R.F. Anderson, and W.S. Broecker, Boundary scavenging and deep-sea sediment dating: constraints from excess ^{230}Th and ^{231}Pa , *Paleoceanography*, 7, 783-798, 1992a.
- Lao, Y., R.F. Anderson, W.S. Broecker, S.E. Trumbore, H.J. Hofmann, and W. Wolfli, Transport and burial rates of ^{10}Be and ^{231}Pa in the Pacific Ocean during the Holocene period, *Earth Planetary Science Letters*, 113, 173 - 189, 1992b.
- Legeleux, F., Relations entre particules marines et message sédimentaire: flux de matière dans la colonne d'eau et transformations à l'interface eau-sédiment dans l'océan atlantique tropical du nord-est., 232 pp., University of Paris, 1994.
- Little, M.G., R.R. Schneider, D. Kroon, B. Price, T. Bickert, and G. Wefer, Rapid palaeoceanographic changes in the Benguela Upwelling System for the last 160,000 years as indicated by abundances of planktonic foraminifera, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 130, 135-161, 1997a.
- Little, M.G., R.R. Schneider, D. Kroon, B. Price, C.P. Summerhayes, and M. Segl, Trade wind forcing of upwelling, seasonality, and Heinrich events as a response to sub-Milankovitch climate variability, *Paleoceanography*, 12, 568-576, 1997b.
- Lutjeharms, J.R.E., and J.M. Meeuwis, The extent and variability of SE Atlantic upwelling, *South Africa Journal of Marine Science*, 5, 51-62, 1987.
- Mangini, A., and L. Diester Haass, *Excess Th-230 in N.W. African Sediments traces upwelling in the Past*, 455-470 pp., Plenum Publishing Corp., 1983.
- Mangini, A., M. Jung, and S. Laukenmann, What do we learn from peaks of uranium and of manganese in deep sea sediments?, *Marine Geology*, 177, 63-78, 2001.
- Mangini, A., M. Segl, H. Stremme, G. Bonani, H.J. Hofmann, E. Morezoni, M. Nessi, M. Suter, M. Wölfli, and K.K. Turekian, Mass-spectrometric Be-10 Dating of Deep seasediments applying the Zürich tandem accelerator, *Nucl. Instr. Methods*, B5, 353-358, 1984.
- Mangini, A., C. Sonntag, G. Bertsch, and E. Müller, Evidence for a higher, natural U-content on world rivers, *Nature*, 79, 337-339, 1979.
- Milankovitch, Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen, in *Handbuch der Klimatologie*, edited by W. Köppen and G. Geiger, Gebrüder Bornträger Verlag, Berlin, 1930.

- Mortlock, R.A., C.D. Charles, P.N. Froelich, M.A. Zibello, J. Saltzmann, J.D. Hays, and L.H. Burckle, Evidence for lower productivity in the Antarctic Ocean during the last glaciation, *Nature*, 351, 220-223, 1991.
- Nagel, M., Hochauflösende ^{230}Th - und ^{10}Be -Stratigraphie an Kern 1008-3 aus dem Angola-Becken, Diplomarbeit thesis, Universität, Heidelberg, 1990.
- Nozaki, Y., and Y. Horibe, The water column distributions of thorium isotopes in the western North Pacific, *Earth and Planetary Science Letters*, 54, 203-216, 1981.
- Peterson, R.G., and L. Stramma, Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean, *Progress in Oceanography*, 26, 1-73, 1991.
- Petit, J.R., J. Jouzel, D. Raynaud, N.I. Barkov, J.-M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V.M. Kotlyakov, M. Legrand, V.Y. Lipenkov, C. Lorius, L. Pepin, C. Ritz, E. Saltzman, and M. Stievenard, Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature*, 399, 429-436, 1999.
- Reid, J.L., On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers and transports, *Prog. Oceanog.*, 23, 149-244, 1989.
- Ritoul, S.R., South Atlantic interbasin exchange, *J. Geophys. Res.*, 96, 2675-2692, 1991.
- Rutgers van der Loeff, M.M., and G.W. Berger, Scavenging and particle flux: seasonal and regional variations in the Southern Ocean (Atlantic sector), *Marine Chemistry*, 35, 553-568, 1991.
- 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 II*, 40, 339-357, 1993.
- Rutsch, H.-J., Element- und Isotopenkonzentrationen in Tiefseesedimenten aus dem nordöstlichen Südatlantik, Diplomarbeit, Universität Heidelberg, 1993.
- Rutsch, H.-J., A. Mangini, G. Bonani, B. Dittrich-Hannen, P. Kubik, M. Suter, and M. Segl, ^{10}Be and Ba concentrations in West African sediments trace productivity in the past, *Earth Planetary Science Letters*, 133, 129-143, 1995.
- Sackett, W.M., Manganese nodules: thorium-230: protactinium-231 ratios, *Science*, 154, 646-647, 1966.
- Schneider, R.R., Spätquartäre Produktivitätsänderungen im östlichen Angola-Becken: Reaktion auf Variationen im Pasat-Monsun-Windsystem und in der Advektion des Benguela-Küstenstroms, *Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen*, 21, 198pp, 1991.

LITERATURVERZEICHNIS

- Schneider, R.R., P.J. Müller, and G. Ruhland, Late Quaternary surface circulation in the east equatorial South Atlantic: Evidence from alkenone sea surface temperatures, *Paleoceanography*, 10, 197-219, 1995.
- Scholten, J.C., R. Botz, H. Paetsch, P. Stoffers, and M. Weinelt, High-resolution uranium-series dating of Norwegian-Greenland Sea sediments: ^{230}Th vs. $\delta^{18}\text{O}$ stratigraphy., *Marine Geology*, 121, 77-85, 1994.
- Shackleton, N.J., The carbon isotope record of the Cenozoic: history of organic carbon burial and of oxygen in the ocean and atmosphere., in *Marine petroleum rock sources*, vol. 26, *Geological Society Special Publications*, edited by J. Brooks and A.J. Fleet, pp. 423-434, 1987.
- Shannon, L.V., The Benguela ecosystem. Part I. Evolution of the Benguela, physical features and processes., *Oceanography Marine Biology Annual Review*, 23, 105-182, 1985.
- Shannon, L.V., J.R.E. Lutjeharms, and J.J. Agenbag, Episodic input of Subantarctic water into the Benguela region., *S. Afr. Tydskr. Wet.*, 85, 1989.
- Shannon, L.V., and G. Nelson, *The Benguela physical features, shelf dynamics and system variability*, 163-210 pp., Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 1997.
- Shimmield, G.B., and N.B. Price, The scavenging of U, of ^{230}Th and ^{231}Pa during pulsed hydrothermal activity at 20°S East Pacific Rise, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 669-677, 1988.
- Stuiver, M., P.D. Quay, and H.G. Ostlund, Abyssal water carbon-14 distribution and the age of the worlds oceans, *Science*, 219, 849-851, 1983.
- Suess, E., Particulate organic carbon flux in the oceans-surface productivity and oxygen utilization, *Nature*, 288, 260-263, 1980.
- Summerhayes, C.P., D. Kroon, A. Rosell-Melé, R.W. Jordan, H.-J. Schrade, and R. Hearn, Variability in the Benguela Current upwelling system over the past 70,000 years, *Progress in Oceanography*, 35, 207-251, 1995.
- Taguchi, K., K. Harade, and S. Tsunogai, Particulate removal of ^{230}Th and ^{231}Pa in the biologically productive northern North Pacific, *Earth Planetary Science Letters*, 93, 223-232, 1989.
- Vidal, L., R.R. Schneider, O. Marchal, and T. Bickert, Link between the North and South Atlantic during the Heinrich events of the last glacial period, *Climate Dynamics*, 15, 909-919, 1999.
- Vogler, S., Untersuchung der natürlichen Radioisotope Thorium und Protaktinium in der Wassersäule des östlichen Nordatlantiks: Einfluß der Ventilation auf die Bilanz von ^{230}Th , Dissertation thesis, 97 pp., Uni Heidelberg, Heidelberg, 1997.

- Vogler, S., J.C. Scholten, M.M. Rutgers van der Loeff, and A. Mangini, ^{230}Th in the Eastern North Atlantic: the importance of water mass ventilation in the balance of ^{230}Th , *Earth Planet. Sci. Lett.*, 150, 61-74, 1998.
- Walter, H.-J., Scavenging of ^{231}Pa and ^{230}Th in the South Atlantic: Implications for the use of the $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ ratio as a paleoproductivity proxy, Dissertation thesis, 82 pp., Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, 1998.
- Walter, H.J., M. M. Rutgers van der Loeff, and H Hoeltzen, Enhanced scavenging of ^{231}Pa relative to ^{230}Th in the South Atlantic south of the polar front: Implications for the use of the $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ ratio as a paleoproductivity proxy, *Earth and Planet Science Letters*, 149, 85-100, 1997.
- Wedepohl, K.H., The composition of the continental crust, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 1217-1232, 1995.
- Wefer, G., Particle flux in the ocean: effects of episodic production, in *Productivity of the Ocean: past and present*, pp. 139-154, Berger, W.H. Smetacek, V., Wefer G. (eds) Wiley, New York, 1989.
- Wefer, G., and G. Fischer, Annual primary production and export flux in the Southern Ocean from sediment trap data, *Marine Chemistry*, 35, 597-614, 1991.
- Yang, H.-S., Y. Nozaki, and H. Sakai, 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.
- Yang, Y.-L., H. Elderfeld, and T.F. Pedersen, Geochemical record of the Panama basin during the last glacial maximum carbon event shows that the glacial ocean was not suboxic, *Geology*, 23, 1115-1118, 1995.
- Yu, E.-F., Variations in the particulate flux of ^{230}Th and ^{231}Pa and paleoceanographic applications of the $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ ratio, Ph.D. Thesis thesis, 269 pp., Woods Hole Massachusetts, 1994.
- Yu, E.-F., R. Francois, and M.P. Bacon, Similar rates of modern and last-glacial thermohaline circulation inferred from radiochemical data, *Nature*, 379, 689-694, 1996.