

# **INAUGURAL – DISSERTATION**

**zur**  
**Erlangung der Doktorwürde**  
**der**  
**Naturwissenschaftlichen – Mathematischen Gesamtfakultät**  
**der**  
**Ruprecht – Karls – Universität**  
**Heidelberg**

vorgelegt von

Diplom Geologe Frank Bernsdorff  
aus: Lippstadt

Tag der mündlichen Prüfung: 25.04.2008



**Rekonstruktion der Erdmagnetfeldstärke der vergangenen 300.000  
Jahre über den kosmogenen Tracer  $^{10}\text{Be}$  aus Atlantischen  
Tiefseesedimenten (ODP-Sites 983 und 1063)**

Gutachter: Prof. Dr. Augusto Mangini  
Prof. Dr. Heinz Friedrich Schöler



## Abstract

The cosmogenic radionuclide  $^{10}\text{Be}$  is produced by the interaction of galactic cosmic rays with oxygen and nitrogen atoms in the Earth's stratosphere. The production of  $^{10}\text{Be}$  is known to be strongly anticorrelated with the solar and geomagnetic field strength. After an atmospheric residence time of approximately one year,  $^{10}\text{Be}$  is removed from the atmosphere by wet and dry deposition onto the Earth's surface. In the oceans,  $^{10}\text{Be}$  is adsorbed to sediment particles, bound to which it is deposited on the ocean floor. Based on this theory, temporal variations of the Earth's magnetic field strength can be reconstructed by the extraction of  $^{10}\text{Be}$  from deep sea archives (sediment cores). High resolution profiles of  $^{10}\text{Be}$  production rates from highly accumulating deep sea sediments of the Iceland Basin (ODP-Site 983) and of the Bermuda Rise (ODP-Site 1063) were generated within the scope of this investigation. From these records, global changes of the Earth's magnetic field strength within a period of the past 300,000 years were reconstructed. The  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -normalization technique was applied to correct for marine transport signals. Altogether 400 samples from the two deep sea sediment cores were analyzed for their uranium/thorium isotopes,  $^{10}\text{Be}$  isotopes and selected main group and B group elements within three analytical steps. The  $^{10}\text{Be}$ - as well as the uranium/thorium analyses provided the basis for the compilation of the site specific  $^{10}\text{Be}$  stratigraphy ( $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -normalized  $^{10}\text{Be}$  production rates). The analyses of the elements Ca, Al, Ti, Be, Fe, and Mn were conducted on the one hand to evaluate the sedimentary history of the investigated sites and on the other hand to gain insight into the state of the oceanic circulation of the water column at glacial/interglacial stages. From these records, information about potential climatic influences on the  $^{10}\text{Be}$  production signal could be obtained. The element analyses showed that there existed a single source region for the sediments of each investigated site. Each source region showed sedimentation pulses which generally correlated with climatically driven variations of oceanic currents. A comparison of sediment fluxes with the  $\delta^{18}\text{O}$  curve („climate curve“) showed a correlation for both sites. Especially the data from the glacial/interglacial stages 6/7, 5/6, and 1/2 of site 983 showed that terrigenous sedimentation reached its maximum during deglaciation of considerable ice masses. This trend could also be observed in smaller scale at the isotope stages 6/7, 3/4, and 1/2 of site 1063. The cause for the differing sediment flux amplitudes of both sites might have been the location of the sites. Sediment records of site 983 showed climatic changes more distinctly than sediment records of site 1063 due to the close proximity of site 983 to the production area of NADW (Iceland Basin). Site 1063 might not have been influenced by NADW as considerably as site 983. The climatic sedimentary history was partially reflected in the absolute values of the  $^{10}\text{Be}$  production rates of the investigated sediment records. The  $^{10}\text{Be}$  stratigraphies of the Atlantic ODP-Sites 983 and 1063 showed a generally increasing trend from south to north, which could be related to the  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -deficiency, which is proportional to the strength of the NADW current. However, the application of the  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -normalization to the  $^{10}\text{Be}$  data of sites 983 and 1063 lead to a valid reconstruction of the Earth's magnetic field variations. This was supported by the fact that  $^{10}\text{Be}$  fluxes of sites 983 and 1063 were compatible with the so called „allowed range“ within nearly all sections of the stratigraphies. Additionally, the recent production rate of  $1,4 \cdot 10^9 \text{ At.}/(\text{g} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{ka})$  could be reproduced within the analytical error of  $\pm 22\%$  for both sites. However, the most convincing evidence was obtained from the comparison of the sites 983 and 1063 with a variety of datasets from

literature. Accordingly, all prominent geomagnetic events could be chronologically correlated. The maximum temporal variability was about 5 ka. Comparisons with palaeointensity records PI 983 and PI 1089 as well as the comparison with the  $^{10}\text{Be}$  stratigraphy of site 1089 and the relative  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  stratigraphy showed very good matches. The comparisons, which only showed rough correlation trends ( $^{10}\text{Be}$  fluxes from GISP2/GRIP, PI record: NAPIS 75 and atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  record) were significantly influenced by the considerably lower temporal resolution of sites 983 and 1063 in the equivalent sections. However, even within these rough correlations, the most prominent geomagnetic events could be correlated. As a result of the above-mentioned arguments, it can be concluded and summarized that the  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -normalized  $^{10}\text{Be}$  production rates of ODP-Sites 983 and 1063 that were compiled during this investigation, reflect the global variations of the Earth's magnetic field strength for a time period of the past 300,000 years. Additionally, these datasets include the potential for synchronization of other archives via the discussed geomagnetic events.

## Kurzfassung

Das kosmogene Radionuklid  $^{10}\text{Be}$  entsteht über die Wechselwirkung der extraterrestrischen Höhenstrahlung mit den Sauerstoff- und Stickstoffatomen in der Stratosphäre der Erde. Aufgrund der abschirmenden Wirkung des Erdmagnetfeldes gegenüber der einfallenden kosmischen Strahlung ergibt sich zwischen der atmosphärischen Produktionsrate von  $^{10}\text{Be}$  und der Erdmagnetfeldstärke ein anti-proportionaler Zusammenhang. Das so gebildete  $^{10}\text{Be}$  gelangt nach einer Verweildauer von ca. 1 Jahr über Nass- und Trockendepositionen hauptsächlich in den Ozean, aus welchem es, an Sedimentpartikeln adsorbiert, auf dem Meeresgrund abgelagert wird. Diese Theorie bildet die Grundlage für die Rekonstruktion der zeitlichen Variationen der Erdmagnetfeldstärke über die Extraktion von  $^{10}\text{Be}$  aus Tiefseesedimentkernen. Im Rahmen dieser Untersuchungen wurden hochaufgelöste Profile der  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflussdichten aus hochakkumulierenden Tiefseesedimenten des Island Beckens (ODP-Site 983) sowie des Bermuda Rise (ODP-Site 1063) erstellt, um die globalen Änderungen der Erdmagnetfeldstärke für einen Zeitraum von 300.000 Jahre zu rekonstruieren. Für die Korrektur von ozeanischen Transportsignalen wurde die  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Normierungsmethode angewandt. Die insgesamt ca. 400 Proben dieser Kerne wurden in drei hauptanalytischen Phasen auf ihre Uran/Thorium-Isotope,  $^{10}\text{Be}$ -Isotope und ausgewählter Haupt- und Nebenelemente analysiert. Dabei dienten die  $^{10}\text{Be}$ - und Uran/Thorium Messungen im wesentlichen der Erstellung der für die Sites entsprechenden  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphie ( $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -normierte  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflüsse). Mit den Messungen der Elemente Ca, Al, Ti, Be, Fe und Mn wurde einerseits das Ziel verfolgt, die Sedimentationsgeschichte der untersuchten Sites abzuschätzen und andererseits einen Einblick in den Durchlüftungszustand (bzw. der Ozeanzirkulation) der Wassersäule zu glazialen/interglazialen Zeiten zu erhalten, um Aussagen über die etwaige klimatische Beeinflussung des  $^{10}\text{Be}$ -Produktionssignals treffen zu können.

Die Elementmessungen ergaben, dass für beide untersuchten Sites hauptsächlich jeweils ein sedimentäres Liefergebiet vorliegt, dessen Sedimentationspulse in der Regel mit den durch das Klima gesteuerten Variationen der Meeresströmungen einhergehen. Ein Vergleich der Sedimentflüsse mit der  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve („Klimakurve“) weist im Hinblick auf beide untersuchten Sites eine tendenzielle Übereinstimmung auf. Hierbei lässt sich besonders an den Glazial/Interglazial Grenzen 6/7, 5/6 und 1/2 der Site 983 erkennen, dass im Zuge des Abschmelzens großer Eismassen die terrigene Sedimentation ihre Höchstwerte erreichten. Dieses Verhalten, wenn auch nicht so stark ausgeprägt, ist auch bezüglich der Site 1063 an den Isotopenstadiengrenzen 6/7, 3/4 und 1/2 zu beobachten. Ein Unterschied in den Amplituden der Sedimentflüsse dieser beiden Sites könnte darin begründet liegen, dass die Sedimente der Site 983 durch ihre unmittelbare Nähe zum Entstehungsort (Island Becken) des NADW, die damit verbundenen klimatischen Variationen besser aufgezeichnet haben als dies bei den Sedimenten der Site 1063 der Fall gewesen ist, welche eher marginal vom NADW beeinflusst wurden. Diese klimatische Sedimentationsgeschichte spiegelt sich teilweise auch in den Absolutwerten der  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflussdichten der untersuchten Sedimente wider. So zeigen die  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien der Atlantischen ODP-Sites 983 und 1063 einen allgemein zunehmenden Trend von Süden nach Norden, welcher offenbar auf das  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Defizit zurückzuführen ist, dass sich proportional zur Stärke des NADW verhält.

Nichtsdestotrotz lieferte allein die Anwendung der  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Methode auf die entsprechenden  $^{10}\text{Be}$ -Datensätze der Sites 983 und 1063 eine aussagekräftige Rekonstruktion der Stärke der Erdmagnetfeldvariationen. Hierfür spricht, dass die  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflüsse der Sites 983 und 1063 in fast allen Bereichen dieser Stratigraphien mit dem „erlaubten Bereich“ verträglich sind. Ferner konnte für die Sites 983 und 1063 die rezente Produktionsrate von  $1,4 \cdot 10^9 \text{ At.}/(\text{g} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{ka})$  im Rahmen der Fehlergrenzen ( $\pm 22\%$ ) annähernd gut reproduziert werden. Den überzeugendsten Beweis lieferte allerdings die Gegenüberstellung der Sites 983 und 1063 mit einer Vielzahl von Datensätzen aus der Literatur. Dementsprechend konnten weitestgehend alle prominenten geomagnetischen Events zeitlich in Einklang gebracht werden. Die zeitliche Variabilität betrug hier im allgemeinen maximal 5 ka. Dabei wiesen die Vergleiche mit den Paläointensitätsrecords PI 983 und PI 1089 sowie der Vergleich mit der  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphie der Site 1089 und der relativen authigenen  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ -Stratigraphie sehr gute Übereinstimmungen auf. Die Vergleiche, bei denen nur grobe Trends korrelierten ( $^{10}\text{Be}$ -Flüsse aus GISP2/GRIP, PI Record: NAPIS 75 u. atmosph.  $\Delta^{14}\text{C}$  Record) wurden maßgeblich von den vergleichsweise wesentlich geringeren zeitlichen Auflösungen der Sites 983 und 1063 in den entsprechenden Bereichen beeinflusst. Aber dennoch konnten auch hier zumindest, die für die entsprechenden Zeitintervalle typischen geomagnetischen Events, gegenseitig in Übereinstimmung gebracht werden.

Aus den oben angeführten Gründen lässt sich also zusammenfassend schlussfolgern, dass die im Rahmen dieser Dissertation aufgestellten  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -normierten  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflüsse der ODP-Sites 983 und 1063 die globalen Schwankungen des Erdmagnetfeldes für den Zeitraum von 300 bis 0 ka wiedergeben. Zudem beinhalten diese Datensätze das Potenzial zur Synchronisation anderer Archive über die angesprochenen geomagnetischen Events.



# Inhaltsverzeichnis

<b>1. Einleitung und Zielsetzung</b>	<b>1</b>
<b>2. Theoretische Grundlagen</b>	<b>7</b>
2.1 Produktion von $^{10}\text{Be}$ und Transport in der Atmosphäre	7
2.1.2 $^{10}\text{Be}$ im Ozean	10
2.2 Isotope der $^{238}\text{Uran}$ und $^{232}\text{Thorium}$ Reihe als paläozeanographische Tracer	12
2.2.1 Die $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Methode	12
2.2.2 Terrigene und biogene Sedimentflüsse	15
2.3 Ausgewählte Hauptelemente als paläozeanographische Tracer	16
2.3.1 Kalzium (Ca) als biogener Tracer	16
2.3.2 Terrigene Haupt- und Nebenelement-Tracer: Aluminium, Titanium, Beryllium und Thorium	18
2.3.3 Redoxsensitive Elemente: Mangan (Mn) und Eisen (Fe)	20
2.4 Sauerstoffisotopenstratigraphie	22
<b>3. Untersuchungsgebiete</b>	<b>25</b>
3.1 ODP-Leg 162: Nördliche Gateways	26
3.1.1 ODP-Site 983, Leg 162	28
3.1.1.1 Geographische Lage	28
3.1.1.2 Geologische Verhältnisse	29
a.) Island Becken	29
b.) Lithologische Charakteristika der ODP-Site 983	31
3.1.1.3 Hydrographie	32
3.1.1.4 Altersmodell	34
3.2 ODP-Leg 172: Nordwest Atlantische Sediment Drifts	37
3.2.1 ODP-Site 1063, Leg 172	39
3.2.1.1 Geographische Lage	39
3.2.1.2 Geologische Verhältnisse	40
a.) Bermuda Rise	40
b.) Lithologische Charakteristika der ODP-Site 1063	41
3.2.1.3 Hydrographie	43
3.2.1.4 Altersmodell	46
<b>4. Chemisch Analytische Methoden</b>	<b>49</b>
4.1 Nasschemische Analytik	50
4.1.1 Vollaufschlüsse	50
a.) Aufbereitungsmethode für die Messung der Hauptelemente (Ca, Al, Fe, Mn, Ti u. Be)	50

b.) Aufbereitungsmethode für die Messung der Uran- und Thorium Isotope	50
4.1.2 Leaching Verfahren ( <sup>10</sup> Be-Aufbereitungsmethode)	51
4.2 Apparative Analytik	52
4.2.1 MC-SF-ICP-MS (Multiple Collector Sector Field Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer)	52
4.2.2 ICP-OES (Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometer)	53
4.2.3 AMS (Accelerator Mass Spectrometer)	54
<b>5. Darstellung und Interpretation der Messergebnisse</b>	<b>57</b>
5.1 ODP-Site 983	58
5.1.1 Uran- und Thorium Messungen	58
a.) Uran Messungen	58
b.) Thorium Messungen	61
5.1.2 Haupt- und Nebenelement Messungen	65
5.1.3 <sup>10</sup> Be Messungen	72
5.1.4 Interpretation der Messergebnisse	74
a.) Ozeanographisch-chemische Situation	74
b.) Rekonstruktion der Erdmagnetfeldstärke	82
5.2 ODP-Site 1063	87
5.2.1 Uran- und Thorium Messungen	87
a.) Uran Messungen	87
b.) Thorium Messungen	90
5.2.2 Haupt- und Nebenelement Messungen	94
5.2.3 <sup>10</sup> Be Messungen	100
5.2.4 Interpretation der Messergebnisse	102
a.) Ozeanographisch-chemische Situation	102
b.) Rekonstruktion der Erdmagnetfeldstärke	108
<b>6. Vergleich der <sup>10</sup>Be-Produktionsflüsse der ODP-Sites 983 und 1063 mit Datensätzen aus der Literatur</b>	<b>113</b>
6.1 Gegenüberstellung der <sup>10</sup> Be-Stratigraphien der ODP-Sites 983 und 1063 mit ODP-Site 1089	113
6.2 Gegenüberstellung der <sup>10</sup> Be-Stratigraphien der ODP-Sites 983 und 1063 mit <sup>10</sup> Be-Stratigraphien anderer Lokationen	116
6.3 Gegenüberstellung der <sup>10</sup> Be-Stratigraphien der ODP-Sites 983 und 1063 mit Paläointensitätsmessungen anderer Lokationen	121
6.4 Gegenüberstellung der <sup>10</sup> Be-Stratigraphien der ODP-Sites 983 und 1063 mit atmosphärischen Δ <sup>14</sup> C-Rekonstruktionen	125
6.5 Zusammenfassung der Ergebnisse aus den Vergleichen der <sup>10</sup> Be-Produktionsflüsse der Site 983 und 1063 mit Datensätzen aus der Literatur	127

<b>7. Zusammenfassung und abschließende Diskussion</b>	<b>129</b>
<b>8. Ausblick</b>	<b>135</b>
<b>9. Literaturverzeichnis</b>	<b>137</b>
<b>10. Anhang</b>	<b>137</b>
<b>A. Chemische Aubereitungsrezepturen</b>	<b>145</b>
A.1 Uran/Thorium Volaufschlussverfahren für MC-ICP-MS Messungen	145
A.2 <sup>10</sup> Be-Leachingverfahren für AMS Messungen	151
A.3 Vollaufschlussverfahren für ICP-OES Messungen (Haupt- u. Nebenelemente)	153
<b>B. Analytische Standards („Spikes“)</b>	<b>154</b>
B.1 Uran/Thorium	154
B.2 Haupt- und Nebenelemente („PACS-2“)	155
<b>C. Messdaten</b>	<b>157</b>
C.1 ODP-Site 983	157
C.1.1 Uran/Thorium Daten	157
C.1.2 <sup>10</sup> Be Daten	165
C.1.3 Haupt- und Nebenelement Daten	167
C.2 ODP-Site 1063	179
C.2.1 Uran/Thorium Daten	179
C.2.2 <sup>10</sup> Be Daten	183
C.2.3 Haupt- und Nebenelement Daten	185



## Abkürzungsverzeichnis

A	Ampere
AABW	Antarctic Bottom Water, Antarktisches Tiefenwasser
ACD	Aragonite Compensation Depth, Aragonitkompensationstiefe
AMS	Accelerator Mass Spectrometer
At	Atome
AU	Aktivitätsverhältnis $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$
$\beta$	Produktionsrate in der Wassersäule
BBOR	Blake Bahama Outer Ridge
BR	Bermuda Rise
C	Convection, Konvektion
$^{\circ}\text{C}$	Grad Celsius
CCD	Calcite compensation depth, Kalziumkarbonatkompensationstiefe
CGFZ	Charlie Gibbs Fracture Zone
$C_i$	Konzentration des Stoffes „i“
cm	Zentimeter
CS	California Slope
$\delta$	Delta
$\Delta$	Delta
dpm	Disintegration Per Minute
DS	Denmark Strait
DSDP	Deep Sea Drilling Programme
DSOW	Denmark Strait Overflow Water
DWBC	Deep Western Boundary Current
E	Entrainment
ESA	Electrostatic Analyzer
$F_a$	Depositionsflussdichte
$F_{ai}$	Akkumulierte Depositionsflussdichte
FBC	Faroer Back Channel
$F_p$	Produktionsflussdichte
FSC	Faroe Shetland Channel
$F_{vj}$	Vertikale Depositionsflussdichte
g	Gramm
Gl	Gleichung
pdb	Trockenraumdichte
GCR	Galactic Cosmic Rays, galaktische kosmische Strahlung
Gew. %	Gewichtsprozent
GISP2	Greenland Ice Sheet Project
GRIP	Greenland Ice Core Project
GSR	Greenland Scotland Ridge

GSRF	Gulf Stream Return Flow
ICP-OES	Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometer
IFR	Iceland Faroe Ridge
IMF	Interplanetares Magnetfeld
IrB	Irminger Basin
IRD	Ice Rafted Deposits/Debris
ISOW	Iceland Scotland Overflow Water
K	Kelvin
ka	Kilojahr
km	Kilometer
kV	Kilovolt
l	Liter
Leg	Fahrtroute
LF	Laurentinischer Fächer
LSW	Labrador Sea Water
m	Meter
M	Magnetfeldstärke
Ma	Millionen Jahre
MAR	Massenakkumulationsrate
mcd	Meter Composite Depth
MC-HR-SF-ICP-MS	Multiple Collector High Resolution Sector Field Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer
MeV	Megaelektronenvolt
µg	Mikrogramm
MIS	Marine Isotope Stages
Mio	Million
ml	Milliliter
µmol	Mikromol
mbsf	Meters Below Sea Floor
NAC	North Atlantic Current
NADW	North Atlantic Deep Water, Nordatlantisches Tiefenwasser
NAPIS	North Atlantic Palaeo Intensity Stack
NCW	North Component Water
NEADW	North Eastern Atlantic Deep Water
NGS	Norwegian Greenland Sea
nmol	Nanomol
NRM	Natürliches remanentes Magnetisierungssignal
NSDW	Norwegian Sea Deep Water
ODP	Ocean Drilling Programme
OIB	Ozean Insel Basalt
P	Produktion

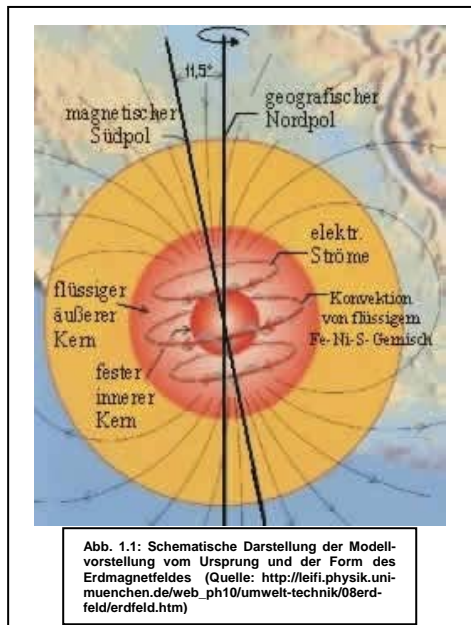
p.A	Pro Analyse, für analytische Zwecke
PDB	Pee Dee Belemnite
pH	pH-Wert
PI	Paläointensität
PS	Forschungsschiff Polarstern
RT	Rockfall Through
s	Sedimentationsrate
SINT 800	Synthetisch generierter Paläointensitätsrecord (800 ka)
SMOW	Standard Mean Ocean Water
SPECMAP	Standardisierte Chronologie für Sauerstoffisotopen Records
Sv	Svendrup
$T_{1/2}$	Halbwertszeit
$Th_{xs}$	Thorium Excess
vMAR	Vertikale Massenakkumulationsrate
VSR	V-Shaped Ridge
$\Psi$	Focussing Faktor
z	Wassertiefe





# 1. Einleitung und Zielsetzung

Das Magnetfeld der Erde besteht aus mehreren Komponenten von denen die größte das Dipolfeld ist (siehe Abb. 1.1), dessen rezente Achse ca.  $11,5^\circ$  gegen die Rotationsachse der Erde geneigt ist, und eine magnetische Feldstärke von ca.  $7,8 \cdot 10^{22} \text{ A} \cdot \text{m}^2$  aufweist (Olson u. Christensen, 2006).



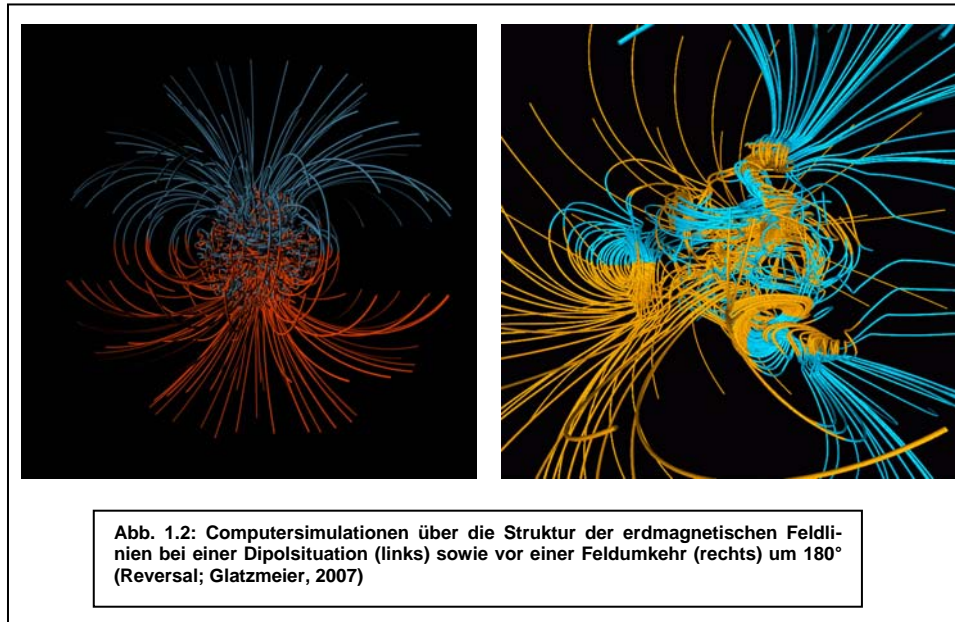
Die Entstehung des Erdmagnetfeldes ist ein sehr komplexer Prozess, und nach wie vor nicht ausreichend geklärt. Das an der Erdoberfläche mit geophysikalischen Methoden gemessene Feld hat verschiedene Quellen. Den größten Anteil hat mit über 90% das an der Erdoberfläche beobachtete Hauptfeld, das nach Stevenson (2003) durch Induktionsvorgänge im äußeren, flüssigen und elektrisch leitfähigen Erdkern entsteht. Da dieser Vorgang mit dem Prinzip eines Dynamos vergleichbar ist, spricht man auch häufig von einem Geodynamo. Magnetisierte Gesteine in der Erdkruste nahe unter der Erdoberfläche erzeugen das Krustenfeld (Lithosphärenfeld), welches in Form von lokalen bis regionalen Anomalien das Hauptfeld überlagert. Diese beiden Anteile werden aufgrund ihrer Quellregion innerhalb der Erde

auch als internes Feld bezeichnet. Ferner gibt es die externen Anteile, die außerhalb der Erde erzeugt werden. Dabei handelt es sich um induzierte Felder von Stromsystemen in der Ionosphäre (ca. 100-300 km oberhalb der Erde) und Magnetosphäre (3-6 Erdradien Abstand), die sich unter dem Einfluss der Sonneneinstrahlung und des Sonnenwindes ständig ändern. Die Stärke dieser externen Anteile ist wesentlich geringer als die des Hauptfeldes, aber sie sind starken zeitlichen Schwankungen unterworfen. Dadurch führen die externen Magnetfelder, in Abhängigkeit der elektrischen Leitfähigkeit des Untergrunds, auch noch zu sekundären Feldanteilen durch Induktion in der Erdkruste sowie im Erdmantel. Bedingt durch die gute Leitfähigkeit von Meerwasser zeigen selbst Ozeanströmungen noch messbare Effekte im beobachteten Erdmagnetfeld (Mandea et al., 2007).

Das Erdmagnetfeld ist im Hinblick auf sein Dipol-/Nichtdipolmoment starken Schwankungen unterworfen (säkular Variationen) und bereits in den 1960er Jahren konnte gezeigt werden, dass sich das gesamte Magnetfeld offensichtlich im Mittel alle 200.000 Jahre umkehrt. Eine solche Umpolung („Reversal“) fand das letzte Mal vor ca. 780.000 Jahren statt (Brunhes-Matuyama Ereignis). Die Ursache einer solchen Feldumkehr ist noch nicht hinreichend geklärt. Weit verbreitete Theorien, die sich über Beobachtungen von Paläointensitätsmessungen mit dem Verhalten des Erdmagnetfeldes vor einem Reversal beschäftigen, besagen, dass es vor einer Feldumkehr zu einem Zusammenbruch des Dipolfeldes kommt (Cofflet, 2005). Davon etwas abgewandelte Theorien, die auf computergestützten Modellrechnungen beruhen, gehen davon aus, dass es vor einer Polumkehr zur Ausbildung mehrerer Pole (z.B. eines Quadropols; vergl. Jacobs, 1994) kommen könnte, da in solchen Übergangsphasen offenbar der Nichtdipolanteil des Magnetfeldes zunimmt (z.B. Glatzmaier & Coe, 2007; siehe Abb.

1.2). Aufgrund von Messungen der magnetischen Eigenschaften natürlicher hauptsächlich vulkanischer Gesteine, die sich über verschiedene Methoden absolut datieren lassen, konnte eine Chronologie

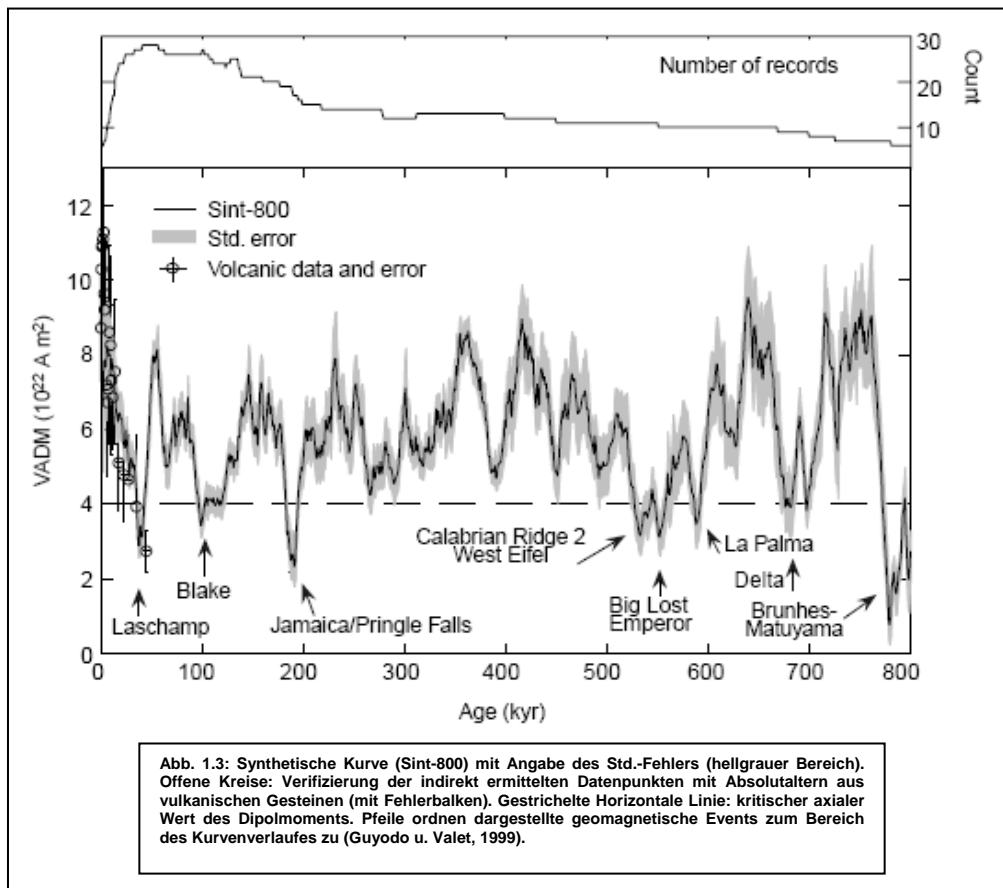
erstellt werden, mit der es möglich wurde anhand dieser Reversals andere natürliche Archive (z.B. Sedimentkerne, die sich auch über Methoden der Paläomagnetik messen lassen, deren absolute Al-



tersdatierung aber sehr problematisch ist) in einer ersten Näherung zu synchronisieren.

Neben den zuvor besprochenen drastischen Variationen des Erdmagnetfeldes, die zu einer vollständigen Feldumkehr des Dipols führten, gibt es zwischen diesen Ereignissen aber auch wesentlich geringere Variationen auf kleineren Zeitskalen. Um diese messtechnisch erfassen zu können benötigt man kontinuierliche und hochaufgelöste natürliche Archive. Vulkanische Gesteine in Form von z.B. abgelagerten Lavaflüssen lassen sich zwar gut datieren, zeigen aber für bestimmte Zeitabschnitte nur eine punktuelle Verbreitung, woraus eine sehr schlechte Zeitauflösung resultiert (Valet et al., 1998). Wesentlich besser geeignet sind Sedimentkerne, die in manchen Bereichen der Tiefsee durch kontinuierliche, ungestörte und sehr hohe Akkumulationsraten (sog. sediment drift deposits mit Sedimentationsraten von  $> 10 \text{ cm/ka}$ ) gekennzeichnet sind, so dass durch diese theoretisch eine zeitliche Auflösung auf tausendjährigen Zeitskalen möglich ist. Ein Nachteil bei der Verwendung von Sedimentkernen gegenüber Sequenzen aus vulkanischen Gesteinen besteht darin, dass die Chronologien von Sedimenten über indirekte Datierungsverfahren bestimmt werden müssen, was von vornherein eine gewisse zeitliche Unsicherheit mit sich bringt. Dieser Fehler beträgt bei der häufig angewandten  $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie ca. 5.000 Jahre (Martinson et al., 1987), überkompensiert aber trotzdem die schlechte zeitliche Auflösung die man aus vulkanischen Gesteinen erhält. Dies führte zu zahlreichen paläomagnetischen Untersuchungen an ausgewählten marinen Tiefseesedimentkernen. Hierbei wurde das Ziel verfolgt in möglichst hoch aufgelöster zeitlicher Darstellung die relativen säkularen Magnetfeldintensitätsvariationen zu erfassen (Frank, 2000). Diese Bemühungen gipfelten u.a. in der Erstellung einer synthetischen relativen Paläointensitätskurve von Guyodo u. Valet (1999), die ihrerseits aus 33 Paläointensitätskurven weltweit verteilter mariner Sedimentkerne zusammengesetzt wurde, 800.000 Jahre

in die Vergangenheit zurückreicht (SINT-800) und deshalb in vielen Vergleichsstudien als Referenz herangezogen wird. Auf diese Weise wurden im Folgenden innerhalb des Brunhes-Chrons (780 – 0 ka) einige relative Paläointensitätsminima gefunden, die den kritischen Wert des axialen Dipolmoments (unterhalb dessen Richtungsänderungen beobachtet wurden) unterschreiten. Solche Events sind entweder nach den jeweiligen Autoren, die sie zuerst veröffentlicht haben, oder den entsprechenden Typ-Lokalitäten benannt worden (siehe Abb. 1.3).



Die messtechnische Ermittlung der relativen Paläointensitätsänderungen des Erdmagnetfeldes aus Sedimenten ist jedoch mit einigen Problemen behaftet. Das in einer Sedimentprobe gemessene natürliche remanente Magnetisierungssignal (NRM), welches auf in den Sedimenthorizont eingelagerte ferromagnetische Minerale (z.B. Magnetit, der sich parallel zum jeweils herrschenden Magnetfeld ausrichtet) zurückzuführen ist, muss nach der Messung erst normalisiert werden. Hierunter versteht man, dass sedimentologische Fluktuationen in einem Profil, die zu einer Änderung des Mineralbestandes an ferromagnetischen Mineralen führen können sowie eine mögliche Bildung von authigenem Magnetit kompensiert werden müssen. Zudem ist es notwendig klimaabhängige Komponenten des Magnetisierungsprozesses zu eliminieren (Cofflet, 2005). Eine weitere mögliche Verfälschung des Magnetisierungssignals wird mit dem Begriff „lock-in-depth“ beschrieben. Die „lock-in-depth“ gibt den Tiefenbereich in einem Profil an, ab welchem das paläomagnetische Signal stabil („eingefroren“) ist. Dadurch wird das magnetische Signal letztlich durch diagenetische Prozesse beeinflusst. Lowrie (1997) gibt für marine Sedimente einen Richtwert von ca. 5 – 15 cm hinsichtlich der „lock-in-depth“ an. Eine Möglichkeit diese Probleme zu umgehen bietet ein methodisch völlig anderes Verfahren, dass auf den Unter-

suchungen von kosmogenen Radionukliden basiert und im Rahmen dieser Arbeit angewandt wurde. Bei dem hier untersuchten Radionuklid handelt es sich um  $^{10}\text{Be}$ . Es entsteht in der Stratosphäre der Erde aus der Reaktion zwischen einfallender kosmischer Strahlung und Sauerstoff bzw. Stickstoffatomen. Da das Erdmagnetfeld eine abschirmende Wirkung in Bezug auf die aus dem Weltraum kommende kosmische Strahlung besitzt, ergibt sich zwischen der atmosphärischen Produktion von  $^{10}\text{Be}$  und der Erdmagnetfeldstärke eine Antikorrelation (Wagner et al., 2000). Nach einer Verweildauer von ungefähr einem Jahr (Raisbeck et al., 1981; Holton et al., 1981) wird das gebildete  $^{10}\text{Be}$  aus der Atmosphäre ausgewaschen und gelangt so hauptsächlich über die Wassersäule des Ozeans in die Tiefseesedimente. Ein wesentlich geringerer Anteil wird auf den Kontinenten und den Eisschilden abgelagert. Es sollte deshalb also möglich sein über die Extraktion von  $^{10}\text{Be}$ -Isotopen aus marinen Sediment- und Eisbohrkernen die Variationen der relativen Erdmagnetfeldstärke zu rekonstruieren. Verschiedene Studien dieser Art in denen z.B. die aus Grönland stammenden Eisbohrkerne GISP2 und GRIP untersucht wurden konnten die Anwendbarkeit dieser Methode bestätigen (Baumgartner et al., 1998; Beer et al., 1990; Beer et al., 1994; Beer et al., 2002; Wagner et al., 2000; Muscheler et al., 2005). Darüber hinaus konnten die genannten Eisbohrkerne erfolgreich über das Laschamp Event bei ca. 40.000 Jahren mit dem antarktischen Vostock Eiskern synchronisiert werden (Blunier et al., 1998). Um diese Methode erfolgreich auf marine Sedimentkerne anzuwenden, muss man bestimmte ozeanographische Prozesse in Betracht ziehen (genauere Erläuterungen sind dem Kapitel 2 zu entnehmen):

1. **Sedimentumlagerungsprozesse:** Da die untersuchten Sedimentkerne von „drift deposits“ stammen (wodurch die hohen benötigten Sedimentationsraten auftreten), muss die horizontale Transportkomponente (Meeresströmungen) der Sedimentationsrate bekannt sein, da  $^{10}\text{Be}$  an Sedimentpartikel adsorbiert und zur Bestimmung des globalen, atmosphärisch erzeugten  $^{10}\text{Be}$  nur dessen vertikale Deposition von Bedeutung ist. Die hierzu durchgeführte Korrektur ist unter der Bezeichnung  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Methode bekannt und lässt eine auf dieser Basis durchgeführte Normierung, aufgrund der Halbwertszeit von  $^{230}\text{Th}$  ( $T_{1/2} = \text{ca. } 75.000 \text{ Jahre}$ ), für einen Zeitraum von max. 350.000 – 0 Jahren zu.
2. **Boundary scavenging:** Aufgrund der relativ langen Verweildauer von  $^{10}\text{Be}$  in der Ozeansäule (500 – 1000 Jahre) kann es in der Nähe von Ozeanrändern zu einem advektiven Transport von  $^{10}\text{Be}$  in Gebiete mit erhöhtem Partikel Fluss kommen.

Unter Berücksichtigung dieser Korrekturen konnten in der Vergangenheit qualitativ und quantitativ aussagekräftige  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien aus Sedimentkernen gewonnen werden, mit welchen die relativen Variationen des Erdmagnetfeldes rekonstruiert werden konnten (z.B. Christl, 2003; Frank et al., 1996). Damit erweist sich die Anwendung von  $^{10}\text{Be}$  als eine alternative und unabhängige Methode für geomagnetische Paläointensitätsschwankungen der letzten 350 ka. Ferner besitzen die so gewonnenen Datensätze das Potenzial für die Synchronisation von Paläointensitätsrecords aus Remanenzmessungen sowie  $^{10}\text{Be}$ -Records aus Eiskernen. Hierfür werden allerdings noch wesentlich mehr zeitlich hochaufgelöste Datensätze aus den unterschiedlichsten Ozeanregimen benötigt, die auf Erdmagnet-

feldrekonstruktionen auf der Basis des Radionuklids  $^{10}\text{Be}$  zurückgehen. Dieser „Forderung“ liegt die Motivation dieser Arbeit zu Grunde. Demzufolge wurden innerhalb der hier vorliegenden Dissertation jeweils ca. 200 Sedimentproben der Atlantischen ODP-Sites 983 (Gardar Drift; Island Becken) und 1063 (Bermuda Rise; NW-Amerikanisches Becken) analysiert. Das Ziel dieser Untersuchungen besteht darin, zu überprüfen, ob es einerseits möglich ist, über die  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Normierungsmethode aussagekräftige  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien zur Rekonstruktion der relativen Variationen der Erdmagnetfeldstärke für den Atlantik zu erstellen, und andererseits über einen Vergleich dieser Datensätze mit entsprechenden Literaturdaten festzustellen, ob die in dieser Arbeit erstellten  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien auch die globalen Änderungen der relativen Erdmagnetfeldstärke wiedergeben. Ein wichtiges Werkzeug stellen für diese Fragestellung die prominenten geomagnetischen Events aus Abb. 1.3 dar, die weltweit in den unterschiedlichsten Erdmagnetfeldrekonstruktionen auftreten.

Eine weitere Zielsetzung besteht darin, über die durchgeführten Haupt-, Neben- und Ultrapurenelementmessungen (Ca, Al, Be, Ti, Fe, Mn, U und Th) zusätzliche Informationen über die paläozeanographischen Prozesse für den betrachteten Zeitabschnitt von 300 – 0 ka zu erhalten. In diesem Zusammenhang stellt sich vor allem die Frage, ob über die redoxsensitiven Verhältnisse  $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ ,  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  und Mn/Fe sowie den Ca-Flüssen (Tracer für biogen gebildetes Karbonat) die Sauerstoffventilation/Ozeanzirkulation in der Wassersäule des Atlantiks an den Glazial/Interglazial Zyklen nachgewiesen werden kann, und ob diese die Sedimentationsverhältnisse (terrigen Elemente Al, Ti, Be u. Th) und damit die chemisch ozeanischen Stoffflüsse an den Lokalitäten der untersuchten Sites maßgeblich beeinflusst haben.



## 2. Theoretische Grundlagen

In diesem Kapitel werden die theoretischen Grundlagen und die in dieser Arbeit angewandten Berechnungsmethoden beschrieben. Hierbei wurde versucht, die mathematischen Formeln und die verwendeten Konstanten jeweils im Kontext mit den zugrunde liegenden Theorien darzulegen.

Entsprechend der Zielsetzung der Untersuchungen geht es in diesem Kapitel um die Entstehung und Verbreitung von  $^{10}\text{Be}$  in der Atmosphäre und im Ozean sowie dessen zugrunde liegender Normierungsmethode. Die Haupt- und Nebenelemente, welche zur Charakterisierung des sedimentären Untersuchungsmaterials herangezogen wurden, sind ebenfalls entsprechend ihrer theoretischen Grundlagen dargestellt.

### 2.1 Produktion von $^{10}\text{Be}$ und Transport in der Atmosphäre

Das Radionuklid  $^{10}\text{Be}$  ( $T_{1/2} = 1,5 \cdot 10^6$  Jahre) wird innerhalb der Erdatmosphäre (ähnlich wie z.B. auch  $^{14}\text{C}$ ) vorwiegend in der Stratosphäre produziert. Der dafür verantwortliche Prozess ist eine Spallationsreaktion, welche durch die Wechselwirkung der kosmischen Höhenstrahlung (GCR; Galactic Cosmic Rays) mit den in der Stratosphäre vorhandenen Sauerstoff- und Stickstoffatomen entsteht. Die galaktische kosmische Strahlung besteht zu ungefähr 90 % aus Protonen, zu 7 – 10 % aus Heliumkernen und einem untergeordneten Anteil von ca. 1 % aus schweren Kernen. Ihre Quellen (z.B. Schwarze Löcher, Neutronensterne, Supernovae, Sterne, etc.) liegen meist außerhalb unserer Galaxie (Usoskin u. Mursula, 2001). Treffen diese hochenergetischen, geladenen Partikel als Primärstrahlung auf die Erdatmosphäre, erzeugen sie dort in Kernwechselwirkungen und Ionisationsprozessen Sekundärstrahlungen aus Kernbruchteilen, Nukleonen, Myonen, etc.. Diese sind in der Lage weitere Kernreaktionen zu initiieren. Die entscheidenden Reaktionen, die letztlich zur Bildung von  $^{10}\text{Be}$  führen, sind der Einfang sekundärer Neutronen von Stickstoff- und Sauerstoffatomen (Lal u. Peters, 1967). Bezüglich der Entstehung in der Erdatmosphäre gehen Lal u. Peters (1967) davon aus, dass etwa 2/3 des gesamten  $^{10}\text{Be}$  in der Stratosphäre und 1/3 in der Troposphäre entstehen.

Da die Produktion von  $^{10}\text{Be}$  also im direkten Zusammenhang mit der kosmischen Strahlung steht, und es sich bei dieser um geladene Partikel handelt, sind die Flüsse der GCR, die für die letzten Mio. Jahre mit einer Genauigkeit von 10-20 % als konstant angesehen werden (Vogt et al., 1990), in der Erdatmosphäre zeitlichen und räumlichen Schwankungen durch Magnetfelder unterlegen, welche die  $^{10}\text{Be}$  Produktion auf der Erde beeinflussen. Bei diesen Magnetfeldern handelt es sich einerseits um das Interplanetare Magnetfeld (IMF), dass von der Sonne verursacht wird, und andererseits um das Erdmagnetfeld. Durch den Einfluss dieser Magnetfelder auf die kosmische Strahlung ergibt sich eine Antikorrelation zwischen der Erdmagnetfeldstärke und der  $^{10}\text{Be}$ -Produktion in der Erdatmosphäre. Die zeitlichen Variationen der GCR durch das IMF sowie des Erdmagnetfeldes variieren auf unterschiedlichen Zeitskalen. Während die bisher bekannten Variationen des solaren Magnetfeldes auf Zeitskalen von kleiner 100 bis 1000 Jahren anzusiedeln sind, spielen sich die Änderungen des Erdmagnetfeldes

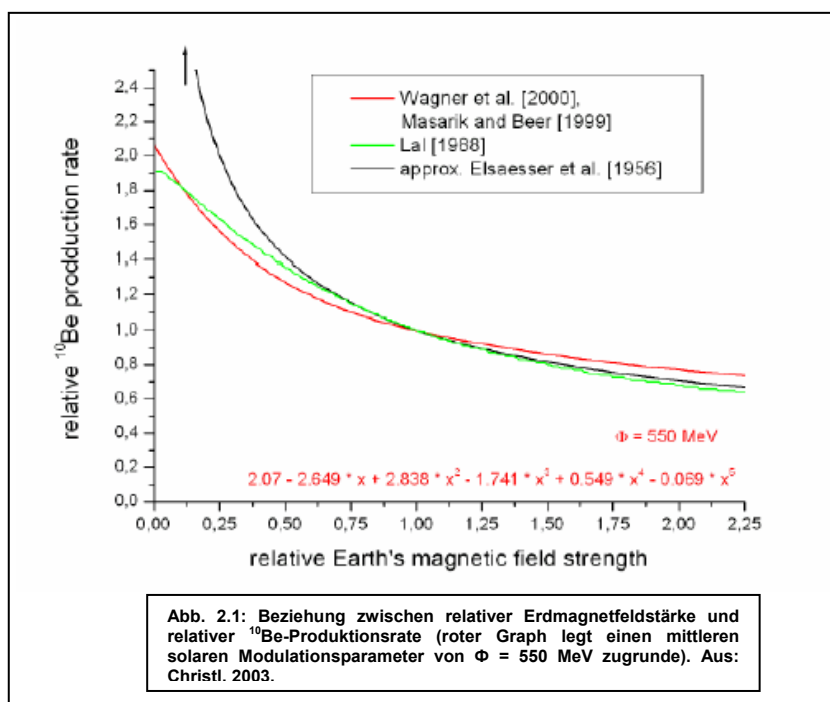
in Zeiträumen von größer 1000 bis einigen 100.000 Jahren ab. Der mathematische Zusammenhang zwischen der Erdmagnetfeldstärke und der  $^{10}\text{Be}$  Produktionsrate wurden von Elsässer et al. (1956) durch die folgenden empirische Gleichung ausgedrückt (siehe Gl. 2.1):

$$P_M/P_{M_0} = \text{const.} * 1/(M/M_0)^{1/2} \quad (\text{Gl. 2.1})$$

Hierbei steht P für die  $^{10}\text{Be}$ -Produktion bei einer Magnetfeldstärke M bzw.  $M_0$ .  $M_0$  repräsentiert dabei die heutige Feldstärke. Wagner et al. (2000) geben diesen Zusammenhang, unter der Annahme eines solaren Modulationsparameters von  $\Phi = 550 \text{ MeV}$ , als Polynom 5. Grades wieder (siehe Gl. 2.2):

$$P_M/P_{M_0} = 2,07 - 2,649 x + 2,838 x^2 - 1,741 x^3 + 0,549 x^4 - 0,069 x^5 \quad (\text{Gl. 2.2})$$

Dabei steht  $P_M/P_{M_0}$  für das Verhältnis der  $^{10}\text{Be}$ -Produktion bei einer Magnetfeldstärke von M und der heutigen Produktion  $P_{M_0}$ . X stellt den Quotienten aus der Magnetfeldstärke M und dem heutigen Wert  $M_0$  dar. Der wesentliche Unterschied zwischen den Gleichungen 2.1 und 2.2 besteht darin, dass in

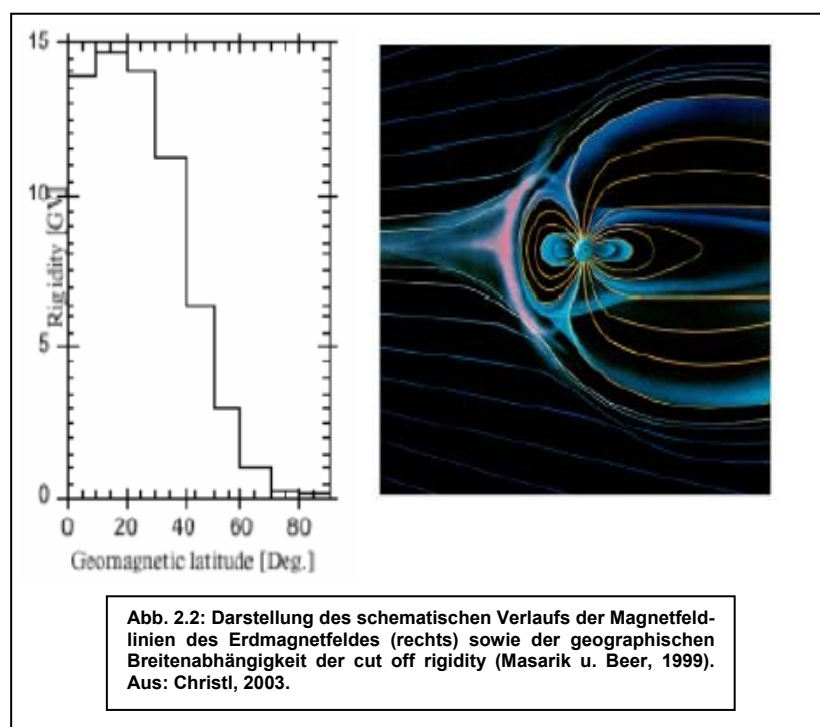


der Gleichung 2.2 keine Singularität für  $x = 0$  ( $M/M_0 = 0$ ) vorgesehen wird, und die Formel deshalb nicht für sehr kleine Erdmagnetfeldstärken anzuwenden ist (Frank et al., 2000). Eine graphische Darstellung dieser Beziehungen inklusive einer entsprechenden Abschätzung von Lal (1988) sind in Abb. 2.1 dargestellt. Die Verteilung des in der Stratosphäre gebildeten  $^{10}\text{Be}$  ist, bedingt durch die Form des Erdmagnetfeldes,

primär von der geographischen Breite abhängig. Da die Feldlinien des Erdmagnetfeldes an den Polen austreten und dort die GCR mit ihnen einen nahezu parallelen Verlauf aufweisen, ist hier die sog. „cut off rigidity“ (Energieschwelle, welche die GCR überwinden müssen um das Erdmagnetfeld zu durchdringen; siehe Abb. 2.2) gegenüber dem Äquator wesentlich verringert. Dies hat zur Folge, dass die Produktion von  $^{10}\text{Be}$  in hohen Breiten innerhalb der Stratosphäre höher ist als in Äquatornähe. Da die Troposphäre aber durch starke atmosphärische Durchmischung gekennzeichnet ist, wird dieser breitenabhängige Effekt weitestgehend kompensiert, so dass er in den entsprechenden Archiven nach der Deposition von  $^{10}\text{Be}$  vernachlässigbar ist. Weitere sehr wichtige Parameter zur Bestimmung von Erd-



magnetfeldvariationen über  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien sind zum einen die rezente  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsrate und der sich daraus berechnete sog. „erlaubte Bereich“ (Christl et al., 2007). Diese Parameter wurden über die in Abb. 2.1 dargestellten Modellrechnungen abgeschätzt, und nehmen Bezug auf die im Quartär beobachteten Variationen (Yamazaki et al., 2002). Demnach nehmen die relativen  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflussvariationen Werte zwischen 0,6 und 1,9 (Lal, 1988) oder 0,7 und 2,1 (Masarik u. Beer, 1999) im Hinblick auf den rezenten Wert an, wenn die Erdmagnetfeldstärke zwischen 0 und (dem aus heutiger Sicht) mehr als dem doppelten Wert ansteigt. Aus diesen Berechnungen wird dann die mittlere, rezente  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsrate bestimmt. Die von Monaghan et al. (1986) vielfach zitierte mittlere rezente  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsrate von  $1,21 \cdot 10^9 (\pm 0,26) \text{ At./g} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{ka}$  wurde aus Niederschlagsproben berechnet, die kontinuierlich im Jahr 1980 gesammelt wurden. Dieser Wert ist auf den geographischen breitenabhängigen Effekt (siehe oben) und aufgearbeitetem  $^{10}\text{Be}$  aus Bestandteilen von Bodenpartikeln korrigiert. Christl et al. (2007) geben allerdings zu bedenken, dass dieser Wert nicht



direkt auf Sedimentarchive angewendet werden sollte, da er einen Mittelwert über den Zeitraum von einem Jahr und nicht einem benötigten hundertjährigen Intervall repräsentiert. Ferner wurde der oben genannte Mittelwert zu einem Zeitpunkt ermittelt (1979/80), als der 11-Jährige Sonnenfleckenzyklus ein Maximum aufwies, was theoretisch mit einer erhöhten Feldstärke des IMF einhergeht. Hierdurch ist wiederum eine geringere  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsrate für längere Zeiträume zu erwarten als dies

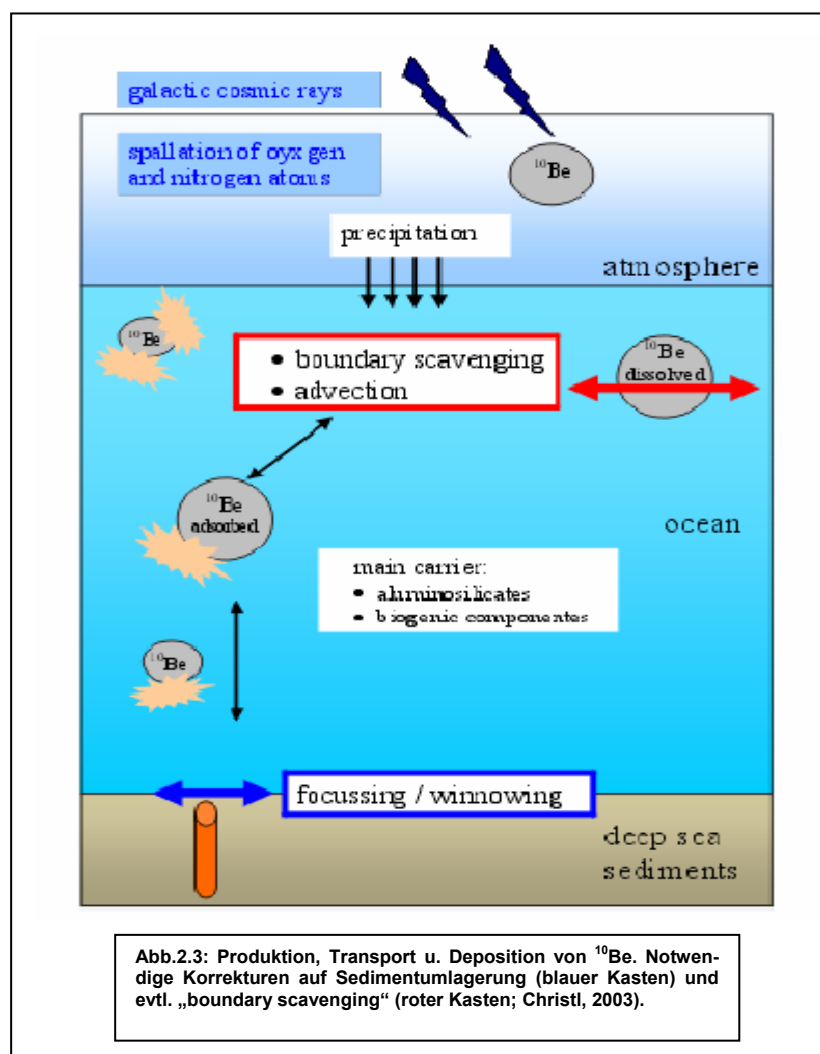
durch den von Monaghan (1986) publizierten Wert angegeben wird. Auf der Grundlage von Modellrechnungen sinkt die durchschnittliche globale  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsrate während eines solaren Maximums um ca. 15 – 16% im Vergleich zum mittleren  $^{10}\text{Be}$ -Fluss über einen kompletten Sonnenzyklus. Wendet man diese Korrektur auf den oben genannten Wert von  $1,21 \cdot 10^9 \text{ At./g} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{ka}$  an, ergibt sich eine mittlere globale „long-term“  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsrate von  $1,4 \cdot 10^9 \text{ At./g} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{ka}$  mit einem Fehler von  $\pm 22\%$ . Hieraus lässt sich nun der sog. „erlaubte Bereich“ unter Einbeziehung der oberen und unteren Restriktionen aus den Modellrechnungen kalkulatativ abschätzen (Christl et al., 2007):

- unterer erlaubter Bereich:  $0,65 \cdot 1,4 \cdot 10^9 \text{ At./g} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{ka} = 0,9 \cdot 10^9 \text{ At./g} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{ka} (\pm 22\%)$
- oberer erlaubter Bereich:  $2,0 \cdot 1,4 \cdot 10^9 \text{ At./g} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{ka} = 2,8 \cdot 10^9 \text{ At./g} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{ka} (\pm 22\%)$ .

Mit Hilfe dieser Abschätzung, die in dieser Arbeit verwendet wird, ist es möglich Aussagen darüber zu treffen, ob (bzw. wie stark) die berechneten  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflüsse von klimatischen Einflüssen überprägt wurden.

### 2.1.2 $^{10}\text{Be}$ im Ozean

Das in der Atmosphäre gebildete  $^{10}\text{Be}$  wird nach einer Verweildauer von ca. 1 Jahr (Raisbeck et al., 1981) durch Adsorption an Submikron-Aerosolen (hauptsächlich Sulfaten) über insbesondere Nass-



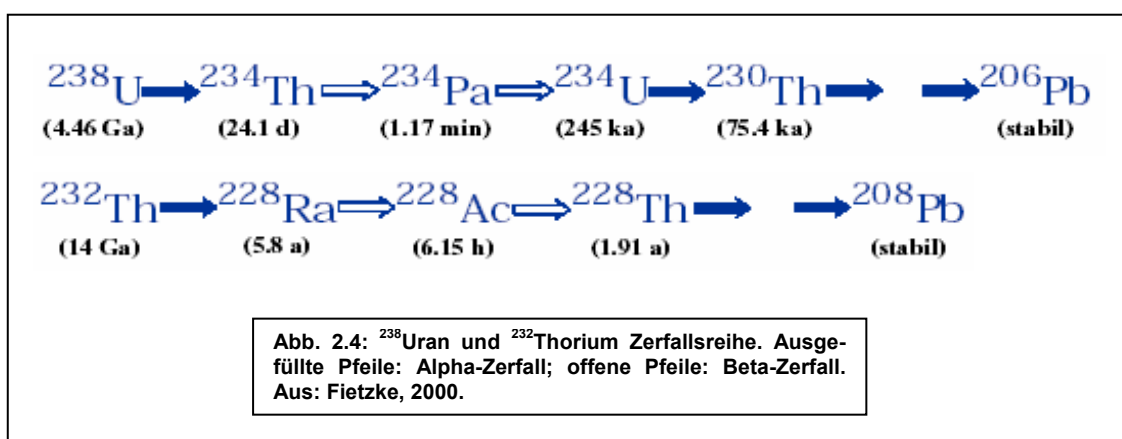
und Trockendepositionen aus der Atmosphäre entfernt. Hierbei gelangt der Hauptanteil des produzierten  $^{10}\text{Be}$  in den Ozean (siehe Abb. 2.3). Neben dem Transport aus der Atmosphäre gelangt ein unwesentlicher Anteil des  $^{10}\text{Be}$  über fluviatile Pfade von den Kontinenten (inklusive Schmelzwasser aus polaren Regionen) in die Weltmeere. Diese Erkenntnis basiert u.a. auf den Untersuchungen von Measures et al. (1996), der für verschiedene Flussmündungen (im Grenzbe- reich Fluss/Ozean) Be-Konzentrationsprofile aus der Wassersäule gegen den pH-Wert und den Salzgehalt des angrenzenden marinen Bereiches aufstellte. Demnach kann beobachtet werden, dass die

Be-Konzentration mit steigendem pH-Wert und Salzgehalt näherungsweise exponentiell sinkt. Berücksichtigt man also, dass jenes Wasser, das aus den Flussmündungen in den Ozean (konstanter pH-Wert von ca. 8) gelangt einen pH-Wert von  $<7$  besitzt, kann aus diesen Untersuchungen geschlossen werden, dass fast der gesamte Anteil an gelöstem Beryllium an den Flussmündungen ausfällt (Abnahme von ca. 80 auf  $5 \mu\text{mol/mol}$  bei pH 8). Betrachtet man zudem den oben genannten Salzeffekt, so kann für den betrachteten Grenzbereich festgestellt werden, dass hierdurch besonders die Ausfällung des  $^{10}\text{Be}$ -Isotops begünstigt wird. Das aus der Atmosphäre in den Ozean eingetragene  $^{10}\text{Be}$  lagert sich in der Wassersäule aufgrund seiner Partikelreaktivität an Schwebeteilchen der Ton-

fraktion an. Diese aggregieren in der Folge zu größeren Partikeln und sinken weiter ab. Eine weitere Ablagerung findet durch Mikroorganismen statt. Diese inkorporieren das im Wasser befindliche gelöste  $^{10}\text{Be}$  (zusammen mit vielen anderen Stoffen), scheiden es anschließend in Form von Kotpillen wieder aus oder entlassen es am Ende ihres Lebenszyklusses über den organischen Zersetzungsprozess wieder. Hieraus folgt eine messbar höhere  $^{10}\text{Be}$ -Konzentration direkt unterhalb der euphotischen Zone. Die Verweildauer von  $^{10}\text{Be}$ , die aus der Partikelreaktivität abgeschätzt werden kann, beträgt in Abhängigkeit zu den ozeanographischen Verhältnissen für den Atlantik ca. 500 (bei einer  $^{10}\text{Be}$ -Konzentration von ca. 1500 At./g) und für den Pazifik ca. 1000 Jahre ( $^{10}\text{Be}$  Konzentration ca. 2000 At./g). Dieser Unterschied ist hauptsächlich auf die Wassermassenverweilzeit und der Lage von Hochproduktivitätszonen (z.B. Ozeanränder also Upwelling Zonen) zurückzuführen. Betrachtet man z.B. den Nordatlantik, so ist dieser, im Vergleich zum Pazifik, sehr stark von der Tiefenwasserneubildung betroffen, wodurch oberflächennahes Wasser relativ schnell in tiefere Wasserschichten transportiert wird. In einigen Bereichen des Atlantiks kann es auf diese Weise in besonders nährstoffreichen Gebieten zu  $^{10}\text{Be}$ -Verweilzeiten von weniger als 250 Jahren kommen. Im offenen Ozean liegt die Verweildauer von  $^{10}\text{Be}$  in der Größenordnung der Ozeanumwälzzeiten, deshalb kann es dort entlang von Isopyknen in die Hochproduktivitätsgebiete transportiert werden, wo es dann schließlich über die hohen vertikalen Partikelflüsse in das Tiefseesediment eingetragen wird. Dieser diffusive Stofftransport Prozess von  $^{10}\text{Be}$  aus Gebieten mit niedrigen Partikelflüssen in Zonen mit hohen Partikelflüssen wird „boundary scavenging“ genannt. Zuzüglich zu diesem möglichen Effekt, werden Tiefseesedimente in bestimmten Bereichen des Ozeans von Sedimentumlagerungen hinsichtlich ihres Stoffgehaltes (hier:  $^{10}\text{Be}$  und  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ ) betroffen. Darunter versteht man den zusätzlichen horizontalen Transport von Sedimentmaterial aus anderen Meeresbecken, die das Inventar der zu untersuchenden Probenlokalität im Hinblick auf die zu analysierenden Substanzen verfälscht. Dieser Prozess ist auch in umgekehrter Weise möglich. Dieses Phänomen, welches auch „focussing/winninging (Sedimentimport/-export)“ genannt wird, muss auf jeden Fall bei den hier angestellten Untersuchungen berücksichtigt werden, da man ansonsten nur ein lokales, anstelle eines globalen,  $^{10}\text{Be}$ -Produktionssignales berechnen würde (vgl. Kap. 5). Ein etabliertes Korrekturverfahren für letztgenannten Zusammenhang stellt das sog.  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Verfahren dar (siehe Kap. 2.2.1), das auf die in dieser Arbeit gemessenen Datensätze angewandt wurde (siehe Kap. 2.1.3). Eine Transportkorrektur (boundary scavenging) wurde im Rahmen dieser Studie nicht durchgeführt, da diese computergestützte Modellierung den zeitlichen Rahmen dieser Arbeit bei weitem überschritten hätte. Ferner zeigen die Ergebnisse in Kap. 5 und 6, dass die untersuchten ODP-Sites 983 und 1063 allein durch die Anwendung des  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Verfahrens aussagekräftige Schlussfolgerungen zulassen, wodurch sich wiederum der boundary scavenging Effekt, gegenüber dem Prozess der Sedimentumlagerung, als untergeordnet erweist.

## 2.2 Isotope der $^{238}\text{U}$ und $^{232}\text{Th}$ Reihe als paläozeanographische Tracer

Unter dem Oberbegriff  $^{238}\text{U}$ - und  $^{232}\text{Th}$ -Reihe werden in diesem Unterkapitel diejenigen Radionuklide dargestellt, die ihren Ausgangspunkt in den Uranisotopen  $^{238}\text{U}$  und  $^{232}\text{Th}$  haben (siehe Abb. 2.4). Allgemein wurden auf der Grundlage der Uranreihen die verschiedensten Datierungsverfahren entwickelt, die unter der Bezeichnung „Uran-Thorium-Methoden“ zusammengefasst wurden. Im folgenden sollen ausschließlich diejenigen Zerfallsprodukte aus diesen radioaktiven Zerfallsreihen verwendet werden, die einerseits für die Anwendung der  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Methode notwendig sind und andererseits solche Isotope, mit denen es u.a. möglich ist klimatische und sedimentologische Prozesse im Ozean abzuschätzen. Die den hier dargestellten Formeln zugrunde liegenden Herleitungen sind der Monographie von Ivanovich und Harmon (1992) zu entnehmen.



Von den in Abb. 2.4 dargestellten Zerfallsreihen wurden innerhalb der vorgenommenen Untersuchungen die Radioisotope  $^{238}\text{U}$ ,  $^{234}\text{U}$ ,  $^{230}\text{Th}$  und  $^{232}\text{Th}$  aus den Sedimentkernen der ODP-Sites 983 und 1063 chemisch extrahiert und mittels eines MC-ICP-MS gemessen (siehe Kap.4). Es sei an dieser Stelle ausdrücklich darauf hingewiesen, dass die im Folgenden beschriebene  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Methode in der hier vorliegenden Arbeit nicht als Datierungsverfahren, sondern als  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  constant-flux-tracer angewandt wurde. Ein entsprechendes Altersmodell für die Proben der oben genannten Sites wurde der Literatur entnommen, und basiert auf dem indirekten Datierungsverfahren über die entsprechenden  $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphien (siehe Kap.3).

### 2.2.1 Die $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Methode

Die  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Methode beruht ganz allgemein auf der schnellen Ausfällung von  $^{230}\text{Th}$  aus der Meerwassersäule bei anschließender Einlagerung in das Sediment. Das Mutternuklid  $^{234}\text{U}$  ist im Meer homogen verteilt, da es sich unter den dort gegebenen Bedingungen chemisch weitestgehend inert verhält. Daraus resultiert eine mittlere Verweildauer von ca. 400 ka (Mangini et al., 1979), welche wesentlich größer als die Umwälzzeit (ca. 1 ka) des Ozeans ist. Die mittlere Konzentration von Uran im Meer

beträgt nach Mangini et al. (1979) ca. 3,3 µg/l (± 0,2 µg/l). Aus der Halbwertszeit von  $^{238}\text{U}$  ( $t_{1/2} = 248$  ka) und der  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  Meerwassersignatur von 1,14<sup>1</sup> (Chen et al., 1980) lässt sich die Produktionsrate von  $^{230}\text{Th}$  im Meerwasser berechnen, welche einen Wert von 2,63 dpm/cm<sup>2</sup>\*ka pro 1000 m Wassertiefe besitzt (Ivanovich u. Harmon, 1992). Thorium ist im Gegensatz zu Uran durch sein hohes Ionenpotential ( $\text{Th}^{4+}$ ) sehr partikelreaktiv und adsorbiert in der Wassersäule sehr schnell an die dort befindlichen Sedimentpartikel. Als Adsorbermaterial kommt vor allem detritisches Material, Tonminerale, unlösliche Oxide und Hydroxide (Ivanovich u. Harmon, 1992), aber auch biogene Partikel wie Karbonate, Opal oder organischer Kohlenstoff in Frage (Henderson et al., 1999). Die in Wasseroberflächennähe befindlichen kleineren Schwebstoffpartikel lagern sich während ihres Absinkens in der Wassersäule zunehmend an immer größere Aggregate an und werden schließlich im Sediment des Meeresgrundes deponiert. Dieser Prozess wird allgemein „scavenging“ genannt. Typischerweise nimmt die Aktivität des Thoriums aufgrund des zuvor dargelegten Prozesses mit der Tiefe linear zu. Einer Abschätzung zufolge beträgt die Thoriumaktivität in der oberen Wassersäule ca. 0,1 dpm/m<sup>3</sup> und steigt im weiteren Verlauf auf ca. 1 dpm/m<sup>3</sup> in Meeresbodennähe an. Dieser Scavengingprozess führt zu einer mittleren Verweildauer von Thorium im Ozean zwischen 10 und 40 Jahren (Rutgers van der Loeff u. Berger, 1993). Dabei hängt die Geschwindigkeit dieses Prozesses entscheidend von der Konzentration und der Sinkgeschwindigkeit der Sedimentpartikel ab. In Gebieten mit hoher biologischer Produktivität oder hohen vertikalen Partikelflüssen tritt (wie oben schon beim  $^{10}\text{Be}$  beschrieben) auch bei Thorium boundary scavenging auf.

Aus den bisher genannten chemischen und physikalischen Eigenschaften von Uran und Thorium lässt sich die  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Methode in folgender Weise darstellen. Durch die bekannte und konstante Konzentration von Uran im Ozean entsteht über den radioaktiven Alpha-Zerfall von  $^{238}\text{Uran}$  über  $^{234}\text{Uran}$  das Isotop  $^{230}\text{Th}$ . Dies führt zu dem oben genannten konstanten Produktionsfluss von  $^{230}\text{Th}$  über die Schwebeteilchen in der Wassersäule in das Sediment am Meeresgrund. Die terrestrischen Sedimentpartikel, welche das so gebildete  $^{230}\text{Th}$  adsorbieren, besitzen aufgrund ihres hohen Alters ein  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  Aktivitätsverhältnis von 1. Durch die hohen Halbwertszeiten zwischen  $^{234}\text{U}$  und  $^{230}\text{Th}$  besitzen diese Isotope ebenfalls ein Aktivitätsverhältnis von 1. Die Anlagerung des  $^{230}\text{Th}$  aus der Wassersäule bewirkt also nun eine Erhöhung dieses Aktivitätsverhältnisses. Damit besitzen diese Sedimentpartikel, vom Standpunkt des sekulären Gleichgewichts zwischen  $^{230}\text{Th}$  und  $^{234}\text{U}$  von 1, einen Überschuss bezüglich  $^{230}\text{Th}$ . Dieser in der entsprechenden Sedimentprobe enthaltene Überschuss (engl. = excess) kann demzufolge im Idealfall über folgende Gleichung (Gl. 2.3) berechnet werden:

$$A(^{230}\text{Th}_{\text{xs}}) = A(^{230}\text{Th}_{\text{mess.}}) - A(^{234}\text{U}_{\text{mess.}}) \quad (\text{Gl. 2.3}).$$

Hierbei ist  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  der überschüssige  $^{230}\text{Th}$ -Aktivitätsanteil ( $A = \text{Aktivität}$ ),  $^{230}\text{Th}_{\text{mess.}}$  repräsentiert die gesamte gemessene Aktivität an  $^{230}\text{Th}$  und  $^{234}\text{U}_{\text{mess.}}$  stellt die gemessene  $^{234}\text{U}$ -Aktivität der entsprechenden Sedimentprobe dar.

<sup>1</sup> Störung des Aktivitätsgleichgewichtes ist auf Fraktionierung zwischen  $^{234}\text{U}$  u.  $^{238}\text{U}$  bei der chem. Verwitterung zurückzuführen (alpha recoil effect): der  $\alpha$ -Zerfall von  $^{238}\text{U}$  bewirkt Aufbrechen der chem. Bindungen im Kristallgitter, wodurch  $^{234}\text{U}$  leichter herausgelöst werden kann (Henderson, 2002).

Der in der Gl. 2.3 dargestellte Idealfall ist jedoch nur selten gegeben. Durch sich ändernde Redoxbedingungen im Porenwasser der Sedimente kann es zum Einbau von authigenem  $^{234}\text{U}_{\text{auth}}$  (reduzierende Bedingungen) und durch dessen Alphazerfall auch zu einem zusätzlichen Anteil von authigenem  $^{230}\text{Th}$  kommen. Ferner besitzt der Sedimentdetritus einen terrigenen  $^{230}\text{Th}$ -Anteil ( $^{230}\text{Th}_{\text{terr}}$ ), der ebenso berücksichtigt werden muss, da die Sedimentproben über chemische Vollaufschlüsse komplett gelöst werden. Damit setzt sich die Gesamt  $^{230}\text{Th}$  Thorium Aktivität aus folgenden Komponenten zusammen (siehe Gl.2.4):

$$A(^{230}\text{Th}_{\text{ges}}) = A(^{230}\text{Th}_{\text{xs}}) + A(^{230}\text{Th}_{\text{terr}}) + A(^{230}\text{Th}_{\text{tauth}}) \quad (\text{Gl. 2.4}).$$

Für die Berechnung des authigenen Urananteils gilt (Gl. 2.5):

$$A(^{234}\text{U}_{\text{auth}}) = A(^{234}\text{U}_{\text{ges}}) + A(^{234}\text{U}_{\text{terr}}) = A(^{234}\text{U}_{\text{ges}}) - A(^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}) * A(^{232}\text{Th}) \quad (\text{Gl. 2.5}).$$

Bei dieser Formel ist zu beachten, dass der terrigene  $^{230}\text{Th}$ -Anteil ( $^{230}\text{Th}_{\text{terr}}$ ), über das in Kapitel 5 dargestellte Aktivitätsverhältnis aus  $^{238}\text{U}$  und  $^{232}\text{Th}$  bestimmt wurde. Aus der obigen Formel wird nach Ivanovich u. Harmon (1992):

$$A(^{230}\text{Th}_{\text{auth}}) \approx A(^{234}\text{U}_{\text{auth}}) * (1 - e^{-\lambda^{230}\text{t}}) \quad (\text{Gl. 2.6}).$$

Hiermit lassen sich nun alle Komponenten der Gleichung 2.4 berechnen. Damit folgt für den  $^{230}\text{Th}$ -Anteil ( $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ ):

$$A(^{230}\text{Th}_{\text{xs}}) = A(^{230}\text{Th}_{\text{ges}}) - A(^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}) * A(^{232}\text{Th}) - A(^{230}\text{Th}_{\text{tauth}}) \quad (\text{Gl. 2.7}).$$

Um schließlich die  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  Aktivität ( $^{230}\text{Th}_{\text{xs}(t)}$ ) zum Zeitpunkt des Einbaus in das Sediment zu ermitteln ( $^{230}\text{Th}_{\text{xs}(0)}$ ), folgt über die Anwendung des Zerfallsgesetzes die Gl.2.8:

$$A(^{230}\text{Th}_{\text{xs}(0)}) = A(^{230}\text{Th}_{\text{xs}(t)} * e^{\lambda^{230}\text{t}}) \quad (\text{Gl.2.8}).$$

Die in Gleichung 2.8 dargestellte Aktivität des  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  stellt die Grundlage für ihre Anwendung als sog. „constant flux tracer“ dar, mit welchem das Sediment der entsprechenden Probenlokationen auf Sedimentumlagerungseffekte (focussing/winnowing) korrigiert werden kann. Ein wichtiger Parameter stellt in diesem Zusammenhang der sog. „Focussing Faktor ( $\Psi$ )“ dar, der Aufschluss darüber gibt, um welchen Faktor die  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Produktionsraten ( $F_P$ ) gegenüber den aus den Sedimentproben ermittelten akkumulierten  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Flussdichten ( $F_A$ ) erhöht oder erniedrigt ist. Suman und Bacon (1989) definieren den Focussing Faktor in Form des folgenden mathematischen Ausdrucks (Gl.2.9):

$$\Psi = F_A / F_P(\text{Th}) = \frac{\int_{x_1}^{x_2} Th_{ex}^0(x) \cdot \rho_{db}(x) dx}{(t_2 - t_1) \cdot \beta \cdot z} \quad (\text{Gl.2.9})$$

Dabei wird das Verhältnis aus der zwischen den Zeitpunkten  $t_1$  und  $t_2$  akkumulierten Depositionsflussdichte  $F_a$  (Sediment) und der Produktionsflussdichte  $F_p$  von  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}(0)}$  in diesem Zeitintervall gebildet. Im Integral wird das Inventar an  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  zwischen datierten Punkten  $(x_1; t_1)$ ,  $(x_2; t_2)$  über den zum Zeitraum  $(t_1; t_2)$  dazugehörigen Tiefenbereich  $(x_1; x_2)$  gebildet. Der Parameter  $\rho_{\text{db}}$  ist die Trockenraumdichte des Sediments. Beträgt  $\Psi > 1$ , liegt ein Nettoimport von Sediment vor, da das über den Produktionsfluss (Ozean) liegende  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  in diesem Falle nur über laterale Transportwege an Sedimentpartikeln adsorbiert antransportiert worden sein kann. In diesem Falle spricht man auch vom Sedimentfocussing. Ist  $\Psi < 1$ , tritt der umgekehrte Fall ein und Sediment wurde von der Probenlokalität abtransportiert. Dieses Szenario wird Winnowing genannt.

In der Regel kann man bei den in dieser Arbeit untersuchten Driftdeposits davon ausgehen, dass fast ausschliesslich Focussing vorliegt (vergl. Kap.3 u. 6). Damit die angestrebte Normierung des  $^{10}\text{Be}$  auf  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  einen globalen Charakter erhält, muss das laterale Transportsignal (focussing/winnowing) der untersuchten Stoffe eliminiert werden. Dies geschieht durch die Gleichung 2.10 (Francois et al., 2004). Diese Gleichung besagt also, dass man durch die Normierung der Gesamtflussdichte eines Stoffes (i) auf die akkumulierte Flussdichte von  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  (als constant flux tracer) die tatsächliche, auf Sedimentumlagerungen korrigierte vertikale Flussdichte des untersuchten Stoffes (i) erhält:

$$F_{v_i} = F_{a_i} \cdot \frac{1}{(F_a/F_p)_{\text{Th}}} = C_i \cdot \frac{\beta \cdot z}{^{230}\text{Th}_{\text{ex}}^0} \quad (\text{Gl.2.10})$$

Hierbei ist:  $F_{v_i}$ : vertikale Depositionsflussdichte des Stoffes „i“ (rain rate);  $F_{a_i}$ : akkumulierte (gesamte) Depositionsflussdichte des Stoffes „i“;  $(F_a/F_p)_{\text{Th}}$ : Focussingfaktor ( $\Psi$ );  $C_i$ : Konzentration des Stoffes „i“;  $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}^0$ : zerfallskorrigierte Aktivität von  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ ;  $\beta$ : Produktionsrate von  $^{230}\text{Th}$  in der Wassersäule;  $z$ : Wassertiefe über der Probenstelle.

### 2.2.2 Terrigene und biogene Sedimentflüsse

Um den gesamten (vertikalen und lateralen) Sedimentfluss (MAR) einer Probe zu berechnen, gilt nach Francois et al. (2004):

$$\text{MAR} = \rho_{\text{db}} \cdot s \quad (\text{Gl.2.11})$$

Dabei ist „ $\rho_{\text{db}}$ “ die Trockenraumdichte des Sediments ( $\rho_{\text{db}}$ : „dry bulk density“) und „ $s$ “ die Sedimentationsrate.

Die im vorherigen Kapitel dargelegte  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Methode wurde im Rahmen dieser Arbeit neben der Normierung des  $^{10}\text{Be}$ -Flusses, auch zur Quantifizierung der vertikalen terrigenen und biogenen Sedimentflüsse eingesetzt. Ausgehend von Gleichung 2.10 berechnet sich die vertikale Massenakkumulationsrate „vMAR“ nach der Gleichung 2.12. Die vertikale Massenakkumulationsrate repräsentiert die Summe aller Stoffe im betrachteten Sediment. Es gilt hierbei  $C_i = 1\text{g/g}$  oder 100%. Somit ergibt sich folgende Formel (Francois et al., 2004; Legende wie bei Gl. 2.10):

$$vMAR = 1^g/g \cdot \frac{1}{(F_a/F_p)_{Th}} = \frac{\beta \cdot z}{^{230}Th_{ex}^0} \quad (\text{Gl.2.12})$$

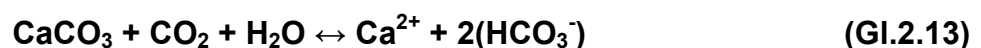
Mit Hilfe dieser Formel lässt sich nun jedes beliebige, gemessene Element dessen Konzentration bekannt ist, im Hinblick auf seine vertikale Flussdichte berechnen. Dies gilt für die in dieser Arbeit nach dieser Methode bestimmten terrigenen wie auch biogenen Flüsse (CaCO<sub>3</sub>-Flüsse).

## 2.3 Ausgewählte Hauptelemente als paläozeanographische Tracer

### 2.3.1 Kalzium (Ca) als biogener Tracer

Kalzium bildet in marinen Sedimenten das mengenmäßig häufigste Element und kommt hier fast ausschließlich in Form von biogenem Kalziumkarbonat (CaCO<sub>3</sub>) vor. Der Eintrag in die Sedimente erfolgt durch Ablagerung abgestorbener Karbonatschaler. Die bedeutendsten Organismen sind hierbei die kalkschaligen Foraminiferen sowie die mit einem Kalkskelett ausgestatten Coccolithen. Im Ozean liegt Kalziumkarbonat in den Modifikationen Kalzit und Aragonit vor.

Kalziumkarbonat unterliegt ab einer gewissen Wassertiefe der Auflösung. Ursache für die Lösung des Kalziumkarbonats ist die ansteigende Kohlendioxidkonzentration (CO<sub>2</sub>) mit zunehmendem Druck als Funktion der Tiefe. Die Ursache für die Anreicherung von CO<sub>2</sub> ist biogener Natur. Nahe der Oberfläche wird CO<sub>2</sub> durch die Photosynthese von Algen als Biomasse gebunden und auf die Nahrungskette verteilt. Auf diese Weise kann der organisch gebundene Kohlenstoff als Partikelregen in tiefere Wasserschichten absinken. Dort wird diese Biomasse in der Regel mikrobakteriell wieder zersetzt und zu CO<sub>2</sub> veratmet. So kommt es allmählich in der Tiefe zu einer CO<sub>2</sub>-Anreicherung und somit zu dem genannten Gradienten. Bei einer entsprechend hohen CO<sub>2</sub>-Konzentration reagiert nun das gesamte Kalziumkarbonat gemäß folgender reversiblen Gleichgewichtsbeziehung (Gl. 2.13) zu gelöstem Kalziumhydrogenkarbonat:



Die Wassertiefe, in der eine erste Anlösung von Kalziumkarbonat vorliegt wird Lysokline genannt. Die Kalziumkarbonatkompensationstiefe (CCD = „Calcite Compensation Depth“) gibt hingegen die Wassertiefe an, unterhalb welcher die abgelagerten Sedimente praktisch keinen Kalzit mehr enthalten. Entsprechend gibt die Aragonitkompensationstiefe (ACD = „Aragonite Compensation Depth“) die Verhältnisse des Kalziumkarbonats der Aragonit Modifikation wider. Die CCD liegt im Atlantik bei ca. 4500-5000 m und im Pazifik bei 4200-4500 m. Aufgrund der höheren Löslichkeit von Aragonit gegenüber des Kalzits, liegt die ACD immer oberhalb der CCD ( im Atlantik z.B. bei ca. 3000 – 3500 m). Der Unterschied zwischen den unterschiedlichen Tiefenlagen der CCD im Atlantik und Pazifik ist das Re-



sultat der Tiefenwasserbildung und dem  $\text{CO}_2$ -Gehalt in der Wassersäule. Wie bereits erwähnt, ist die wesentliche Quelle von  $\text{CO}_2$  in der Tiefsee die bakterielle Zersetzung von organischer Materie. Der größte Teil dieser Zersetzung erfolgt bereits in der Wassersäule, aber der ein gewisser Anteil (die sog. Exportproduktion aus der photischen Zone) bis zum Meeresboden absinkt. Je mehr organisches Material in der Wassersäule und am Meeresboden mikrobiell zersetzt wird, desto saurer und aggressiver verhält sich das Wasser gegenüber Kalziumkarbonatpartikeln. Da dieser Effekt über die Zeit akkumuliert, wirkt älteres Bodenwasser aggressiver. Nach dem „global conveyor-belt-Modell“ (vergl. Kap. 3) entsteht der größte Teil des Tiefenwassers sämtlicher Ozeanbecken im Nordatlantik (NADW) und breitet sich von dort aus. Im Pazifik dürfte es damit am ältesten und somit am aggressivsten sein. Der  $\text{CO}_2$ -Gehalt ist im Pazifik etwa um den Faktor 2 höher als im Nordatlantik. Dieser Effekt bewirkt einen Anstieg der CCD vom Nordatlantik zum Nordpazifik hin und begründet die Beobachtung, dass der Pazifik im Vergleich zum Atlantik ärmer an Kalziumkarbonatsedimenten ist: So sind im Atlantik ca. 68% der Fläche der Tiefsee von Kalkschlämmen (Globigerinenschlamm) mit einem Anteil von  $\text{CaCO}_3$  größer 70% bedeckt. Im Pazifik dagegen sind dies nur etwa 36% der Fläche, größtenteils ist der Anteil von  $\text{CaCO}_3$  in Tiefsee-Sedimenten des Pazifik kleiner als 1%. Der Begründung hierfür ist, dass die CCD im Pazifik über und im Atlantik unterhalb der mittleren Tiefe des Meeresbodens liegt. Entsprechend verhält sich das Tiefenwasser überall dort besonders aggressiv, wo viel Biomasse in der photischen Zone erzeugt wird und entsprechend mehr organisches Material vertikal in die Tiefsee exportiert wird. Dieser Effekt kann kompensiert und sogar überkompensiert werden, wenn die Bioproduktion auf kalkabscheidende Organismen zurückgeht, also mit der Biomasse auch Kalziumkarbonat mitgeliefert wird. Ein anderes Szenario ergibt sich, wenn die Bioproduktion vor allem auf opalabscheidende Organismen zurückgeht. In solchen Gebieten des Ozeans findet eine schneller einsetzende Kalziumkarbonatauflösung statt. Dies geschieht beispielsweise in den äquatorialen Auftriebszonen und macht sich durch eine Aufwölbung der CCD unterhalb der Opal-Hochproduktionszonen bemerkbar (Leonard et al., 1981).

Der oben beschriebene Prozess der Kalziumkarbonatauflösung wird allgemein als die wahrscheinlichste Ursache für die teilweise sehr hohen Kalziumkarbonatvariationen in Tiefseesedimenten angesehen. Obwohl auch Änderungen in der Kalziumkarbonatproduktion vorkommen können, wirken sich diese Schwankungen nur gering auf ihren Fluss in das Sediment aus (Broecker, 1982). Aus diesem Grund spielen sich gegenseitig beeinflussende, unterschiedlich korrosive Wassermassen, die über Meeresströmungen in verschiedene Tiefsbecken transportiert werden können eine ausschlaggebende Rolle.

### 2.3.2 Terrigene Haupt- und Nebenelement-Tracer: Aluminium, Titanium, Beryllium und Thorium

Die chemischen Elemente Aluminium (Al), Titanium (Ti), Beryllium (Be) und Thorium (Th) repräsentieren in marinen Sedimenten zumeist den terrigenen Anteil. Der wohl beste Nachweis hierzu lässt sich am Aluminium darstellen:

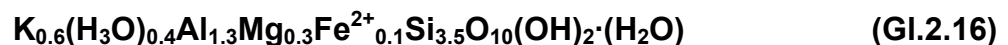
Die Sedimente des tiefen Ozeans (pelagische Sedimente) sind durch eine große Entfernung von den Kontinentalrändern, einer geringen Korngröße sowie einer langsam erfolgenden Ablagerung gekennzeichnet. Diese terrigene Material besteht vorwiegend aus bräunlichen und grauen Tönen, die sich mit sehr geringen Sedimentationsgeschwindigkeiten von nur einigen Millimetern pro 1000 Jahren auf dem Meeresboden absetzen. Der fluviatile Transportprozess des terrigenen Materials in den tiefen Ozean macht hierbei ca. 90 % aus. Demzufolge beträgt der äolische Eintrag in die Tiefsee lediglich 10 %. Hierfür sind beispielsweise Winde aus der Sahara verantwortlich, die Staub, Silt und Feinsand in den östlichen Atlantik vor der Küste Afrikas transportieren (Press u. Siever, 1995). Die chemische Zusammensetzung der Ton- und Siltfraktionen hängt in erster Linie vom Ausgangsgestein ab, das über eine Reihe von Verwitterungsprozessen das terrigene Untersuchungsmaterial der Tiefseebecken bildet. Ein in diesem Zusammenhang in der Literatur häufig beschriebener chemischer Verwitterungsprozess ist die Feldspatverwitterung. Hierzu muss man wissen, dass die Feldspäte die wichtigste Gruppe der gesteinsbildenden Minerale sind, welche mit ca. 60% am Aufbau der Lithosphäre beteiligt sind (Hohl, 1981) und ihren Verwitterungsprodukten somit ein mengenmäßig hoher Stellenwert einzuräumen ist. Durch die Feldspatverwitterung (siehe Gl. 2.14 u. 2.16) von Kalifeldspäten aus z.B. granitischen Ausgangsgesteinen (diese sind von ihrem Volumen her die dominante Gesteinsgruppe, die am Aufbau der kontinentalen Kruste beteiligt sind) entsteht in einem sauren, kontinentalen aquatischen Milieu Kaolinit dessen Grundgerüst aus Silizium und Aluminium besteht (Alumosilikate):



Durch Wasseranlagerung entstehen Kaolinit und Kieselsäure:



Die Entstehung des Tonminerals Illit, welches besonders im Sedimentkern der in dieser Arbeit untersuchten ODP-Site 1063 von Bedeutung ist, kann durch authigene Alteration von Kalifeldspäten oder der Rekristallisation von Smektiten in marinen Sedimenten entstehen. Die empirische Formel des Illits lässt sich folgendermaßen darstellen (Quelle: <http://www.mineralienatlas.de/lexikon/index.php/Illit>; siehe Gl. 2.16):



Bei einer chemischen Analyse (wie im Rahmen dieser Arbeit durchgeführt) von Tonmineralen ist also mit hohen Aluminiumkonzentrationen zu rechnen, die hauptsächlich terrigenen Ursprungs sind und über fluviatilem Transportweg in den Ozean gelangten. Daneben kann Aluminium zu einem geringeren Anteil auch über äolischen Eintrag in die Oberflächenwässer der Ozeane transportiert werden. Die Konzentration kann bis zu ca. 0,1 g/l betragen. Die Deposition von gelöstem Aluminium aus der Wassersäule erfolgt entweder über Adsorption an anorganische Partikel (Hydes, 1979, 1983; Orians, 1985) oder durch den Einbau in organisches Material (MacKenzie et al., 1978).

Bei den terrigenen Elementen Titanium, Beryllium und Thorium ist der Transportmechanismus in den Ozean im Gegensatz zum Aluminium nicht so deutlich darstellbar.

Titanium ist zwar ein sehr häufiges Element (0,63 % in der Erdkruste), doch kommt es nur in geringen Konzentrationen vor. Primär kommt es in vulkanischen und plutonischen Gesteinen in Form von Nebengemengteilen oder akzessorischen Mineralen vor. In Sedimenten tritt es vor allem als Schwermineral Rutil ( $\text{TiO}_2$ ) in Küstensanden in Erscheinung. Weitere wichtige titaniumhaltige Minerale sind der Illmenit (Titaneisenerz:  $\text{FeTiO}_3$ ) und Titanit ( $\text{CaTi}[\text{SiO}_4]$ ; Breuer, 1993). Durch hydrothermale Alterationsprozesse von titanhaltigen Mineralen in basaltischen Gesteinen, könnte Titanium freigesetzt und in oxidischer Form oder ionar an Sedimentpartikel adsorbiert, transportiert und so in die Sedimentkörper der Tiefsee deponiert werden. Diese Hypothese könnte eine Erklärung für die gemessenen Variationen der Titaniumkonzentrationen der Sedimente der in dieser Arbeit untersuchten ODP-Site 983 (vergl. Kap. 5 u. 6) sein. Daneben könnte es aber auch auf äolischem Wege über Stäube in den Ozean verfrachtet werden.

Das Erdalkalielelement Beryllium ist ein seltenes Element und kommt nur zu etwa  $6 \cdot 10^{-4}$  % in der Erdkruste vor. Das wichtigste Mineral ist der Beryll ( $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ ). Beryll bildet sich entweder magmatisch in Pegmatiten und Graniten oder auf hydrothermale Wege in z.B. Quarz-Gängen. Auch metamorph gebildete Berylle sind gefunden worden, unter anderem in Gneisen. Zudem kann es sekundär in Form von Seifenlagerstätten in Flusssedimenten angereichert sein. Ebenso wie beim Titanium ist die ausschlaggebende Transportart in den Ozean nicht genau bekannt. Da aber umwelttechnische Untersuchungen zeigen, dass Beryllium an Staubpartikel in die Luft aufgewirbelt wird (Quelle: <http://www.lenntech.com/deutsch/Data-PSE/Be.htm>), ist ein äolischer Transport in die Meere sehr wahrscheinlich.

Das radioaktive Element Thorium ( $^{232}\text{Th}$ ) kommt zu ca. 0,001 % in der Erdkruste vor. Thoriumverbindungen finden sich in sedimentärer Form häufig in Monazitsanden ( $(\text{Ce,La,Nd,Th})[\text{PO}_4]$ , 4–12 % Thoriumdioxid:  $\text{ThO}_2$ ) und in dem mit Zirkon isomorphen Mineral Thorianit ( $(\text{Th,U})\text{O}_2$ ) sowie in Thorit ( $\text{ThSiO}_4$ ). Auch Titanit, Biotit und Zirkon, die magmatischen oder metamorphen Ursprungs sind, enthalten geringere Mengen Thorium. Generell ist das Element Thorium aufgrund seines lithophilen Charakters in geringen Mengen in fast allen silikatischen Gesteinen vertreten (Merkel et al., 1988). Demzufolge tritt es auch in Sekundärmineralen wie detritischen (terrigenen) Tonen auf, die hauptsächlich fluvial aber auch äolisch an Staubpartikeln ins Meer gelangen. In der Wassersäule adsorbiert es aufgrund seiner hohen Partikelreaktivität sehr schnell an Sedimentpartikel und sinkt mit diesen schließlich auf den Meeresgrund ab.

### 2.3.3 Redoxsensitive Elemente: Mangan (Mn) und Eisen (Fe)

Die chemischen Nebengruppenelemente Mangan und Eisen gehören aufgrund ihrer vielfältigen Oxidationsstufen zu den redoxsensitiven Elementen. Das chemische Prinzip der Redoxreaktion, nachdem jede Oxidation (Elektronenabgabe) eines Reaktionspartners mit einer Reduktion (Elektronenaufnahme) des anderen Partners verbunden ist, wird von sich ändernden pH-Wert-Bedingungen sowie von der Sauerstoffverfügbarkeit im betrachteten System gesteuert. Eine für diese Arbeit wichtige Eigenschaft der redoxsensitiven Elemente Mangan und Eisen ist hierbei die sich mit den unterschiedlichen Oxidationsstufen ändernden chemischen Verbindungen und Löslichkeiten (Breuer, 1993). Aus diesem Grund sind Mangan und Eisen potenziell indirekte Klimatracer für u.a. marine Tiefseesedimente, die unter sich ändernden Sauerstoffbedingungen (in Abhängigkeit der klimagesteuerten Meeresströmungen) abgelagert wurden.

Mangan kommt hauptsächlich in den Oxidationsstufen +2, +4 und +7 vor. Es existieren aber alle Oxidationsstufen von -3 bis +7, wodurch es das Element mit den meisten verschiedenen Oxidationsstufen ist. Der Anteil in der Erdkruste beträgt ca. 0,085 Gewichtsprozent. Mangan tritt nicht elementar auf, ist mit seinen Verbindungen in der Natur weit verbreitet und sehr oft mit Eisenerzen vergesellschaftet. Eine wichtige chemische Eigenschaft des Mangans besteht darin, dass es sich ähnlich dem  $\text{Ca}^{2+}$ -Ion verhält und dieses in biologischen Systemen auch ersetzen kann (Breuer, 1993). Wichtige Manganminerale sind Pyrolisit ( $\text{MnO}_2$ ; bzw. Braunstein o. Birnisit), Braunit ( $\text{Mn}_2\text{O}_3$ ), Manganit ( $\text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ), Hausmannit ( $\text{Mn}_3\text{O}_4$ ), Rhodochrosit (Manganspat,  $\text{MnCO}_3$ ), Rhodonit ( $\text{MnSiO}_3$ ), Psilomelan (der "schwarze Glaskopf", ein Na-, K- und Ba-haltiges amorphes Mangandioxid) und Manganosit ( $\text{MnO}$ ).

Mangan zeigt im Ozean höchste Konzentrationen im Oberflächenwasser nahe den Kontinenten, wo es als Verwitterungsprodukt fluvial in den marinen Ablagerungsraum eingetragen wird. Darüber hinaus zeigen sich Maxima in der Sauerstoffminimumzone und in mittleren Tiefen nahe den Mittelozeanischen Rücken (Klinkhammer u. Bender, 1980; Landing u. Bruland, 1987). Die Sauerstoffminimumzone ist in Gebieten anzutreffen, in denen hohe Primärproduktionen vorliegen. Das Minimum an Sauerstoff ist hierbei auf den Verbrauch des Sauerstoffs durch die erhöhte Aufoxidation von organischem Material zurückzuführen. Die variable Tiefenlage der Sauerstoffminimumzone wird im wesentlichen von der Bioproduktivität (hohe Produktivität bewirkt eine Anhebung dieser Zone) und der Versorgung mit Sauerstoff aus tieferen Wasserschichten (bewirkt Absinken dieser Zone) hervorgerufen. Die hohen gelösten und damit chemisch reduzierten  $\text{Mn}^{2+}$ -Konzentrationen in der Sauerstoffminimumzone sinken in tiefere Wasserschichten ab, wo sie dann in Anwesenheit von Sauerstoff zu  $\text{MnO}_2$ -Kolloiden reagieren und schließlich von absinkenden terrigenen und/oder biogenen Sedimentpartikeln adsorptiv in das am Meeresgrund befindliche Sediment eingetragen werden (Martin u. Knauer, 1985).

Der Transport von Mangan in die Meeresbecken des offenen Ozeans findet nach Strobl (1994) hauptsächlich auf äolischem Weg statt. Während in küstennahen Zonen der Sauerstoff bereits in der Wassersäule aufgebraucht werden kann, ist dies in küstenfernen Zonen, hervorgerufen durch geringere biologische Aktivität, zumeist in unmittelbarer Nähe der Grenzfläche Meerwasser/Sedimentkörper (oder sogar im Sedimentkörper selbst) der Fall. Die Grenzschicht an der sich die oxidierenden in re-

duzierende Verhältnisse umkehren wird Redoxkline genannt. Die Lage der Redoxkline lässt sich unter bestimmten Umständen anhand von Mn-Abscheidungen „fossil“ überliefert in Tiefseesedimentkernen wiederfinden. Dieses Verhalten des Mangans liegt in seinen redoxsensitiven chemischen Eigenschaften begründet. Unter oxischen Bedingungen besitzt Mangan die Oxidationsstufe „+4“ und bildet schwerlösliches  $\text{MnO}_2$  (Braunstein), während es im reduzierenden Milieu als gelöstes  $\text{Mn}^{2+}$  vorliegt. Demzufolge wandern diese „Subsurface Manganese-Spikes“ (Berger et al., 1983) entlang des Redoxgradienten in den jeweils rezenten Oberflächensedimenten (Mangini et al., 1990). Für den Erhalt dieser Mangan Peaks in den Sedimentarchiven ist allerdings wichtig, dass sie nach der Ausfällung aus der Wassersäule oder den Porenlösungen mit ausreichend Sediment bedeckt werden (hohe Sedimentationsrate). Die Amplitude der „Subsurface Manganese-Spike“-Bildung kann zudem durch die sog. Manganpumpe beeinflusst werden. Hierunter versteht man die Diffusion der löslichen  $\text{Mn}^{2+}$ -Spezies über die Redoxkline hinaus, wo es dann wiederum als  $\text{MnO}_2$  ausfällt und die Mangankonzentrationen dieser Peaks erhöht. Abgesehen von diesem diffusiven Transportprozess kommen hierfür auch grabende und wühlende Organismen in Frage, welche die verschiedenen Manganspezies in die Sedimente ober- oder unterhalb der Redoxkline verfrachten können. Diese Ausführungen verdeutlichen, dass die Lage der Redoxkline eine entscheidende Rolle spielt. Geht man von der allgemein anerkannten Theorie aus, dass die Ventilation ( $\text{O}_2$ -Zufuhr) der Meerwassersäule mit klimatischen Variationen einhergeht, sollten die überlieferten Mangan-Peaks prinzipiell auch für eine grobe Rekonstruktion der Glazial/Interglazial Zyklen verwendbar sein. Hiernach sollten hohe Mangankonzentrationen eine erhöhte (Interglazial) und niedrige Konzentrationen eine verringerte (Glazial) Ozeanzirkulation anzeigen. Die Validität dieser Theorie lässt sich anhand der von Riech et al. (1992) erhobenen Daten bestätigen, die Manganprofile des ostpazifischen Rückens mit den Klimazyklen aus der  $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie von Martinson et al. 1987 in Übereinstimmungen bringen konnten. Letztere Ergebnisse sind zudem konsistent mit den Annahmen von Mangini et al. (1990), die eine um 5000 bis 10000-fache Anreicherung des glazialen gegenüber dem interglazialen Ozeans an Mangan vermuteten, das am Übergang vom Glazial zu Interglazial in das Sediment gelangt. Eine weitere Möglichkeit die Klimaabhängigkeit der Manganprofile zu verifizieren, bietet der Vergleich der Mn/Fe-Verhältnisse (nach Mangini et al., 2001 ein Parameter für die überlieferten Redoxbedingungen) mit synchronen Profilen gleicher Lokalität bezüglich der  $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ - sowie der  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -Verhältnisse. Geht man nämlich davon aus, dass das terrigene Material des untersuchten Sedimentkerns jeweils aus dem gleichen Liefergebiet stammte, kann ein zeitlich konstanter Faktor für das  $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ -Verhältnis angenommen werden. Die Variationen dieser Verhältnisse sind dann auf den Umstand zurückzuführen, dass Uran unter oxischen Bedingungen in Lösung geht, während es unter reduzierenden Bedingungen schwerlösliche Verbindungen bildet und im Sediment als authigenes Uran eingebaut wird. Das Aktivitätsverhältnis von  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  (AU) im Meerwasser beträgt 1,14. Unter reduzierenden Bedingungen im Ozean wird auch hier authigenes Uran aus der Wassersäule in das Sediment eingebaut, so dass entsprechende Isotopenmessungen des Sediments ein AU von  $>1$  zeigen sollten. Unter reduzierenden Bedingungen müsste demzufolge ein Wert  $<1$  gemessen werden. Vergleicht man also die oben geschilderten Isotopenverhältnisse mit den Manganprofilen, so sollten sie entsprechend ihres unterschiedlichen Redox-

verhaltens eine Antikorrelation aufweisen. Die Aufklärung dieses Sachverhaltes wird im Rahmen dieser Arbeit im Kapitel 5 vorgenommen.

Eisen stellt mit ca. 4,7% das zweithäufigste Metall in der Erdkruste dar. Die dominanten Oxidationsstufen dieses redoxsensitiven Nebengruppenelements sind „+2“ ( $\text{Fe}^{2+}$ ) und „+3“ ( $\text{Fe}^{3+}$ ). In der Natur kommen mehr als 400 Eisenminerale vor. Einige der wichtigsten sind Magnetit ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), Hämatit ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), Brauneisenstein ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n \text{H}_2\text{O}$ ), Siderit ( $\text{FeCO}_3$ ), und Pyrit ( $\text{FeS}_2$ ). Daneben treten auch wichtige Eisenhydroxide wie Limonit ( $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ) oder Goethit ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) auf (Breuer, 1993).

Eisen wird hauptsächlich an Stäuben adsorbiert in den Ozean transportiert. Nach Broecker (1982) verhält sich gelöstes Eisen im Meerwasser ähnlich partikelreaktiv wie Thorium und wird demnach auf die gleiche Weise am Meeresgrund deponiert. Eine andere Möglichkeit besteht im Einbau von Eisen in Kalkschalen und Kalkskeletten von planktonischen Organismen, die es unterhalb der CCD wieder freisetzen. Untersuchungen von Martin et al. (1989) im Golf von Alaska zeigten, dass die Eisenkonzentration im oberen Bereich der Wassersäule annähernd linear bis zur Sauerstoffminimumzone zunehmen, und sich von dort aus bis auf den Meeresgrund hinunter annähernd konstant verhalten. Die maximale Konzentration beträgt hierbei ca. 0,8 nmol/l. Prinzipiell verhält sich Eisen, hinsichtlich seines Redoxverhaltens, ähnlich wie Mangan. So geht es unter reduzierenden Bedingungen von der schwer löslichen  $\text{Fe}^{3+}$  - in die lösliche  $\text{Fe}^{2+}$ -Spezies über. Dementsprechend fällt es oberhalb der Redoxkline im Sediment in Form von partikulärem Eisenhydroxid aus, während es unterhalb der Redoxkline wieder in Lösung geht. Im Vergleich zum gelösten Mangan erweist sich Eisen aufgrund seines niedrigeren Redoxpotenzials als weniger mobil. Daraus folgt, dass Mangan in reduzierendem Milieu schneller in Lösung, wohingegen Eisen beim Übergang von reduzierenden zu oxidierenden Verhältnissen schneller in seine unlöslichen Verbindungen überführt wird.

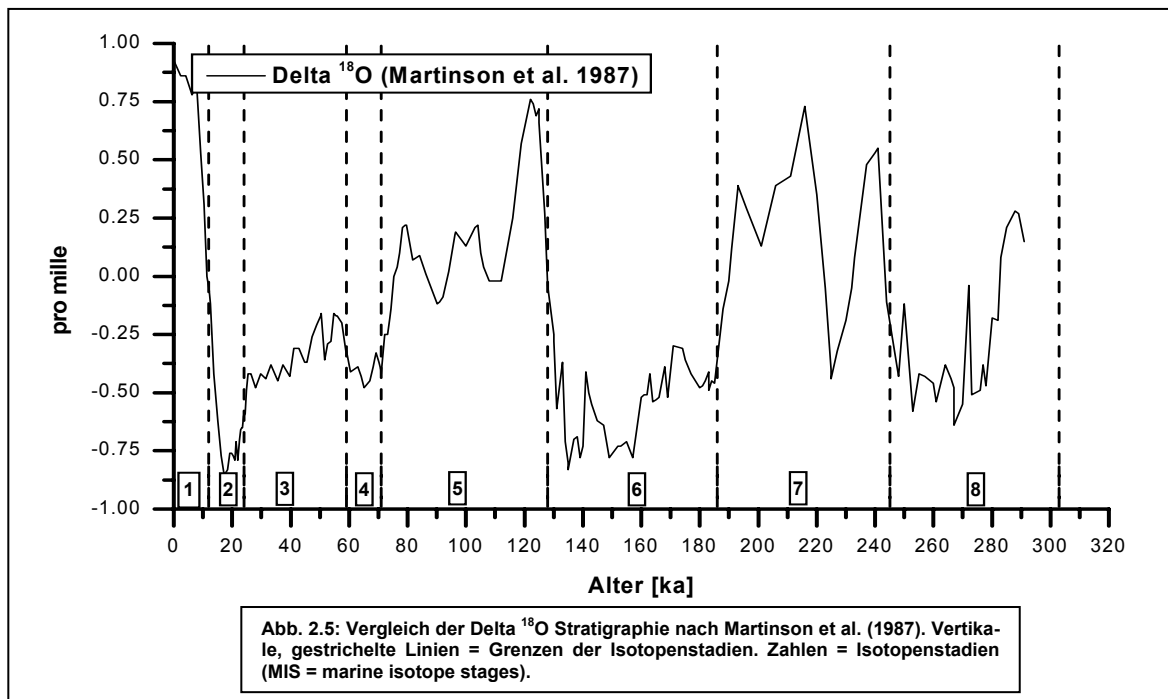
## 2.4 Sauerstoffisotopenstratigraphie

Die Sauerstoffisotopenstratigraphie gilt derzeit als die beste Möglichkeit marine Tiefssedimente zu datieren. Natürlicher Sauerstoff besteht aus den drei stabilen Isotopen:  $^{16}\text{O}$  (99,76% rel. Häufigkeit),  $^{17}\text{O}$  (0,04% rel. Häufigkeit) und  $^{18}\text{O}$  (0,20% rel. Häufigkeit). Die relativen Häufigkeiten der Sauerstoffisotope können allerdings bei physikalischen (z.B. Verdunstung), chemischen (z.B. Kalkausfällung) und biologischen (z.B. Bildung von Kalkschalen o. Kalkskeletten) Prozessen geringfügig verschoben werden. Diese Änderungen in der Sauerstoffisotopie zeigen sich entsprechend in Wassermolekülen, welche diese Sauerstoffatome in ihren Molekülen gebunden haben. Die Variationen, die durch diese Fraktionierungsprozesse entstehen, werden über den  $\delta^{18}\text{O}$ -Wert (in Promille) in Form der Gleichung 2.17 ausgedrückt:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{\left[ \left( \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_P - \left( \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_S \right]}{\left( \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_S} \times 1000 \quad (\text{Gl.2.17})$$

Bei dieser Formel wird also die Änderung des Verhältnisses von  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  in einer Probe „P“, bezüglich eines Standardwertes „S“ als  $\delta^{18}\text{O}$ -Wert angegeben. Als Standardmaterial für die Bestimmung von Meerwasserproben wird zumeist das „Standard Mean Ocean Water“ (SMOW) benutzt. Für den kontinentalen Bereich wird häufig der „Pee-Dee-Belemnite“ (PDB), ein Karbonat, angegeben.

Bei der Verdunstung von Meerwasser in niederen Breiten findet eine Fraktionierung zu Gunsten des leichteren Isotops  $^{16}\text{O}$  statt, wodurch der Wasserdampf gegenüber dem Meerwasser isotopisch leichter ist (niedriger  $\delta^{18}\text{O}$ -Wert). In dem daraus entstehende Niederschlagswasser findet wiederum eine Fraktionierung statt, welche das Ausregnen von Wassermolekülen mit darin gebundenem  $^{18}\text{O}$  bevorzugt. Aus diesem Grund weisen Niederschläge in mittleren bis hohen Breiten eine charakteristische isotopische Signatur auf, die proportional zum Abstand der Quelle abnehmende  $\delta^{18}\text{O}$ -Wert besitzt (Kontinentaleffekt). In den Glazialen kam es folglich zu einem mit  $^{18}\text{O}$  angereicherten Ozean (höherer  $\delta^{18}\text{O}$ -Wert), wohingegen das leichtere Isotop  $^{16}\text{O}$  bevorzugt über Niederschläge in Form von Schnee in Gletschern oder den polaren Eisschilden deponiert wurde (niedrigerer  $\delta^{18}\text{O}$ -Wert). Das Sauerstoffisotopenverhältnis wird im Meerwasser von kalkschaligen Organismen durch Einbau von Sauerstoff in ihre Karbonatschalen gespeichert. Die wichtigste Organismengruppe sind hierbei die Foraminiferen. Dadurch stellen sie einen Monitor für die Temperaturschwankungen der Vergangenheit dar. Um eine Sauerstoffisotopenstratigraphie zu erstellen, verwendet man monospezifische Foraminiferen einer Korngröße. Hierbei werden die benthischen den planktonischen Foraminiferen vorgezogen, weil eine Fraktionierung der Sauerstoffisotope im Kalziumkarbonat als Funktion der Temperatur unter der Voraussetzung eines konstanten Isotopenverhältnisses im Wasser stattfindet. D.h., dass die im Sediment des Meeresboden lebenden Foraminiferen gegenüber nur kurzzeitigen und lokal auftretenden Temperaturveränderungen unempfindlicher reagieren als die planktonischen Formen. Mit Hilfe des  $\delta^{18}\text{O}$ -Signals wurde von Martinson et al. (1987) eine generalisierte  $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie für die letzten 300 ka erstellt (SPECMAP-Chronologie; siehe Abb. 2.5).



Diese beinhaltet auch die Schwankungen der Erdbahnparameter (Milankovitch, 1930; Milankovitch, 1957). Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve ist in Klimastadien unterteilt (MIS = Marine Isotope Stages). Entsprechend der Festlegung von Emiliani (1955) bezeichnen ungerade Zahlen Warm- (Interstadiale) und gerade Zahlen Kaltphasen (Glaziale). Der schnelle Abfall des  $\delta^{18}\text{O}$ -Signals bei ca. 12 ka und 130 ka wurde jeweils durch das Abschmelzen großer Eismassen hervorgerufen, was mit einem drastischen Meeresspiegelanstieg von mehr als 100 m einherging. Diese Glazial/Interglazial Übergänge bezeichnet man auch als Terminationen. D.h. der Übergang MIS 2/1 ist Termination 1, MIS 6/5 ist Termination 2 u.s.w..

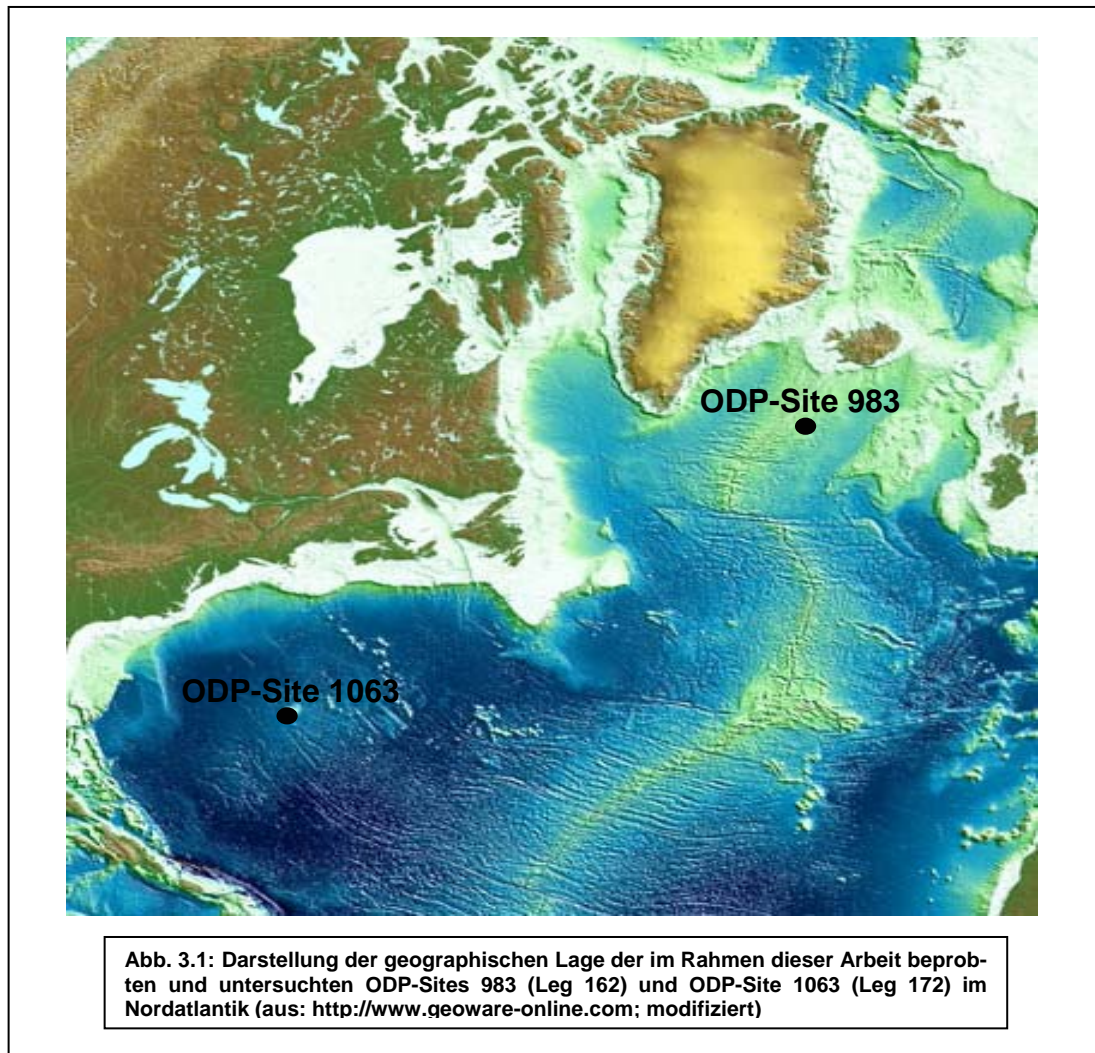
Durch den Vergleich der gemessenen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (z.B. aus Untersuchungen von Foraminiferen aus Sedimentkernen) mit der Referenzkurve von Martinson et al. (1987) ist es demzufolge möglich Sedimentkerne zu datieren (Datierungsunsicherheit ca. 5 ka). Darüber hinaus lassen sich anhand dieser Zeitmarken partielle Sedimentationsraten berechnen, die einen Einblick in die Akkumulationsgeschichte des Kerns geben und wichtige Parameter bei der Berechnung von Stoffflüssen sind.

Es sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, dass bei den in dieser Arbeit untersuchten Sedimentkernen auf bereits bestehende, in der Literatur veröffentlichte Altersmodelle zurückgegriffen wurde.



### 3. Untersuchungsgebiete

Im folgenden Kapitel werden die im Rahmen der hier vorliegenden Arbeit beprobten und untersuchten Lokalitäten vorgestellt (siehe Abb. 3.1), die sich einerseits im Nordatlantik (Leg 162, ODP-Site 983) und andererseits im Nordwestatlantik (Leg 172, ODP-Site 1063) befinden. Von besonderer Relevanz



sind dabei diejenigen Faktoren, welche einen direkten Einfluß auf die chemischen Stoffflüsse (Hauptelemente, Spuren- und Ultraspurenelemente) ausüben. Hierzu gehören die geologischen Verhältnisse mit der Frage nach der Herkunft der in den Meeresbecken abgelagerten Sedimente, die das Sediment transportierenden Meeresströmungen und die Bathymetrie der untersuchten Lokalitäten. Da diese genannten Faktoren stark mit den Veränderungen des Klimas gekoppelt sind und alle in dieser Arbeit vorgestellten Sites der Leg's unter diesen Gesichtspunkten geplant wurden, werden (bevor die untersuchten Sites 983 und 1063 näher vorgestellt werden) vor jedem Unterkapitel die jeweiligen Ziele des entsprechenden Leg's in zusammengefasster Form vorgestellt, um die thematische Stellung der hier untersuchten Sites im Gesamtzusammenhang dieser groß angelegten Messkampagnen abschätzen zu können.

### 3.1 ODP-Leg 162: Nördliche Gateways

Eine der im Rahmen der hier vorliegenden Arbeit beprobten und untersuchte Lokalitäten ist die ODP-Site 983, welche sich im Nordatlantik vor Island befindet. Diese Site wurde während des Leg's 162 erbohrt, die das allgemeine wissenschaftliche Ziel verfolgte, die nördlichen polaren Ozeane sowie den Nordatlantik zu erforschen. Im Zentrum dieser Untersuchungen geht es vor allem um das Verständnis der globalen Klima- und Umweltveränderungen, die eine wichtige Herausforderung an die Gesellschaft stellen. Die nördlichen polaren Ozeane und der Nordatlantik sind hierbei von besonders großem Interesse, da sie direkte globale Auswirkungen auf die Umwelt haben:

- **Permanente und saisonale Eisbildung**
- **Abgabe oder Aufnahme von latenter Wärme an die Atmosphäre**
- **Tiefenwasserbildung und dessen Ventilation, welche den atmosphärischen und ozeanischen Kohlenstoffgehalt beeinflusst.**

Bei dem Leg 162 handelt es sich um ein in drei Teilen gegliedertes „Leg-Programm“, angelegt mit der Zielsetzung, drei geographische Lokationen in den höheren nördlichen Breiten (Northern Gateways,

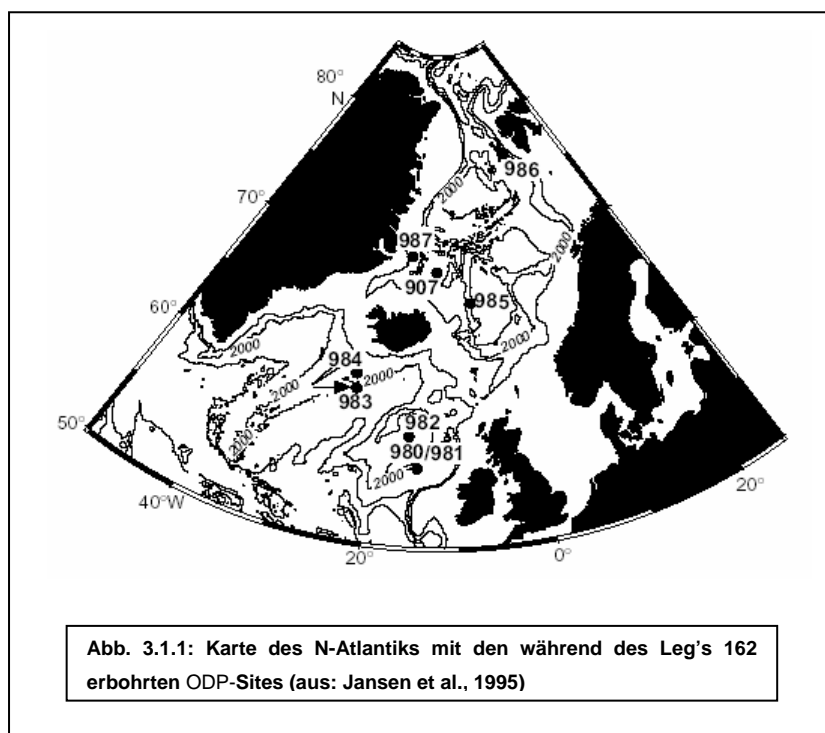


Abb. 3.1.1: Karte des N-Atlantiks mit den während des Leg's 162 erbohrten ODP-Sites (aus: Jansen et al., 1995)

southern Gateways u. Grönland-Norwegen-Transekt; siehe Abb.3.1.1) zu untersuchen. Hierbei steht die Rekonstruktion der zeitlichen und räumlichen Variabilität des Wärmehaushalts des Ozeans, der Geschichte der Bildung von Intermediär- und Tiefenwasser sowie der Historie von Vereisungszyklen der umgebenen Landmassen im Mittelpunkt der Betrachtungen. Aus diesen Betrachtungen ergeben sich aber auch Änderungen in der

chemischen Zusammensetzung der Komponenten innerhalb der Wassersäule, die als Proxies für weiterführende Berechnungen herangezogen werden können. Demzufolge besteht das Hauptanliegen dieses Leg's im Verständnis des weltweiten Klimasystems auf Zeitskalen von Dekaden (z.B. Heinrich Events u. Dansgaard-Oeschger Events) bis hin zu Millionen Jahren (Jansen et al., 1995).

Die Auswahl der Lokationen entlang des Leg's 162 erfolgte in erster Linie unter zwei primären, wissenschaftlichen Gesichtspunkten. Ein wichtiger Aspekt ist, dass Sites benötigt werden, die über aus-

reichend hohe Sedimentationsraten verfügen, um eine Delinearisierung bezüglich der Variabilitäten der Lithologie, Biologie und geochemischen Charakteristiken auf Zeitskalen im Bereich von Millennien durchführen zu können. Unter dieser Voraussetzung wählte man einerseits fünf Sites entlang von sog. Sediment Drifts (hierunter versteht man Lokationen, an denen sich infolge von Hauptsedimentations-transportwegen, große Sedimentmächtigkeiten in Gebieten bilden, in denen die Strömungsgeschwindigkeit lokal so stark abnimmt, dass sich die Sedimentpartikel am Meeresgrund absetzen können) im Nordatlantik und andererseits vier Lokationen, die sich auf akkumulierenden kontinentalen Abhängen im Nordmeer befinden. Diese genannten Gebiete weisen mittlere Sedimentationsraten größer als 10 cm/ka auf. Darüber hinaus zeigen fast alle Sites eine zeitlich kontinuierliche Sedimentationsgeschichte über einige Millionen Jahre hinweg, sowie Variabilitäten in der sedimentären Zusammensetzung auf tausendjährig angelegten Zeitskalen. Zusätzlich eröffnen die Drift Sites 980, 981, 983 und 984 neue Einblicke bezüglich der Erforschung des pelagischen Bereiches der Tiefsee und erlauben erstmals investigative Studien im Hinblick auf die Entwicklung der Klimavariabilität im Nordatlantik auf tausendjährigen Zeitskalen über einen gesamten Zeitraum von mehreren Millionen Jahren.

Das zweite Auswahlkriterium hinsichtlich der erbohrten Sites entlang des Leg's 162 bestand darin, geeignete Gebiete zu beproben, mit deren Hilfe es möglich ist, Aussagen über die Entwicklung von horizontalen und vertikalen Gradienten im Hinblick auf die Eigenschaften und Zusammensetzungen von Wassermassen zu treffen. Die Nordatlantischen Sites bilden einen Tiefentransect im nordöstlichen Becken mit Intervallen von glazialen, intermediären Tiefenwasserbildungen. So liegen die Sites 983 und 984 direkt unterhalb (südlich) des Island-Farör-Rückens, über welchen Wasser aus nördlichen Breiten hinüber fließt. In analoger Weise wurden auch die Sites 980 und 981 angelegt, die sich ihrerseits direkt unterhalb des Wyville-Thompson-Ridge Overflows befinden. Die Untersuchung der Sedimente dieser Lokationen soll Aufschluss über die Entwicklung der thermohalinen Zirkulation auf tausendjähriger- sowie Milankovich Zeitskala liefern (Jansen et al., 1995).

### 3.1.1 ODP-Site 983, Leg 162

#### 3.1.1.1 Geographische Lage

Die ODP-Site 983, welche dem Leg 162 angehört, liegt südlich von Island am östlichen Rand des Reykjanes Rücken, welcher seinerseits zum lang ausgedehnten Atlantischen Rückensystem gehört, der in Nord-Süd Erstreckung den gesamten Atlantik durchzieht. Die in diesem Untersuchungsgebiet, dem sog. Island Becken, niedergebrachten Bohrungen bestehen aus drei einzelnen Bohrlöchern, die durch folgende Kenndaten und Koordinaten ihrer geographischen Lage zuzuordnen sind (siehe Tab. 3.1):

HOLE	LATITUDE	LONGITUDE	SEA FLOOR DEPTH (mbrf)	TOTAL PIPE DEPTH (mbrf)	TOTAL NO. CORES	TOTAL INTERVAL CORED (meters)	TOTAL CORE RECOVERED (meters)	AVERAGE PERCENT RECOVERED (percent)
983 A	60 24.200 N	23 38.437 W	1994,1	2248,5	27	254,5	264,42	103,9
983 B	60 24.210 N	23 38.437 W	1993,8	2245,5	27	251,7	261,83	104,0
983 C	60 24.218 N	23 38.443 W	1996,1	2256,5	28	260,4	271,75	104,4
<b>GARDAR-1 Site totals:</b>					<b>82</b>	<b>766,5</b>	<b>798,00</b>	<b>104,1</b>

Tabelle 3.1: Kenndaten u. Koordinaten der Site 983 (Jansen et al., 1995)

Das Island Becken besitzt eine Länge von ca. 1700 km, eine Breite von ca. 540 km und eine Wassertiefe von ca. 1,995 km (siehe Abb. 3.1.2). Die das Becken an dessen Grund aufbauenden Sedimenthorizonte und -schichten, gehören der sog. Gardar Drift an und zeichnen sich durch Sedimentations-

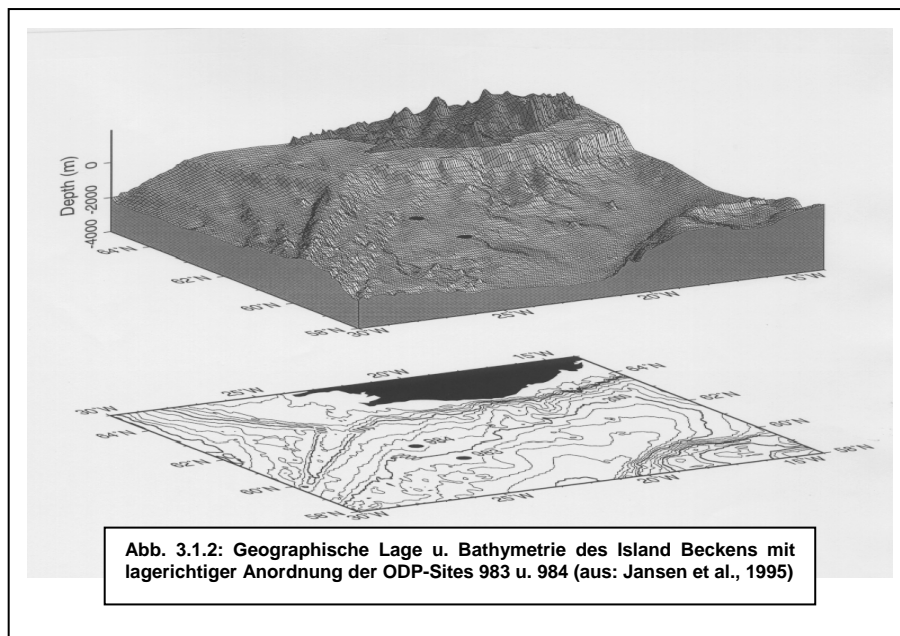


Abb. 3.1.2: Geographische Lage u. Bathymetrie des Island Beckens mit lagerichtiger Anordnung der ODP-Sites 983 u. 984 (aus: Jansen et al., 1995)

raten von ca. 2,56 - 28,38 cm/ka aus. Die Korngrößen dieser Sedimente liegen hierbei hauptsächlich im siltigen- bis tonigen Bereich und sind mindestens zwei Liefergebieten zuzuordnen (Hyun et al., 1999).

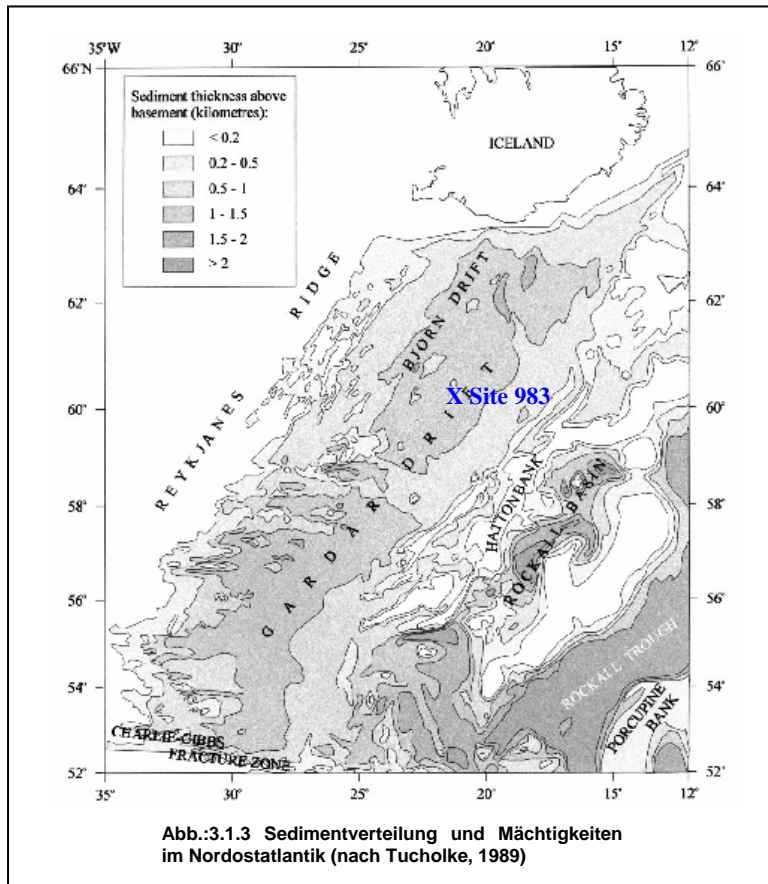
### 3.1.1.2 Geologische Verhältnisse

#### a.) Island Becken

Die geologische Entstehungsgeschichte des Island Beckens steht in direkter Beziehung mit dem Beginn der Öffnung des Nordatlantiks im Jura. Entscheidend für die heutige Situation ist allerdings der von Ruddiman (1972) beschriebene mehrstufige tektonische Prozess der ozeanischen Krustenbildung entlang des Reykjanes Rücken zu Beginn des Tertiärs, der die heutige Situation dieses Beckens im Nordostatlantik widerspiegelt. Demnach lässt sich die geotektonische Geschichte des Island Beckens in drei Phasen unterteilen:

1. Entstehung der unteren Flanke des Rücken vor ca. 60 – 45 Mio. Jahren
2. Entstehung der oberen Flanke des Rücken vor ca. 45 – 12 Mio. Jahren
3. Entstehung der Rückenprovinzen ab 12 Mio. Jahren.

Die das Basement (ozeanische Kruste) bedeckenden, hemipelagischen Sedimente, zeigen hierbei in der oberen Flanke des Reykjanes Rücken Störungen, die sich (über seismische Messungen) bis an



den Grund des Meeresbodens verfolgen lassen. Innerhalb des Beckens dominieren im Wesentlichen die Gardar- und die Björn Drift die sedimentologischen Verhältnisse (siehe Abb.3.1.3), bei denen es sich um mächtige, nord-östlich/südwestlich verlaufende Massenablagerungen handelt, die in östliche Richtung einfallen. Die Björn Drift liegt vollständig auf der oberen Flanke des Rücken und ist lateral gegen dessen Hauptkamm sowie der Gardar Drift durch 400 – 1000 m hohe Steilstufen des Basements getrennt (Egloff u. Johnson, 1979). Morphologische Unebenheiten des Untergrundes wurden durch mächtige, konforme Sedimentschichten ausgeglichen.

Der Hauptkamm der Björn Drift verläuft auf einer Strecke von ca. 300 km nahezu parallel zum Reykjanes Rücken. Entlang dieser Strecke nimmt seine topographische Höhe um ca. 1000 m ab. Die Gardar Drift erstreckt sich über eine Länge von ca. 1100 km, wobei diese in einer Wassertiefe von ca. 1400 m beginnt und in der Nähe der Charlie Gibbs Fracture Zone in einer Wassertiefe von > 3000 m endet. Eine ca. 200 – 300 m Tiefe Depression trennt sie von den südlichen Ausläufern der Björn Drift. Seismische Messungen zeigten, dass die obere Einheit der Björn- und Gardar Drift, in der Nähe



der ODP Sites 983 und 984, eine Mächtigkeit von ca. 60 – 70 Metern aufweist und auf einen kontinentalen Sedimentkörper schließen lässt. Diese Art der Sedimentation zeigt in der Regel eine Wechselagerung von glazialen- und interglazialen Sedimenten an (Bianchi and McCave, 2000).

Die geologisch und morphologisch relevanten Hauptgesteinseinheiten, die das Island Becken einfassen, sind vor allem die tholeiitischen Basaltkomplexe, die zum einen die westliche Begrenzung des Beckens, in Form des Reykjanes Rücken bilden und zum anderen der Iceland-Scotland-Ridge, der sich von Island nach Osten hin zu den Shetland Inseln erstreckt. Bei letzterem handelt es sich um einen großen basaltischen Körper, der an drei Stellen über den Meeresspiegel ragt und so Island, die Farör- (Farör Bank) sowie die Shetland Inseln bildet.

Es ist daher zu erwarten, daß die Sedimente des Island Beckens hauptsächlich durch die Verwitterungsprodukte der umgebenden Basaltkomplexe und den nahegelegenen europäischen Landmassen repräsentiert werden. Eine genauere Untersuchung der chemischen Hauptelemente dieser Sedimente von Hyun, et al. (1999) im Hinblick auf die terrestrisch aussagekräftigen Elemente (Al, Ti u. Th), bestätigte diese Annahme. So konnten sie ausgehend von den gemittelten basaltischen Endgliedern des Faroe-Island- sowie des Island-Basalt die sedimentären Quellen genauer eingrenzen (siehe Abb. 3.1.4 a u. b). Darüber hinaus zeigen diese Daten, dass zu einem gewissen Anteil auch Ice Rafted Deposits/Debris (IRD) zur Sedimentation im Island Becken beigetragen haben müssen. Die genaueren Zusammenhänge, bezüglich der Sedimentationsgeschichte dieses Beckens, werden im Kapitel 5 wieder aufgegriffen und genauer mit den im Rahmen dieser Arbeit gemessenen Haupt- und Spurenelementmessungen verglichen und analysiert werden.

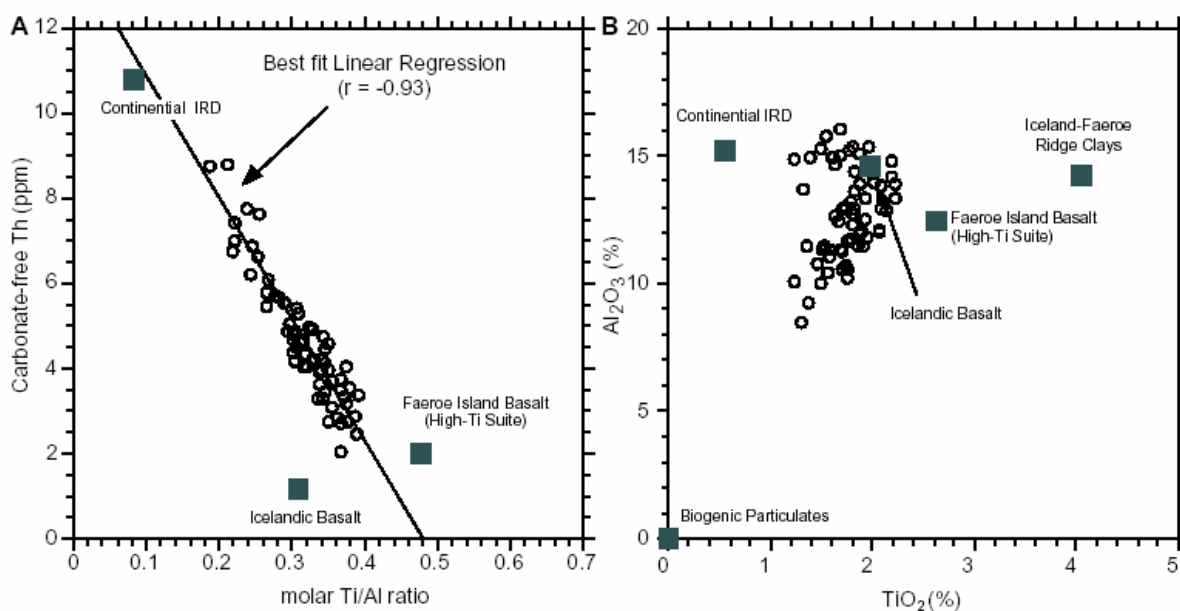


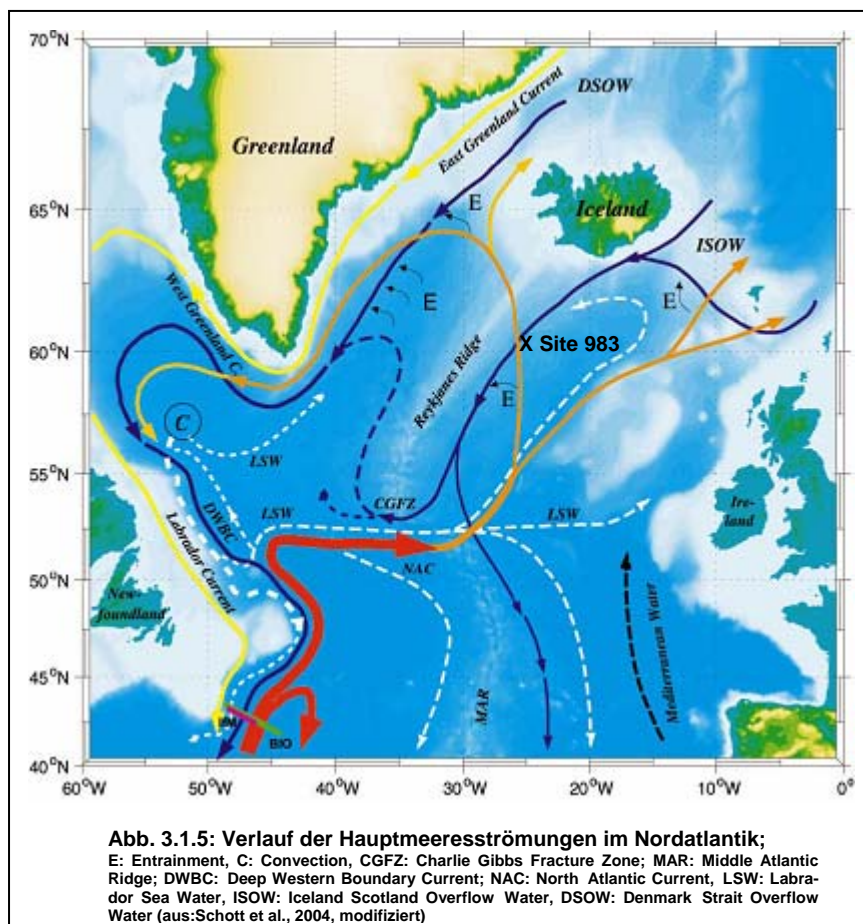
Abb. 3.1.4 a u. b: Herkunft der Sedimente der Site 983  
(Hyun et al., 1999)

### **b.) Lithologische Charakteristika der ODP-Site 983**

Die an ODP-Site 983 erbohrten Sedimentkerne bilden eine kontinuierliche Sequenz im Altersbereich von 0 - 2,0 Mio. Jahren, bei einer maximalen Teufe von 250 mbsf (meters below sea floor). Die Sedimentationsraten liegen, abhängig vom Altersmodell, nach Channell et al. (1997) bei 2,8 – 24,6 cm/ka und nach Channell et al. (1998) bei 2,6 – 28,4 cm/ka. Diese Sedimente bestehen in erster Näherung hauptsächlich aus schnell abgelagerten, feinkörnigen terrigenen Partikeln. Von untergeordneter Bedeutung spielt hierbei biogenes SiO<sub>2</sub>. Während diskrete Aschehorizonte selten sind, zeigen sich in der Silt- bis Sandfraktion gewöhnlich helle- bis dunkelbraune Gläser (Tachyllithe). Authigene Eisensulfide, hauptsächlich in Form von im Sediment feinverteiltem Pyrit, sind ebenso typisch. Die lithologischen Hauptbestandteile sind hingegen siltiger Ton, Ton, tonige Gemenge mit variablen Anteilen von Nanofossilien und Silt. Ferner lassen sich Nanofossilschlämme mit unterschiedlichen Anteilen von Ton und Schwammnadeln beobachten. Alle diese beschriebenen Variationen kennzeichnen die Kerne dieser Lokation im dm- bis Meterbereich. Rein makroskopisch lassen sich die Kerne der Site 983 kaum in sinnvolle lithologische Einheiten unterteilen. Demzufolge liegt, streng geologisch, nur eine lithologische Einheit vor, die allerdings unter Zuhilfenahme der Methode der Spektralen Reflexion in drei Untereinheiten gegliedert wurde. Diese „Grenzen“ liegen bei 0 –120, 120 – 180 und 180 – 250 mbsf. Hierbei lässt sich nur die untere Grenze bei einer Teufe von 180 mbsf anhand von smear slides annähernd bestimmen, da hier vor allem die Biokarbonate dominieren. Die nur selten auftauchenden Dropstones befinden sich ausschließlich unterhalb der 180 mbsf Marke (Jansen et al., 1995). Die hier beschriebenen Sedimentkerne zeigen keinerlei Hinweise auf Störungen der Sedimentation (Hiaten), winnowing oder Erosion. Lediglich Bioturbation ist über die gesamte Bohrstrecke verbreitet (Jansen et al., 1995).

### 3.1.1.3 Hydrographie

Die Zirkulation des Ozeans lässt sich am einfachsten als ein System von Förderbändern großräumiger Meeresströmungen (conveyor belt) beschreiben. Diese werden angetrieben durch die Gezeitenkräfte, den Wind und durch Dichteänderungen der Wassermassen, die mit Temperatur- und Salzgehaltänderungen einhergehen

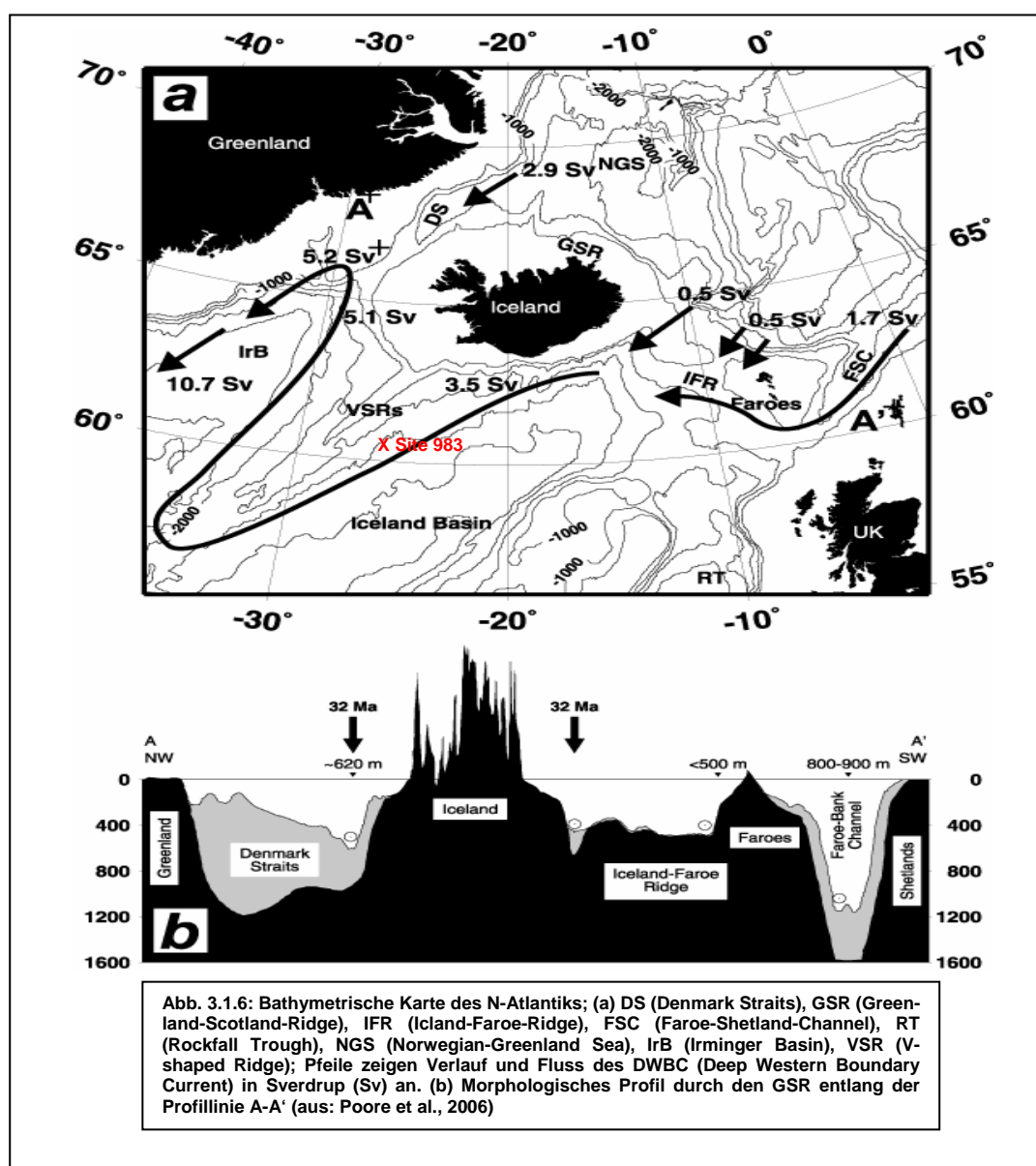


(thermohaline Zirkulation). Besonders wichtig für die Meerwasserströmungen im Nordatlantik ist in diesem Fall der Nordatlantische Strom (Golfstrom), der warmes und aufgrund der hohen Verdunstung in den Subtropen, salzreiches Oberflächenwasser in den Nordatlantik (und über dessen Grenzen hinaus in das europäische Nordmeer sowie ins Polarmeer) transportiert. In diesen hohen Breiten angelangt, kühlt es ab und erfährt eine Erhöhung in seiner Salzkonzentration durch z.B. Meereisbildung.

Diese kalten, hoch salinaren und dadurch relativ dichten Wassermassen sinken infolge dessen in Tiefen von zwei bis drei Kilometern ab. Diese Absinkvorgänge besitzen die Wirkung eines Soges und ziehen somit immer neue warme und salzreiche Wassermassen als Oberflächenströmungen aus dem Karibischen Meer in hohe nördliche Breiten. Somit liegt ein wichtiger Antrieb der thermohalinen Zirkulation im Nordatlantik (Schott et al., 2004; siehe Abb. 3.1.5). Von besonderer Relevanz ist im Zusammenhang mit der hier vorliegenden Arbeit dabei die Eigenschaft dieser Wassermassen, große Sedimentfrachten in Abhängigkeit ihrer Volumina und Strömungsgeschwindigkeiten transportieren zu können. Für die Verteilung von Driftsedimenten im Island Becken spielt hierbei die Schwelle zwischen Nordmeer und Nordatlantik eine besonders wichtige Rolle. Dieser sog. Overflow von kaltem, dichten Wassermassen aus dem Nordmeer in den Nordatlantik, lässt sich in erster Näherung in zwei ungefähr gleich große Hauptarme von Wassermassen mit gleicher chemischer Zusammensetzung unterteilen. Über den westwärts gelegenen Arm gelangt ein Teil dieser Wassermassen durch die NE-SW verlaufende Dänemark Straße über das Irminger Becken in den Nordatlantik, von wo es sich als Tiefenströ-



mung weiter in Richtung Süden bewegt. Wassermassen, die den östlich gelegenen Hauptarm bilden müssen hingegen, um in den Nordatlantik zu gelangen, den Island-Schottland-Rücken überqueren. Entlang dieser morphologischen Barriere (bestehend aus dem Island-Farör-Rücken, Wyville-Thomson-Rücken und der Farör-Bank) existieren im Wesentlichen drei Kanäle, durch welche dieses sog. Norwegian Sea Deep Water (NSDW), bzw. North Component Water (NCW), ins Island Becken und somit in den Nordostatlantik gelangen kann (Poore et al., 2006; siehe Abb. 3.1.6). Der Faroer-

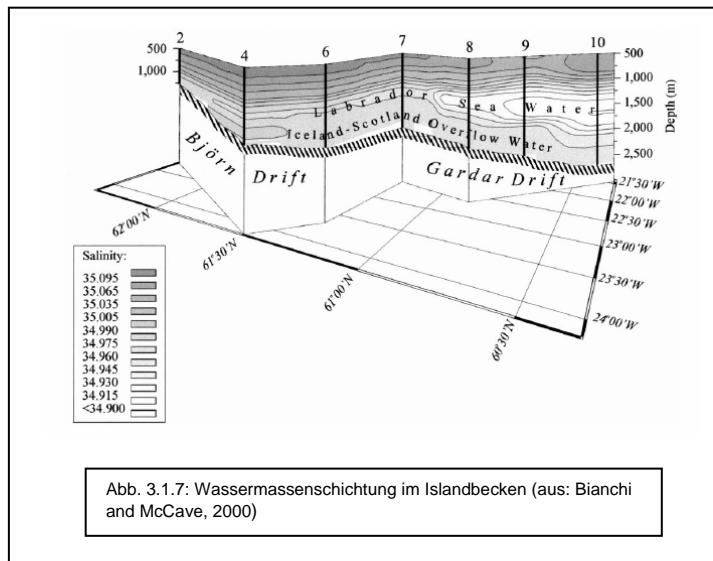


Bank Channel (FBC) bildet hierbei mit einer Wassertiefe von 800 – 1000 Metern einen wichtigen Pfad für südwärts strömendes Wasser aus den Nördlichen Meeren (Hansen et al., 2001). Diejenigen Wassermassen, die über den Island-Schottland-Rücken fließen, werden unter dem Oberbegriff Iceland-Scotland-Overflow-Water (ISOW) zusammengefasst. Letzteres wird nach McCartney (1992) als einer der Hauptvorläufer des North Atlantic Deep Water (NADW) beschrieben. Mit dem Eintritt des ISOW in das Nordostatlantische Becken entwickelt sich aus diesem unter dem Einfluss der Coriolis Kraft der sog. Deep Western Boundary Current (DWBC), der in seiner Fortsetzung am Ostrand des Reykjanes

Rückens in südwestlicher Richtung bis ungefähr zur CGFZ fließt, um dort in (um den südlichen Ausläufer des Reykjanes Rücken) nordwestlicher Richtung abzuzweigen, von wo er sich zunächst bis nahe an den Greenland-Scotland-Ridge bewegt und sich von dort aus unter dem Einfluß des DSOW wieder in Richtung Südwesten, über das Irminger Becken in die Labrador See, erstreckt (siehe Abb. 3.1.6).

Von den insgesamt fünf Hauptwassermassen, die das Island Becken kennzeichnen (van Akten u. de Boer, 1995), ist das ISOW im Hinblick auf die Deposition von Driftsedimenten wohl von entscheidender Bedeutung. Aufgrund der relativ hohen Dichte dieses Wasserkörpers (siehe Abb. 3.1.7), verdriftet es die Sedimente in dessen Einflußbereich als Tiefenströmung entlang der Gardar- und Björn Drift.

Dabei ist davon auszugehen, dass einerseits Sedimente in Form von IRD's aus höheren Breiten und andererseits Sedimente (neben den bereits oben erwähnten Liefergebieten) aus dem FBC in das Becken eingeschwemmt werden. Hierdurch kann es bei der Anwendung der  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Methode (siehe Kapitel 2.2.1) zu Problemen kommen, da sich Sedimentpartikel aus einer Wassertiefe von 800 – 1000 m mit Sedimenten aus einer Wassertiefe von ca. 2000 m vermischen können.



Darüber hinaus stellt sich bei dieser ozeanographischen Situation die Frage, inwiefern die Bildung von NADW (bzw. NEADW), und den damit verbundenen kurzen Wassermassenverweilzeiten, den Einbau von  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  in das Sediment der ODP-Site 983 beeinflusst hat. Diese Problematik wird anhand der vorgenommenen Hauptelement- und Isotopen Messungen in Kapitel 6 behandelt werden.

### 3.1.1.4 Altersmodell

Das auf die Proben der ODP-Site 983 angewandte Altersmodell setzt sich aus zwei publizierten Modellen zusammen, welche beide aus der  $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenkurve von Martinson et al. (1987) abgeleitet wurden. Das erste Altersmodell (siehe Abb. 3.1.8 (A) nach Channell et al. 1997) basiert auf der Korrelation von 23 „tie-points“ über einen Kernabschnitt von 0 bis ca. 310 ka (bzw. 0 – 34 mcd) mit einem  $\delta^{18}\text{O}$ -Referenzsignal, welches zwischen der Sauerstoffisotopie von planktonischen und benthischen Foraminiferen vermittelt. Hierbei wurde der Altersbereich von 0 – 130 ka anhand der entsprechenden Daten des Sedimentkerns SU90-08 und der daran anschließende Zeitraum von 130 – 310 ka mittels der SPECMAP-Stratigraphie datiert. Die Verwendung des Archivs SU90-08 erfolgte deshalb, weil der

SEPCMAP Kern in diesem Abschnitt eine geringere Auflösung als die des SU90-08 Archivs besitzt (Channell et al., 1997). Beim zweiten Altersmodell (in Hyun et al., 1999) wurden für das Zeitintervall von 0 – 310 ka (bzw. 0 – 34 mcd) lediglich 18 tie-points ermittelt. Hierbei wurden ausschließlich planktonische Foraminiferen bezüglich ihrer Sauerstoffisotopie gemessen und für die Alters-Tiefenkorrelation herangezogen.

Nach den so erhaltenen diskreten Alters-Tiefenbeziehungen konnten im Anschluß, über eine lineare Korrelation, die Berechnung der Alter für die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Proben durchgeführt werden. Die Ergebnisse dieser Berechnungen sind in Abb.3.1.8 dargestellt.

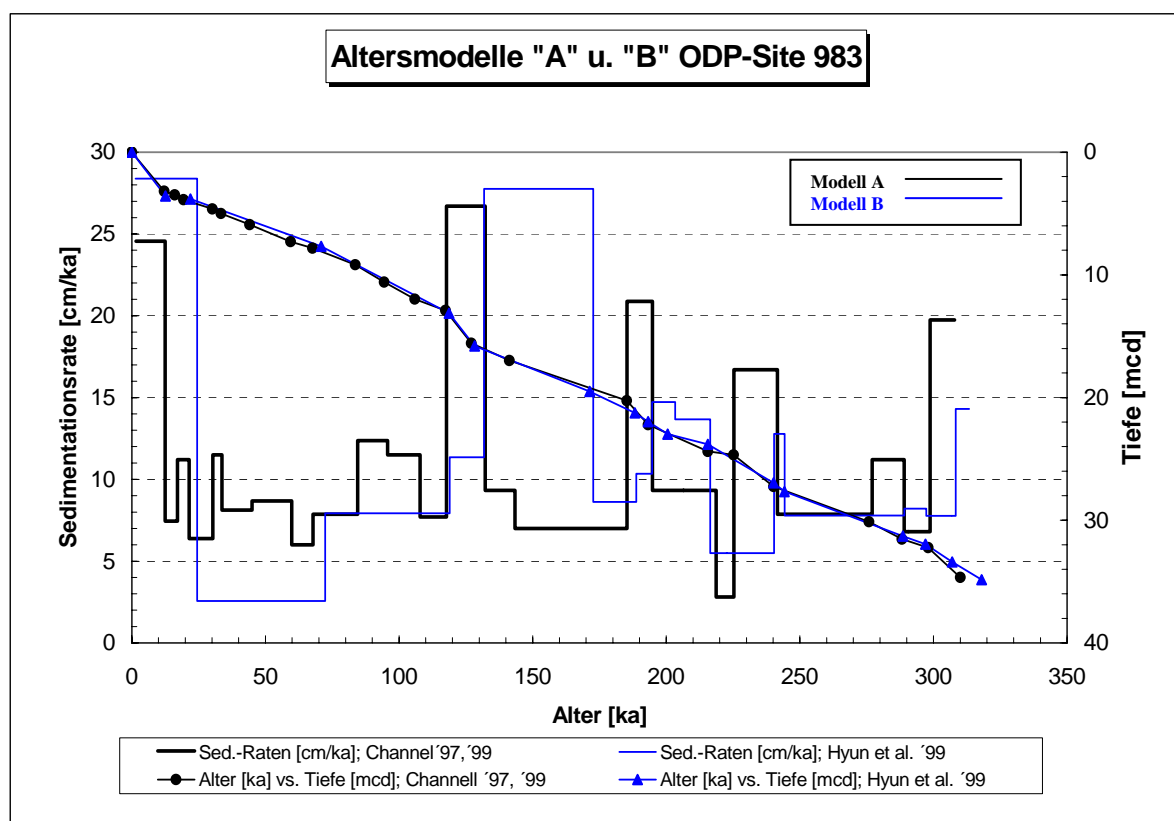


Abb. 3.1.8: Altersmodelle A u. B zur ODP-Site 983

Beim Vergleich der Altersmodelle A und B zeigt sich, dass Altersmodell A eine wesentlich höhere zeitliche Auflösung im Bereich von 0 – 130 ka (13 tie-points mit einer gemittelten zeitlichen Auflösung von ca. 10 ka und einer Tiefenauflösung von 1,28 mcd) besitzt. Altersmodell B weist in diesem Zeitintervall lediglich 4 tie-points mit einer mittleren zeitlichen Auflösung von ca. 26 ka und einer Tiefenauflösung von 3,16 mcd auf. Der daran anschließende Tiefenabschnitt ist für beide Modelle ungefähr gleich [jeweils 11 tie-points mit einer gemittelten zeitlichen Auflösung von ca. 16,4 ka für Modell A und B (bzw. 1,64 mcd)]. Entsprechend der besseren Auflösung des Modells A, zeigt sich im Intervall zwischen 0 und 130 ka ein wesentlich differenzierteres Muster hinsichtlich der Sedimentationsraten des Modells A. Abgesehen vom Zeitraum zwischen ca. 130 – 175 ka, lassen sich jenseits der 130 ka-Marke zumindest ähnliche Trends im Verlauf der Sedimentationsraten erkennen.

Da für die Berechnung der gemessenen Sedimente dieser Site u.a. auch die Sedimentationsraten eine wichtige Rolle spielen, wurde das Altersmodell A um 4 tie-points (zwischen ca. 170 u. 215 ka) aus dem Altersmodell B erweitert. Dies ist vor allem deshalb realisierbar, weil die Graphen der Alters-Relationen einen fast identischen Verlauf aufweisen. Auf diese Weise ergibt sich das in Abb. 3.1.9 dargestellte zusammengesetzte Altersmodell C, daß für die Berechnungen der Meßwerte der ODP-Site 983 zugrunde gelegt wurde.

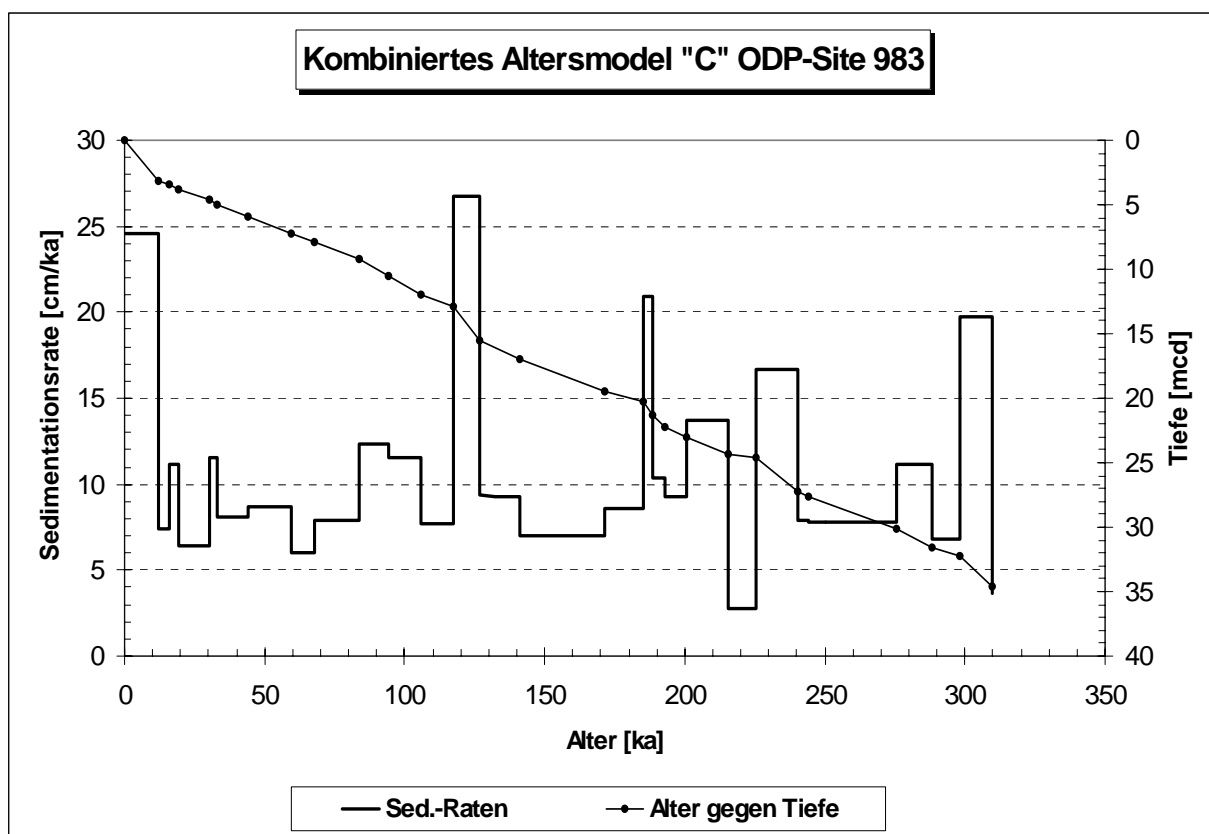
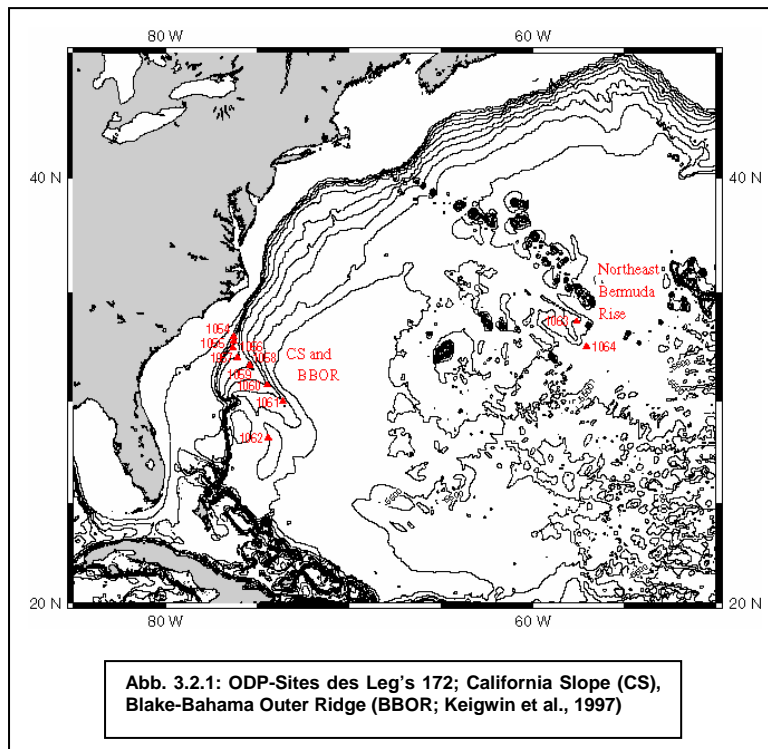


Abb. 3.1.9: Zusammengesetztes Altersmodell „C“ aus den Altersmodellen „A“ u. „B“

Das resultierende zusammengesetzte Altersmodell C besitzt demnach 27 tie-points mit einer mittleren zeitlichen Auflösung von 11,5 ka und einer Tiefenauflösung von 1,26 mcd. Das Maximum der Sedimentationsraten liegt bei 24,6 cm/ka und das Minimum bei 2,8 cm/ka. Daraus ergibt sich ein Mittelwert von 11,1 cm/ka. Berücksichtigt man bei dieser Betrachtung die zwischen den tie-points liegenden und linear korrelierten Proben, so ergibt sich nun für die zeitliche Auflösung ein Wert von 1,4 ka bei einer Tiefenauflösung von 0,16 mcd.

### 3.2 ODP-Leg 172: Nordwest Atlantische Sediment Drifts

Die zweite der im Rahmen dieser hier vorliegenden Arbeit beprobten und untersuchten Lokalität stellt die ODP-Site 1063 des ODP-Leg's 172 dar. Das Hauptanliegen dieses Leg's bestand dabei im Auffinden und Beprobieren von hochakkumulierenden Sedimentsequenzen im westlichen Nordatlantik, um schnelle Veränderungen im Klima und der Ozeanzirkulation während des mittleren Pliozäns bis in das Pleistozän hinein erfassen zu können. Da es schwierig ist, diesbezügliche Rückschlüsse von nur einer Lokalität zu ziehen, wurde das Leg 172 in Form eines Tiefentranssektes geplant. So dokumentieren



beispielsweise paläochemische Messungen vom Bermuda Rise (BR) Änderungen in der Tiefenwasserzirkulation für nur lediglich eine Meerestiefe von ca. 4600 m, da es sich bei dieser Lokalität um ein Tiefseeplateau handelt. Da allerdings Proxydaten bezüglich des Inhaltes an Nährstoffen in diesem Bereich große zeitliche Variationen aufweisen, lassen sich in diesem Fall keine Unterscheidungen zwischen latitudinalen Änderungen in der Mischzone zwischen den Quellen von nördlichem und südlichem Meerwasser, sowie Variationen im vertikalen

Verlauf einer benthischen Front treffen. Deshalb mußten mehrere Gruppen von Sites entlang einer Reihe von unterschiedlichen Wassertiefen erbohrt werden, um diese Änderungen in drei Dimensionen untersuchen zu können. Aus diesen Überlegungen heraus wurden entlang des Leg's 172 insgesamt 11 Sites mit Wassertiefen von ca. 1300 m – 5600 m erbohrt (siehe Abb. 3.2.1). Alle erbohrten Kerne dieser Sites zeichnen sich durch lückenlos vorhandene Sedimentsequenzen aus (Keigwin et al., 1997). Die wissenschaftlichen Ziele, die mit der Erforschung dieser Lokalitäten verknüpft sind, lassen sich in fünf Themenbereiche untergliedern:

1. *Rekonstruktion einer detaillierten Geschichte der spät-Neogenen Paläozeanographie und des Paläoklimas im Nordatlantik durch die Untersuchung von:*
  - (a) *Oszillationen von stabilen Isotopen (C u. O) auf tausendjähriger Zeitskala über die Auswertung von Häufigkeitsverteilungen von Flora und Fauna, Anteilen des Karbonatgehaltes und anderen lithologischen Komponenten, sowie Spurenmetallen in Drift Sedimenten.*

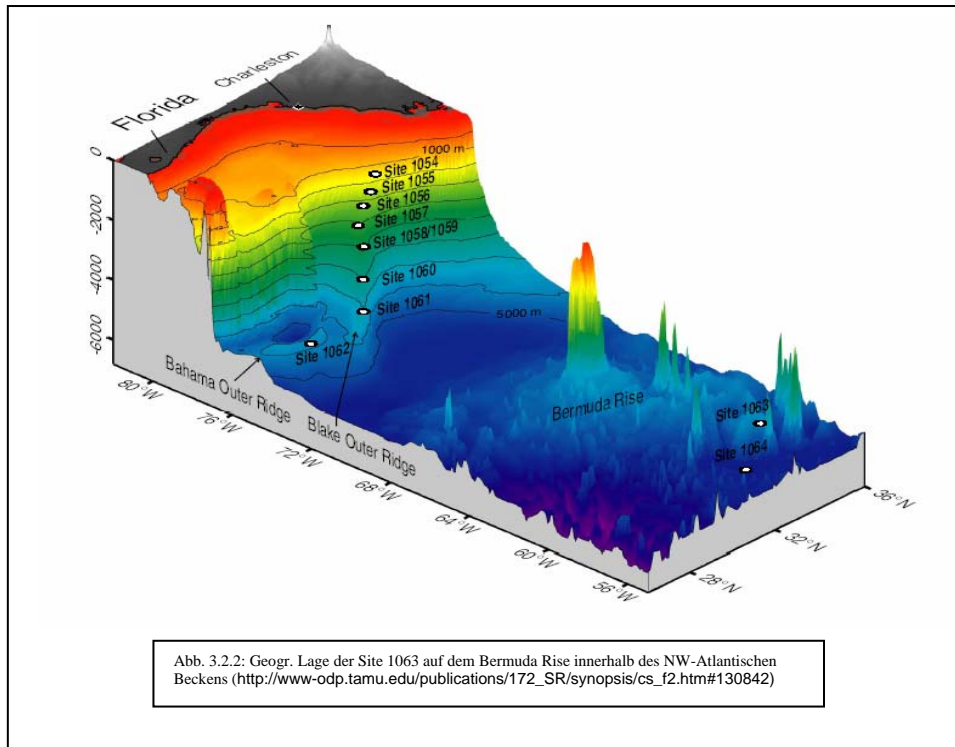
- (b) Der Natur der auftretenden Zyklizität der oben genannten Oszillationen.*
- (c) Beziehung dieser Zyklen mit der Vereisungsgeschichte der nördlichen Hemisphäre während des späten Neogens.*
- 2. *Untersuchung von Sedimentwellen-Wanderungen und Drift-Sedimentationsprozessen.*
- 3. ***Detaillierte Untersuchung der Variationen des Erdmagnetfeldes (säkulare Variationen und Umpolungsereignisse).***
- 4. *Untersuchung der Zusammensetzung von Tiefseesedimenten mittels geophysikalischer Methoden.*
- 5. *Untersuchung von geochemischen Signalen im Hinblick auf Bildung, Abbau und Verteilung von Gashydraten.*

Im Rahmen dieses ODP-Leg's ist die Site 1063 aufgrund ihrer Wassertiefe und der hohen Sedimentationsraten besonders gut geeignet, um die in den Sedimenten dieser Kerne konservierten Stoffflüsse im Hinblick auf die Erforschung von klimatischen Aspekten und somit auch der Rekonstruktion der Erdmagnetfeldstärke über eine  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  normierte  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphie zu realisieren.

### 3.2.1 ODP-Site 1063, Leg 172

#### 3.2.1.1 Geographische Lage

Die ODP-Site 1063 des Leg's 172 liegt innerhalb des Nordamerikanischen Tiefseebeckens auf einem abysalen Tiefseeplateau mit einer durchschnittlichen Wassertiefe von ca. 4600 m. Dieses Bermuda



Rise befindet sich ca. 680 km östlich der Bermuda Inseln und ist ca. 1000 km vom Ostamerikanischen Kontinentalrand entfernt (siehe Abb. 3.2.1). Die Fläche die das BR einnimmt beträgt ca. 900 X 600 km (Detrick et al., 1986). bei einer Hangneigung von weniger als 1:100. Die vier Sedimentkerne

HOLE	LATITUDE	LONGITUDE	SEA FLOOR DEPTH (mbrf)	TOTAL NO. CORES	TOTAL INTERVAL CORED (meters)	TOTAL CORE RECOVERED (meters)	AVERAGE PERCENT RECOVERED (percent)
1063A	33 41.2043' N	57 36.8979' W	4595,2	45	418,40	400,34	95,7
1063B	33 41.1885' N	57 36.8982' W	4594,7	38	351,60	341,95	97,3
1063C	33 41.1808' N	57 36.9028' W	4596,0	24	212,70	204,39	96,1
1063D	33 24.1717' N	57 36.9067' W	4596,2	19	173,10	176,54	102,0
<b>1063 Site totals:</b>				<b>126</b>	<b>1155,80</b>	<b>1123,22</b>	<b>97,2</b>

Tab. 3.2.1: Kenndaten und Koordinaten der ODP-Site 1063

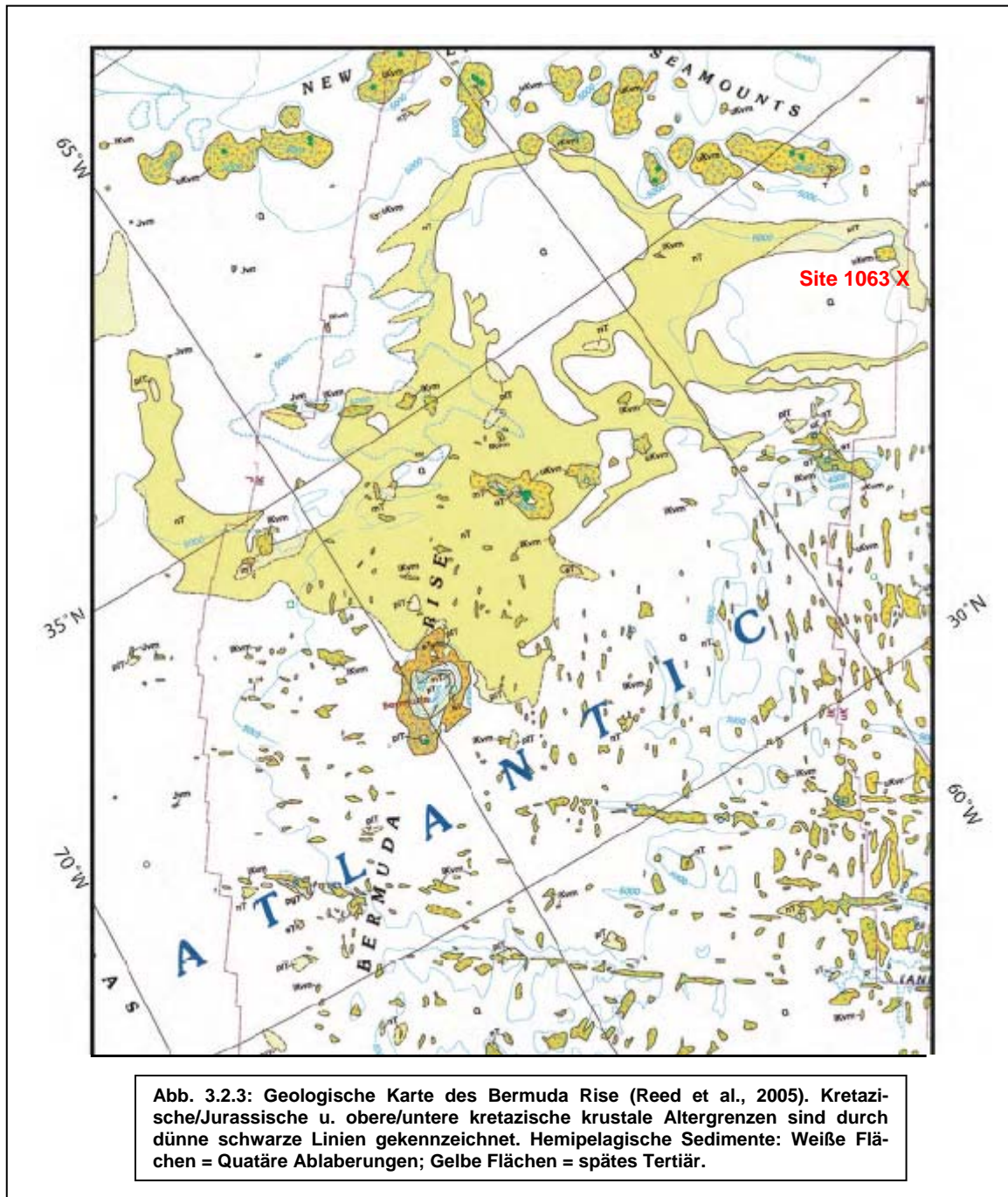
der Site 1063 wurden im nordöstlichen Teil des BR erbohrt (siehe Tab.3.2.1), in dem eine starke Wechselwirkung zwischen dieser morphologischen Erhöhung und des tiefen Gulf Stream Return Flow (GSRF) herrscht (McCave et al., 1982), welcher u.a. für die sehr hohen Sedimentationsraten von bis zu 200 cm/ka im NW-Atlantischen Becken und dem Sohm Abyssal Plain sowie des Bermuda Rise verantwortlich ist (Keigwin et al.,1997). Die das Bermuda Rise aufbauenden hauptsächlich siltig bis tonigen Sedimente lassen sich nach Keigwin et al. (1997) hauptsächlich dem ostkanadischen Schild zuordnen.



### 3.2.1.2 Geologische Verhältnisse

#### a.) Bermuda Rise

Das sich auf einer Länge von ca. 1500 km und einer Breite von ca. 500 – 1000 km Breite in nordöstlicher/südwestlicher Richtung erstreckende Bermuda Rise wird geologisch betrachtet als eine anomale Grundgebirgseinheit aufgefasst, welche in Richtung dessen Längserstreckung von vier Schildvulkan-



kegel unterbrochen wird (siehe Abb. 3.2.3). Dieses Bermuda Rise stellt nach Vogt & Jung (2007) morphologisch und geologisch gesehen die dominante Struktur im Nordwest Atlantischen Becken dar.



Als ein auffälliges bathymetrisches Merkmal wird das Bermuda Rise von einer Tiefenkontur umrissen, die sich in Form einer Isohypse in 5500 m beschreiben lässt (Jaroslow u. Tucholke, 1994). Darüber hinaus wird es von drei, mit diesen verbundenen, abyssalen Ebenen eingefasst. Hierbei handelt es sich um das Sohm Plateau im Nordosten, dem Hatteras Plateau im Westen und dem Nares Plateau im Süden (Pilkey u. Cleary, 1986). Während die allgemeine Geologie des Bermuda Rise relativ gut beschrieben ist, werden die genaueren geophysikalischen Prozesse, die dieser Entstehungsgeschichte zugrunde liegen immer noch kontrovers diskutiert. Aufgrund von früheren Tiefseebohrungen (DSDP Leg 43), kombiniert mit geophysikalischen Daten und Modellrechnungen, schlagen Vogt & Jung (2007) vor, dass der Vulkanismus und die Hebungsvorgänge, die zur Bildung des Bermuda Rise und den mit ihnen assoziierten vier Vulkanen geführt haben, im frühen bis mittleren Miozän (47-40 Ma) begannen. Andere Autoren (Morgan, 1983; Duncan, 1984; Mueller et al., 1993) sind der Meinung, dass dessen Bildung auf magmatische Aktivitäten bereits vor 65 Ma im Mississippi und vor ca. 115 Ma in Kansas zurückzuführen ist. Bathymetrische und magnetische Daten zeigen dagegen unzweifelhaft, dass die unter diesem Basement gelegene ozeanische Kruste, deren Alter auf ca. 105 – 140 Ma geschätzt wird (Vogt & Jung, 2007), dünner und seismisch aktiver ist als Krustenbereiche in unmittelbarer Nähe. Deshalb wird das Bermuda Rise (Bermuda Event) allgemein als ein Merkmal der ozeanischen Kruste beschrieben, dessen Entstehung auf eine anomal beschaffende Asthenosphäre zurückzuführen ist, die in die thermale Mantel-Kruste-Grenzschicht eindringt und mit der darüber liegenden Nordamerikanischen Platte drifft. Petrographisch ist das Bermuda Rise zu den Ozean-Insel-Basalten (OIB) zu stellen, welche in diesem Fall allerdings von Intrusionen durchsetzt wurden, die aus alkalischen und sehr titanreichen Gesteinen bestehen.

Die Mächtigkeiten der Sedimentbedeckung des Bermuda Rise erreichen in dessen zentralen Bereichen ca. 500 – 1000 m, 1000 – 1500 m im äußeren Nordosten, Westen und Südwesten, während sie im Südosten auf 100 – 500 m abnehmen (Tucholke, 1986). Die Drift-Sedimente bauten mächtige Turbiditsequenzen auf, die aus terrigenem und bioklastischem Material bestehen und dessen Sedimentationsgeschichte sich bis ins Pliozän zurückverfolgen lässt (Gradstein et al., 2004).

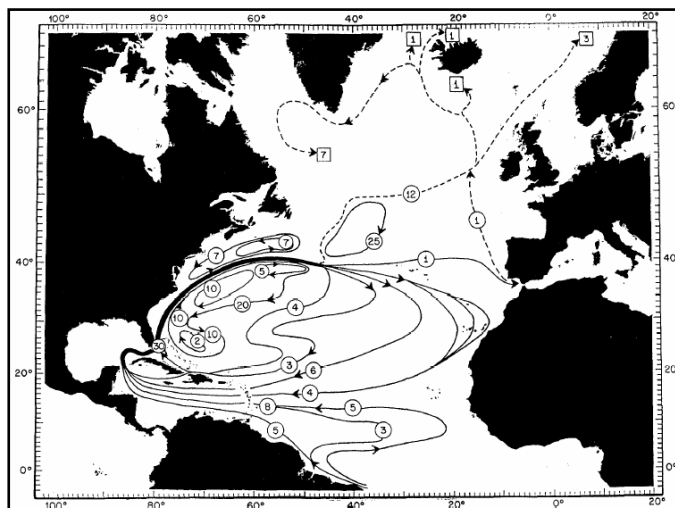
#### **b.) Lithologische Charakteristika der ODP-Site 1063**

Die an ODP-Site 1063 erbohrten Sedimentkerne zeigen alle eine kontinuierliche Sedimentabfolge von ca. 0 – 3,12 Ma, bei einer max. Teufe von ca. 420 mbsf. Die Sedimentationsraten liegen nach Silva et al. (1976) bei ca. 10 – 65 cm/ka, nach Keigwin u. Jones (1994) bei ca. 10 – 260 cm/ka und nach Grützner et al. (2002) bei ca. 3 – 70 cm/ka. Bei den beiden zuerst genannten Altersmodellen muss allerdings darauf hingewiesen werden, dass diese aus einem Sedimentkern (GPC-5) abgeleitet wurden, welcher während einer früheren Fahrt auf dem Bermuda Rise erbohrt wurden. Sie seien an dieser Stelle trotzdem erwähnt, da dieser Kern nach Schulze (2005) nur jeweils 150 m von den Bohrlöchern der Site 1063 entfernt ist. Die Sedimente der Site 1063 bestehen hauptsächlich aus schnell abgelagertem tonigem bis siltigem Material. Dabei variieren die olivgrünen bis grauen Tone mit Gehalten zwischen 70 – 100% mit wechselnden mikrofossil führenden Einschaltungen zwischen 15 – 30%

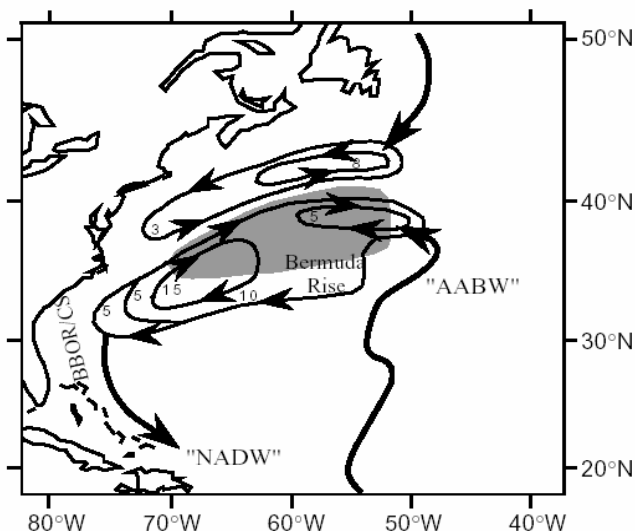
(gelegentlich auch bei bis über 60%). Lithostratigraphisch lässt sich eine Einheit feststellen, die in drei Untereinheiten gegliedert wird. Die Grenzen dieser liegen bei 0 – 135 (IA), 135 – 270 (IB) und 270 – 420 (IC) mbsf. Die Existenz nur einer lithostratigraphischen Einheit für einen Zeitraum von ca. 0 – 3,12 Ma legt nahe, dass Sedimentfocussing durch Tiefenströmungstransport den dominanten Ablagerungsprozess während des Neogens darstellt. Von besonderer Relevanz sind auch die eingeschalteten roten Lutith-Horizonte in den Untereinheiten IA und IB von denen man annimmt, dass sie einen erhöhten advektiven Transport von feinkörnigem Sediment aus dem Nova Scotia Bereich während klimatischer Kaltphasen widerspiegeln (Keigwin et al., 1997).

### 3.2.1.3 Hydrographie

Die das westliche Nordamerikanische Becken beherrschenden Strömungsverhältnisse werden hauptsächlich vom Nordatlantischen Strom (bzw. North Atlantic Current (NAC); Golfstrom), der aufgrund



(a)



(b)

Abb. 3.2.4 a-b: (a) Zyklonaler und Antizyklonaler Oberflächen Wassermassentransport im NW-Atlantischen Becken. Durchgezogene dicke schwarze Linie dokumentiert den Verlauf des NAC. Durchgezogene dünne Linien zeigen Verlauf der Wassermassen an. Einkreiste Zahlen stellen Wassermassenbewegung in Sv an (Schmitz u. McCartney, 1993) (b) Wassermassentransport im abyssalen Bereich über der Bermuda Rise. Schwarze Linien zeigen den Verlauf der Bodenströmungen mit den zugehörigen Wassermassenbewegungen in Sv (Zahlen) an. Der Grauer Bereich stellt den Umriss des Bermuda Rise dar (Keiwin et al., 1997).

seiner relativ geringen Dichte in oberflächennahen Schichten fließt, und der Deep Western Boundary Current bestimmt. Diese beiden Wassermassensysteme stehen in wechselseitiger Beziehung zueinander. Nachdem sich der DWBC einerseits im Islandbecken und andererseits im Irminger- und Labrador Becken gebildet und vereinigt hat (siehe Abb. 3.6 u. 3.7; Bianchi u. McCave, 2000), passiert er als Tiefenwasserstrom (NADW) auf seinem Weg nach Süden die Neufundland Schwelle, um in das westliche Nordamerikanische Becken zu münden. Von dort aus fließt ein Teil dieser Wassermassen am östlichen Rand des Nordamerikanischen Kontinents (in Tiefen > 5000 m) weiter in Richtung Süden, während ein anderer Teil die Tiefenwasserkomponente des sog. rezirkulierenden Wirbelsystems des Nordwestatlantiks bildet. Diese Rezierkulierung spielt nach Schmitz u. McCartney (1993) eine wichtige Rolle in Regionen mit Tiefenrandströmungen sowie bei der Wassermassenbildung und deren Modifikationen. In Abb. 3.2.4 sind die oberflächennahen sowie die Tiefenwassermassen Zirkulationsmuster dargestellt. Dabei zeigt sich, dass sich in Oberflächennähe zwei große Wirbelsysteme befinden, von denen der nördlicher gelegene zyklonal<sup>1</sup> und der davon südlich befindliche antizyklonal angelegt ist. Der dazwischen liegende und zunächst nach Osten flie-

<sup>1</sup> Zyklonal = Gegen den Uhrzeigersinn für Zirkulationen auf der Nordhalbkugel (Coriolis Kraft)

ßende NAC fächert in seinem weiteren Verlauf weiter auf und bildet so ein groß angelegtes rezirkulierendes System, dass sich an der Meeresoberfläche vom Osten Nordamerikas bis zum Westen Afrikas erstreckt. Besonders wichtig im Hinblick auf die Sedimentationsverhältnisse des Bermuda Rise, sind allerdings die sich bis auf den Meeresgrund fortsetzenden rezirkulierenden Wirbelsysteme im Nordwest Atlantischen Becken (siehe Abb. 3.2.4 a – b). Diese Wirbelsysteme besitzen an der Oberfläche wie auch in abyssalen Tiefenbereichen sehr hohe kinetische Energien, welche letztlich die Form des sedimentären Teils des Bermuda Rise in seine gegenwärtige Form „geschliffen“ hat. Ferner lässt sich in diesem Meeresbecken ein Bereich feststellen, in dem sich von Nord nach Süd fließendes NADW mit von Süd nach Nord fließendem und chemisch korrosivem Antarctic Bottom Water (AABW) vermischt (Schulze, 2005).

Bei der Frage nach der Herkunft der sehr großen Sedimentmächtigkeiten auf dem Bermuda Rise, spielen die oben genannten sehr hohen kinetischen Energien der darüber befindlichen rezirkulierenden Wirbelsysteme des DWBC die ausschlaggebende Rolle. Sie sind es letztlich, die diese abyssalen Tiefen zu Sedimentdrifts formen. Unter diesem Strömungsregime lassen sich theoretisch besonders effizient nicht kohesive Sedimentpartikel mit Korngrößen der >10 µm-Fraktion erodieren und transportieren (Robinson u. McCave; 1994; McCave, 1978). Da letztere aber in distalen Tiefseebecken den Ton- und Siltfractionen stark untergeordnet sind, spielen sie bei der Betrachtung der Site 1063 keine Rolle. Die sedimentären Liefergebiete für die turbiditischen Ablagerungen auf dem Bermuda Rise lassen sich aufgrund ihrer speziellen lithologischen Merkmale hauptsächlich in den ostkanadischen Raum zurückverfolgen (siehe Abb. 3.2.5 a – b). Diese Erkenntnis lässt sich nach Giosan et al. (2002) auf die Einschaltungen der roten Lutite in den Sedimentkernen der Site 1063 zurückführen, in denen sie zumeist in Glazial/Interglazial Intervallen anzutreffen sind. Diese roten Lutite werden allgemein als Tracer für nördliche Sedimentquellen angesehen (Hollister u. Heezen, 1972; Piper et al., 1994), da im Osten Kanadas große Vorkommen von den sehr mächtigen sog. Red Beds aufgeschlossen sind, welche permo-karbonischen Alters sind. Während die teilweise rötliche Färbung dieser Sedimentkerne auf das Vorhandensein von oxidierten Eisenmineralen (Fe(III)-Hydroxide bzw. Fe(III)-Oxide) zurückgeführt wird, lassen die grünlichen Bereiche auf eisenhaltige Minerale in ihrer reduzierten Form schließen (Keigwin et al., 1998). Daneben treten auch blauschwarze metastabile Eisenmonosulfide in den Sedimenten des Leg's 172 auf (Keigwin et al., 1998). Die von Schmitz u. McCartney (1992) genauer lokalisierten Quellgebiete dieser Sedimente sind (siehe 3.2.5):

1. Der Laurentinische Fächer (LF), der von dem feinkörniges Material gebildet wird, welches aus dem laurentinischen Kanal stammt und seine Fracht in Form von Suspensionsströmungen ins NW-Amerikanische Meeresbecken transportiert, in dem es anschließend herunter nach Süden in die abyssale Sohm Ebene fließt. Dort wird dann das gröbere Sedimentmaterial abgelagert, während die feinkörnigere Fraktion teilweise durch den DWBC in den Gulf Stream Return Flow (GSRF) gelangt, von dem es in Richtung Südwesten auf dem Bermuda Rise abgelagert wird (Laine u. Hollister, 1981)

2. Die Östlichen Grand Banks, von welchen durch benthische Stürme erodiertes Material durch das NADW auf das Bermuda Rise transportiert werden kann.
3. Der Nova Scotia Schelfbereich und der Kontinentalrand der nördlichen USA, von dem re-suspendiertes Material stammt (besonders in glazialen Stadien mit tieferem Meeresspiegelstand)

Weitere, aber eher spekulative, sedimentäre Quellen könnten z.B. die Corner Rise Seamounts oder das Eastward scarp sein (McCave et al., 1982). Ein weiteres Ursprungsgebiet für die Sedimente der Site 1063 (bzw. des Leg's 172) könnte nach Giosan et al., 2002 das Labrador Becken darstellen. Berücksichtigt man, dass die Sedimentsequenzen der Site 1063 durch einen relativ hohen Illit-Anteil gekennzeichnet sind, erscheint diese These sehr wahrscheinlich, da Fagel et al. (1996) in ihrer Untersuchung bezüglich der Verteilung von Tonmineralen im Nordatlantik durch den DWBC zeigten, dass der Illit Gehalt im Labrador Becken besonders hoch ist (ca. 30 – 60 % hinsichtlich des Tonmineralgehaltes).

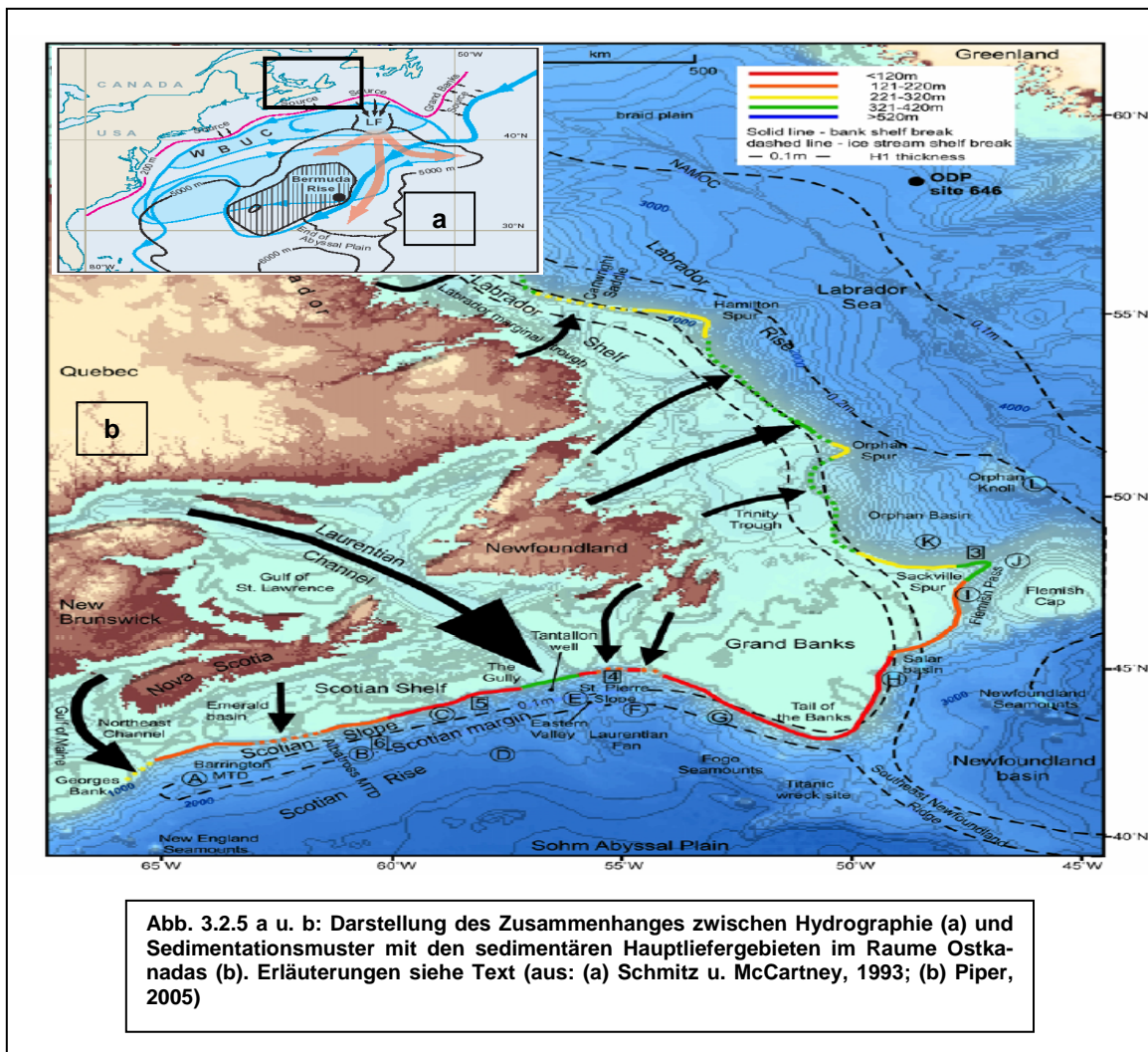


Abb. 3.2.5 a u. b: Darstellung des Zusammenhanges zwischen Hydrographie (a) und Sedimentationsmuster mit den sedimentären Hauptliefergebieten im Raume Ostkanadas (b). Erläuterungen siehe Text (aus: (a) Schmitz u. McCartney, 1993; (b) Piper, 2005)

### 3.2.1.4 Altersmodell

Die im Rahmen dieser Arbeit berechneten Daten der ODP-Site 1063 basieren auf dem Altersmodell von Grützner et al. (2002). Zur Korrelation der Tie-Points dienten hierbei die  $\text{CaCO}_3$  Datensätze der Sites des Blake Bermuda Outer Ridge und des Carolina Slope. Diese wurden anschließend an die orbitalen Bahnparameter (Schiefe der Ekliptik und Präzession) mit Periodendauern von 41 ka und 19 – 23 ka angeglichen. Aus dem so gewonnenen Referenzsignal (Alter gegen Tiefe), konnte folgend eine entsprechende Alters-Tiefen-Korrelation für die Site 1063 ermittelt werden. Für den in dieser Arbeit untersuchten Bereich von 0 – 263 ka liefert dieses Modell 22 Tie-Points (siehe Abb. 3.2.6).

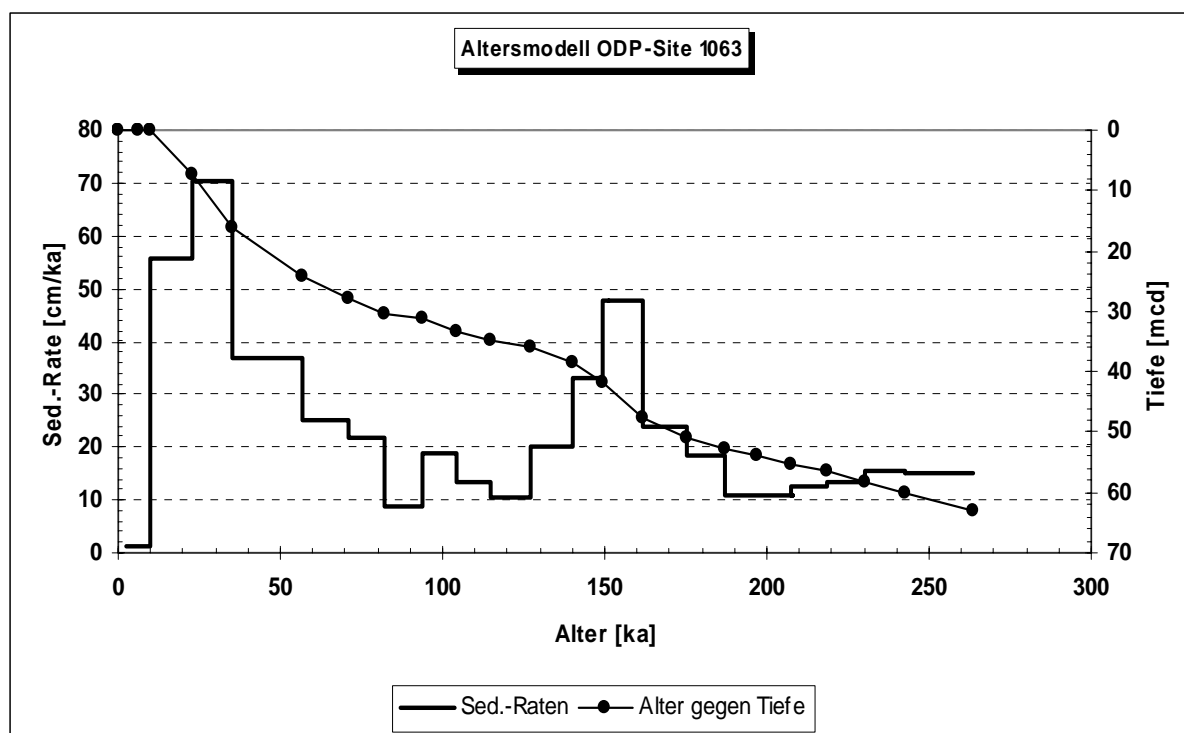


Abb. 3.2.6: Altersmodell der ODP-Site 1063. Die Punkte kennzeichnen die Tie-Points.

Berücksichtigt man nur die Tie-Points, so ergibt sich eine gesamte zeitliche Auflösung von ca. 12 ka bei einer Tiefenauflösung von ca. 2,9 mcd. Dabei fällt auf, dass der Bereich zwischen 0 – 56,8 ka (bzw. 0 – 24,2 mcd) mit nur 5 Tie-Points versehen ist. Ein für diesen Bereich etwas höher aufgelöstes Modell existiert von Keigwin u. Jones (1994). Dieses Altersmodell wurde während einer früheren Deep Sea Drilling Project-Kampagne erbohrt, wobei der Sedimentkern mit der Bezeichnung GPC-5 ca. 150 m von der ODP-Site 1063 entfernt liegt. Letzteres Modell wurde im Rahmen dieser Arbeit aber nicht angewandt, da die ermittelten Sedimentationsraten teilweise um einen Faktor von 4 (ca. 260 cm/ka für den Altersbereich zwischen 10 u. 20 ka) über denjenigen Werten liegen, die Grützner et al. (2002) für die Site 1063 berechneten. Die Sedimentationsraten weisen einen Maximalwert von ca. 70 cm/ka in einem Altersbereich zwischen 22,8 und 35,1 ka und einen Minimalwert von ca. 1,2 cm/ka in einem Zeitintervall von 0 – 9,6 ka. Der daraus resultierende Mittelwert liegt demzufolge bei ca. 21 cm/ka. Die Ermittlung der Alter für die in dieser Arbeit untersuchten Sedimentproben wurden in Form einer linea-

ren Korrelation durchgeführt. Demnach ergibt sich eine zeitliche Auflösung von ca. 1,4 ka bei einer Tiefenauflösung von 0,35 mcd.





## 4. Chemisch Analytische Methoden

Das folgende Kapitel dient der kurzen Beschreibung der angewandten analytischen Methoden zur Erlangung der im nächsten Kapitel dargestellten Datensätze. Genauere Anleitungen bezüglich der geochemischen Aufbereitungsmethoden oder der Beschreibung zur Messtechnik der beschriebenen Messgeräte, sind entweder dem Anhang oder der angegebenen Literatur zu entnehmen.

Die im Rahmen dieser Dissertation bearbeiteten Tiefssesedimentproben der ODP-Sites 983 (Leg 162; Island Becken) sowie 1063 (Leg 172; Bermuda Rise) belaufen sich auf ca. 200 Einzelproben je Site. Diese Proben wurden nach dem Trocknen und Mörsern auf dreierlei Art und Weise für die anschließend folgende apparative Analytik aufbereitet (siehe Abb. 4.1).

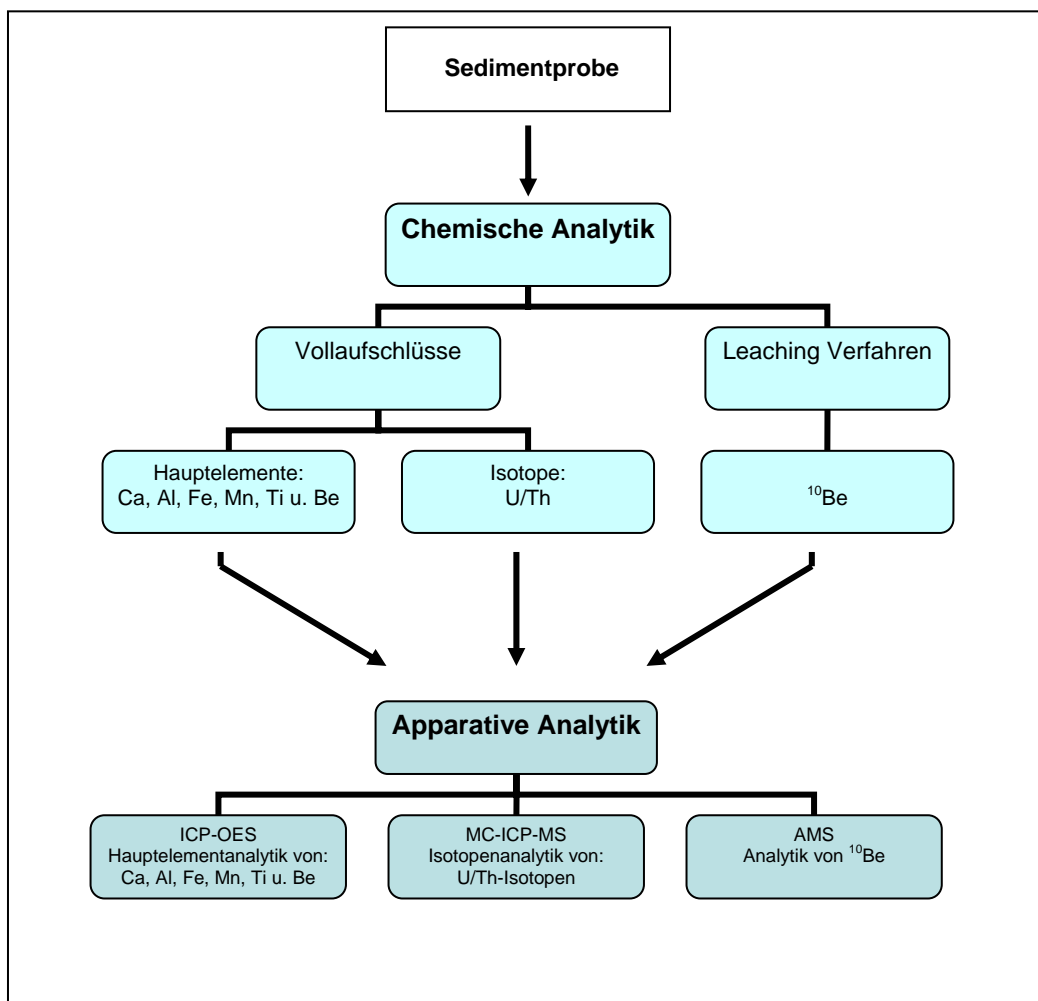


Abb. 4.1: Organigramm zur Darstellung der prinzipiellen Vorgehensweise bei der chemischen und apparativen Analytik der untersuchten Sedimentproben (ODP-Sites 983 u. 1063)

#### 4.1 Nasschemische Analytik

Wie in Abb. 4.1 dargestellt, wurden im Wesentlichen zwei Sedimentaufschlussmethoden für die zu bearbeitenden Proben verwendet. Hierbei handelt es sich zum einen um den sog. Vollaufschluss, der für die Hauptelement- und der Isotopenanalytik (hier mit anschließender sequentieller Flüssig Säulenchromatographie) und zum anderen um das sog. Leaching Verfahren für die  $^{10}\text{Be}$  Analytik.

##### 4.1.1 Vollaufschlüsse

###### **(a) Aufbereitungsmethode für die Messung der Hauptelemente (Ca, Al, Fe, Mn, Ti u. Be):**

Bei dieser Methode wurden ca. 0,07 g getrocknetes und gemörsertes Sediment je Probenpunkt mit einem Säuregemisch aus Salzsäure (HCl, 37% p.A), Salpetersäure (HNO<sub>3</sub>, 65% p.A) und Flusssäure (HF, 48% p.A) versehen und in Heizbänken unter Überdruckbedingungen in Teflonbechern aufgeschlossen. Die Verwendung der beschriebenen Säuren verfolgt dabei folgende Zwecke:

1. unter Verwendung von HCl evtl. Schwermetallverbindungen zu lösen,
2. durch den Einsatz von HNO<sub>3</sub>, organische Verbindungen über oxidative Reaktionsmechanismen abzubauen bzw. zu lösen,
3. mittels Zugabe von HF die silikatischen Komponenten der Probe in Lösung zu überführen.

Die aufgeschlossenen Proben wurden anschließend in 10 ml Kolben umpipettiert und mit bidestilliertem Wasser auf ein Volumen von 10 ml aufgefüllt, um eine 6,5 %-ige Lösung je Probe zu erhalten. Diese Proben wurden im weiteren analytischen Verlauf an einem ICP-OES gemessen.

Mit den Kapazitäten unseres Chemielabors (Probenaufschlussbehälter für 2 x 16 Proben vorhanden) konnten auf diese Weise maximal 28 Proben (inkl. 2 Blanks u. 2 Standards) innerhalb einer Woche bearbeitet werden. Um die Aufschlussqualität abschätzen und gewährleisten zu können, wurden bei jeder Aufschlusskampagne jeweils zwei Proben eines Standardmaterials mit zertifiziertem Haupt- und Spurenelementgehalt zusammen mit den Proben unbekannter Zusammensetzung (ODP-Proben) gemessen. Bei diesem verwendeten Standardmaterial handelt es sich um ein kanadisches Meeressediment mit der offiziellen Bezeichnung „Pacs2“ (Datenblatt siehe Anhang).

###### **(b) Aufbereitungsmethode für die Messung der Uran- und Thorium Isotope:**

Die zweite Vollaufschlussmethode verfolgt prinzipiell die gleichen oben beschriebenen Ziele, unterscheidet sich von dieser aber im Hinblick auf die Bestimmung der Konzentrationen bestimmter Uran- und Thorium Isotope ein wenig. Zunächst wurden 0,1 g trockenes Sediment in Teflonbechern eingewogen, mit der oben beschriebenen Säuremischung versehen und im Anschluss daran mit jeweils 100 µl einer Uran- und Thorium Spikelösung versetzt. Der Aufschluss und das Abrauchen dieses Gemisches erfolgte in einem Mikrowellenofen. Das daraus resultierende Produkt (ein trockenes, verfestigtes Pulver) konnte nun mit HCl (37%) unter Wärmezufuhr von ca. 100°C gelöst werden, und stand anschließend für die Chroma-

tographische Säulentrennung bereit. Mit diesem nasschemischen Verfahren erreicht man einerseits (durch Einsatz eines Anionenaustauscher Harzes in einer Säule) die Trennung von Uran und Thorium gegenüber anderer störender Elemente (z.B. Alkalien und Erdalkalien, die in sehr hohen Konzentrationen vorliegen), aber andererseits auch die gegenseitige Trennung von Uran und Thorium, die nach erfolgtem analytischem Trennungsgang folglich in zwei unterschiedlichen Lösungen vorliegen und somit auch separat gemessen werden können (siehe Abb. 4.1). Nach dem Eindampfen dieser Uran und Thorium Extrakte wurden diese mit ca. 5 ml einer ca. 6,5 %-igen  $\text{HNO}_3$ -Lösung in Zentrifugenröhrchen aufgenommen, um anschließend für die Messung am MC-ICP-MS bereit zu stehen (genaue Rezeptur siehe Anhang).

#### 4.1.2 Leaching Verfahren ( $^{10}\text{Be}$ -Aufbereitungsmethode)

Im Gegensatz zu den oben dargelegten Vollaufschlüssen, die zum Ziel haben, den gesamten Sedimentdetritus zu zerlegen und in Lösung zu überführen, erreicht man mit dem Leaching Verfahren im Idealfall eine Abtrennung der adsorbtiv an den Sedimentdetritus gebundenen Anteile des Sediments. Aus diesem Grund erweist sich diese Methode als besonders geeignet zur chemischen Abtrennung des adsorbtiv an die Sedimentkörner gebundenen  $^{10}\text{Be}$ . Als erstes werden bei diesem sequenziellen Trennungsgängen ca. 0,5 g Sediment eingewogen, mit  $\text{HCl}$  (25 %) und Wasserstoffperoxid ( $\text{H}_2\text{O}_2$ ) versehen und anschließend mit 0,5 ml eines  $\text{Be}$ -Standards versehen. Die so hergestellten Probengemische wurden zunächst insgesamt zwei Tage zum Leachen stehen gelassen und in der Folge zentrifugiert. Die Leachate wurden dann in Form eines sequenziellen Trennungsverfahrens (dass im wesentlichen auf Fällungs- und Lösungsreaktionen basiert) im Hinblick auf Beryllium isoliert, welches nach dem letzten nasschemischen Trennungsschritt als  $\text{BeCO}_3$  vorliegt und bei ca.  $500^\circ\text{C}$  zu  $\text{BeO}$  reagiert. Dieses Pulver musste im Anschluss daran in sog. Proben targets überführt werden, um die Proben am AMS messen zu können (genaue Anleitung siehe Anhang).

## 4.2 Apparative Analytik

Die Messungen der aufbereiteten Sedimentproben wurden am MC-HR-SF-ICP-MS (Institut für Petrologie und Geochemie der Universität Frankfurt am Main), ICP-OES (Institut für Umweltgeochemie der Universität Heidelberg) und AMS (Institut für Teilchenphysik; ETH Zürich) durchgeführt.

### 4.2.1 MC-SF-ICP-MS (Multiple Collector Sector Field Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer)

Das MC-SF-ICP-MS bietet gegenüber des in der Vergangenheit häufig verwendeten Alpha-Spektrometers den Vorteil, dass dieses Messgerät die Möglichkeit bietet, eine Vielzahl von Isotopen in einem Messvorgang mit sehr hoher Genauigkeit und relativ kurzer Messzeit zu bestimmen. Prinzipiell besteht das MC-SF-ICP-MS aus drei Modulen (siehe Abb. 4.2.1). Zunächst wird die flüssige Probe dem sog. ICP-Modul zugeführt, in dem die Analyten mittels einer Schlauchpumpe in die Plasma Fackel gelangen. Hier werden sie durch die hohen Temperaturen (ca. 8000 K) im Argon Plasma positiv ionisiert und durch die zwischen ICP- und ESA-Modul (electrostatic analyzer) herrschende negativ angelegte Spannung (kV-Bereich) mit hoher Geschwindigkeit in das ESA-Modul transferiert. Dort findet im wesentlichen eine Energiefokussierung und Beschleunigung der Ionen statt. Im sog. Multicollector-Modul werden dann die das ESA-Modul verlassende Ionen, entlang einer Kreisbahn, durch einen magnetischen Sektor geleitet, in dem die Massenauftrennung entsprechend des Verhältnisses von Massen- zu Ladungszahl stattfindet. D.h., dass die unterschiedlich schweren Massen unterschiedliche Radien bei ihrer Bewegung durch das Magnetfeld beschreiben, um so schließlich im Multicolector Array von unterschiedlichen Farraday Cups aufgefangen zu werden. Da die auf die Oberfläche der Farraday Cups aufschlagenden Ionen den Ladungszustand dieser Cups verändern, lässt sich über die Messung der Ladung pro Zeiteinheit (counts per second) indirekt die Menge der entsprechenden Massen über eine Aquisitionsoftware bestimmen (Thermo Hardware Manual, 2004). Die Quantifizierung der Messsignale erfolgte für Uran mittels eines sog.  $^{233}\text{U}/^{236}\text{U}$ -Doppelspikes, dessen Isotopenverhältnis und Konzentration bekannt war. Dieser Doppelspike wurde (nach der sog. Isotopen Verdünnungsmethode) einer jeden Probe als interner Standard

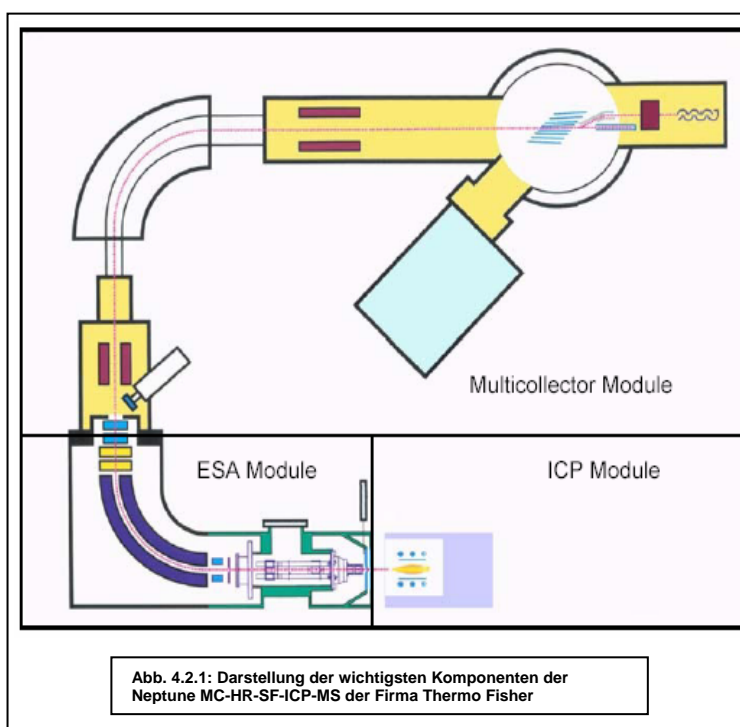
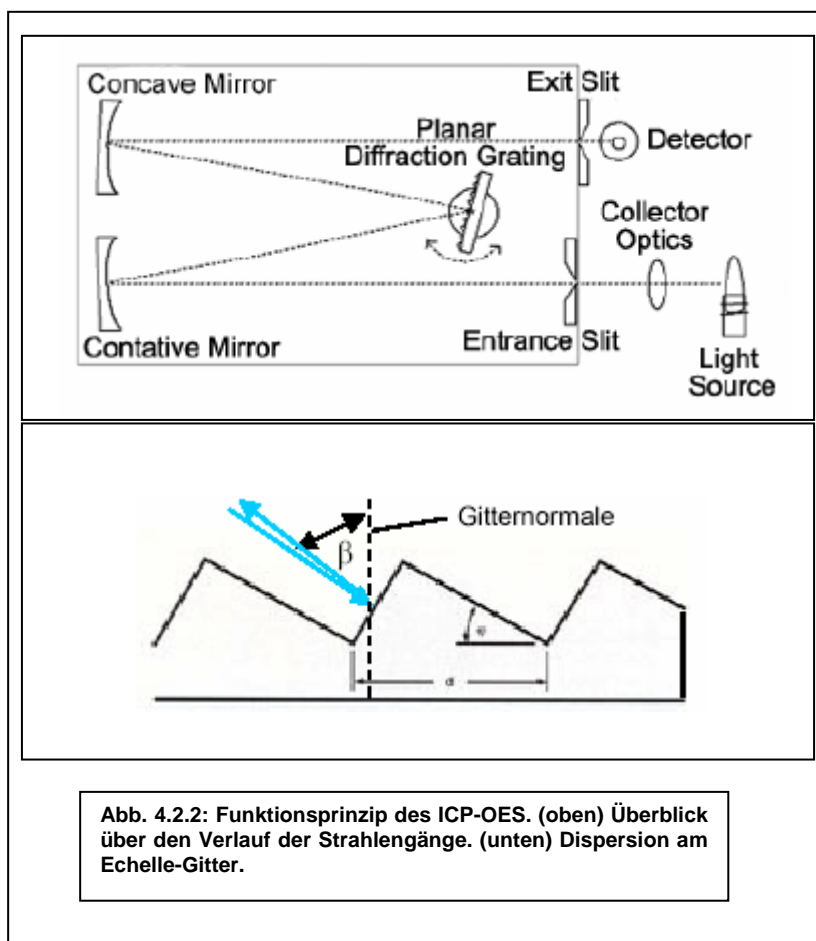


Abb. 4.2.1: Darstellung der wichtigsten Komponenten der Neptune MC-HR-SF-ICP-MS der Firma Thermo Fisher

beigefügt. Hierdurch konnten zudem die typischen Fraktionierungsprozesse, die bei diesem Gerät üblich sind für jede Einzelprobe korrigiert werden. Für die Thorium Messungen wurde in ähnlicher Weise verfahren. Allerdings konnte in diesem Fall, als interner Standard, lediglich ein „Single-Spike“ in Form von  $^{229}\text{Th}$  verwendet werden (siehe Anhang).

#### 4.2.2 ICP-OES (Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometer)

Mit Hilfe der optischen Emissionsspektrometrie (OES) können verschiedene Hauptelemente über ihre charakteristische Strahlung nachgewiesen werden. Bei dem verwendeten Gerät handelt es sich um das Vista MPX der Firma Varian. Die Sedimentproben der ODP-Sites 983 und 1063 wurden auf Ca, Al, Fe, Mn, Ti und Be untersucht. Die Quantifizierung der Messsignale wurde über entsprechende Einzelelementstandard Lösungen durchgeführt (siehe Anhang). Das Messprinzip dieses Gerätes lässt



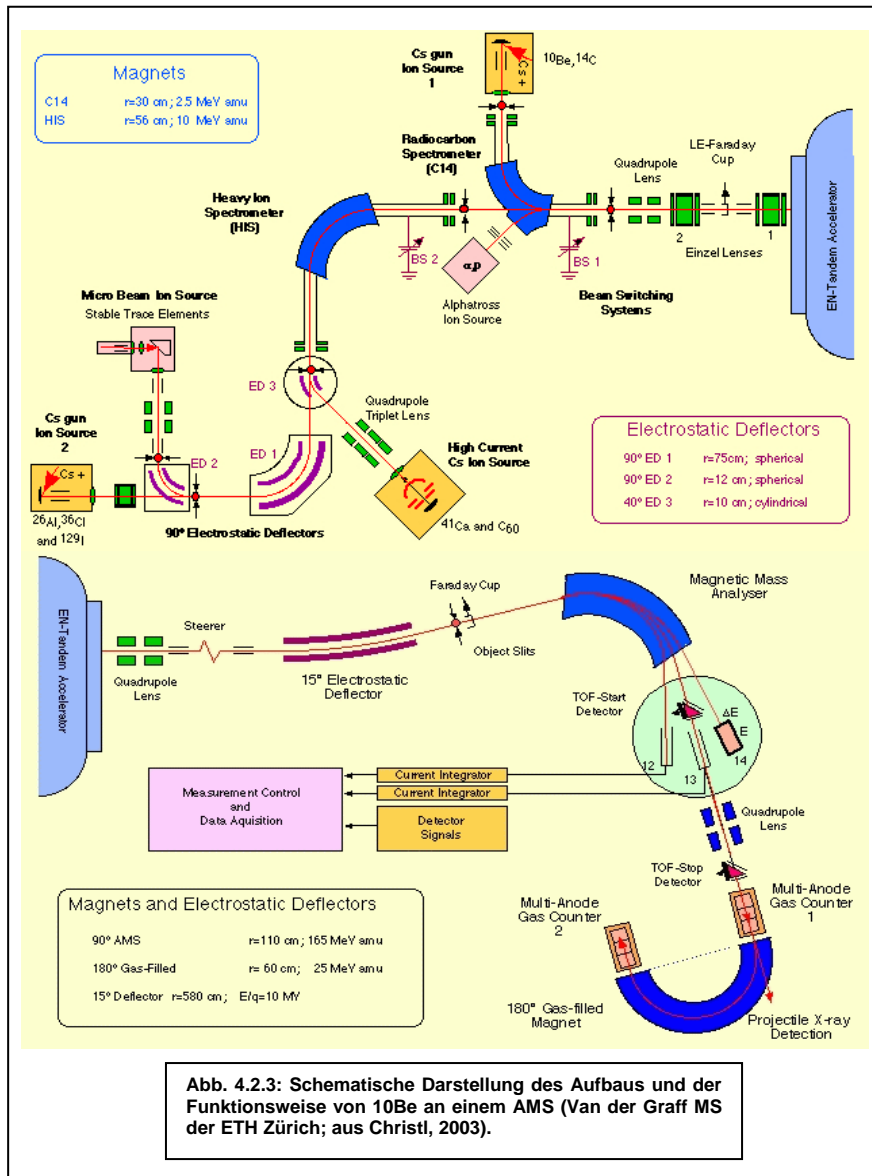
sich folgendermaßen beschreiben: Durch Zuführung von thermischer Energie können Atome oder Ionen aus ihrem Grundzustand in einen angeregten Zustand höherer Energie gebracht werden. Unter der Emission von Strahlung gehen sie wieder in ihren Grundzustand über. Das daraus resultierende Linienspektrum ist charakteristisch für jedes Element und die Intensität verhält sich direkt proportional zur Anzahl in der Probe vorhandener Atome oder Ionen des entsprechenden Elementes. Die technische Umsetzung dieses physikalischen Prinzips lässt sich aus Abb. 4.2.2 erkennen. Das von der Plasma Fa-

ckel emittierte Licht fällt über einen Eingangsspalt und ein Spiegelsystem auf das sog. Echelle-Gitter (siehe Abb. 4.2.2 unten), wo es durch Beugung spektral zerlegt wird. Hierbei handelt es sich um ein sehr genau gefertigtes Gitter mit Sägezahnprofil, wobei eine Reflexion der einfallenden Strahlung an den schmalen Kanten der Zähne erfolgt. Dadurch erreicht man eine sehr hohe Dispersion. Das gestreute Licht fällt nun auf einen weiteren Reflektor, und jeder einzelne Strahlengang wird noch einmal zerlegt. Nach Fokussierung über ein optisches Linsensystem entsteht jeweils ein zweidimensionales

Bild des Spektrums (Wellenlänge u. Ordnung) auf den Flächen, die mit Detektoren ausgestattet sind. Das empfangene elektrische Signal ist ortsabhängig und verhält sich proportional zur Lichtintensität (aus: Maciejczyk, 2005).

### 4.2.3 AMS (Accelerator Mass Spectrometer)

Die AMS-Technik unterscheidet sich von anderen Formen der Massenspektrometrie im Wesentlichen dadurch, dass die zu analysierenden Massen auf hohe kinetischen Energie beschleunigt werden.



Hierdurch ergibt sich für die Messungen von Elementen und Isotopen eine sehr hohe Sensitivität. Bei der im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten <sup>10</sup>Be-Messungen wurden je ODP-Site ca. 100 Einzelmessungen durchgeführt, um eine möglichst hoch aufgelöste <sup>10</sup>Be-Stratigraphie zu erhalten. Das Messprinzip von <sup>10</sup>Be-Proben an einem AMS (siehe Abb. 4.2.3) lässt sich wie folgt beschreiben: Zunächst wird die Probe, welche im Zuge der Sedimentaufbereitung in einem sog. Target fixiert wurde, mittels einer Cäsium Ionenquelle mit positiven Ionen beschossen. Bei der Kollision der Cs-Ionen mit dem in der Probe enthal-

tenen BeO wird letzteres durch Aufnahme von Elektronen negativ geladen (BeO<sup>-</sup>). Die so gebildeten negativen Molekülonen werden in der Folge durch elektrostatische Felder fokussiert, und durch ein Magnetfeld aufgrund ihres Impuls/Ladungs-Verhältnis vorselektiert. Anschließend werden abwechselnd negative <sup>10</sup>BeO- sowie <sup>9</sup>BeO Moleküle in den Beschleuniger geleitet. Ansonsten werden die <sup>9</sup>Be-Moleküle in einen Faraday-Cup gelenkt. In einem sog. Tandem van de Graaff-Beschleuniger werden die einfach negativ geladenen BeO-Molekülonen mit Spannungen von ca. 5 – 6 MeV beschleunigt

und mit den Bestandteilen eines sog. Strippergases (Ar) zur Kollision gebracht. Die hierbei auftretenden Wechselwirkungen bewirken einerseits die Zerlegung der Moleküle und andererseits, dass die Be-Molekülonen einen Teil ihrer Hüllenelektronen „abgestreift“ bekommen so dass positive Be-Ionen entstehen. Die unter anderem gebildeten  $\text{Be}^{3+}$ -Ionen werden abermals beschleunigt und besitzen nach dem Verlassen des Beschleunigers eine kinetische Energie von ca. 20 MeV. Durch einen anschließenden elektrostatischen Sektor werden diese Ionen entsprechend ihrer Energie, in einem weiteren magnetischen Feld nach dem Verhältnis von Impuls zu Ladung getrennt. Der Strom der  ${}^9\text{Be}^{3+}$ -Ionen wird in einem zweiten Faraday-Cup gemessen. Die Bestimmung des  ${}^{10}\text{Be}^{3+}$ -Ionenstromes erfolgt im Gegensatz dazu in einem mit Argon und Methan gefüllten Gasdetektor. In diesem findet eine Messung hinsichtlich der Gesamtenergie der Ionen als auch des Energieverlustes pro Längeneinheit statt. Aufgrund der verschiedenen Bremsverhalten der beiden Isobare  ${}^{10}\text{B}$  und  ${}^{10}\text{Be}$ , lassen sie sich auf diese Weise trennen. Durch diesen schematisch dargestellten Messvorgang erhält man anschließend das Verhältnis von  ${}^{10}\text{Be}$  zu  ${}^9\text{Be}$ , das über einen Standard bezüglich der Konzentrationen quantifiziert werden kann (aus: Christl, 2003).





## 5. Darstellung und Interpretation der Messergebnisse

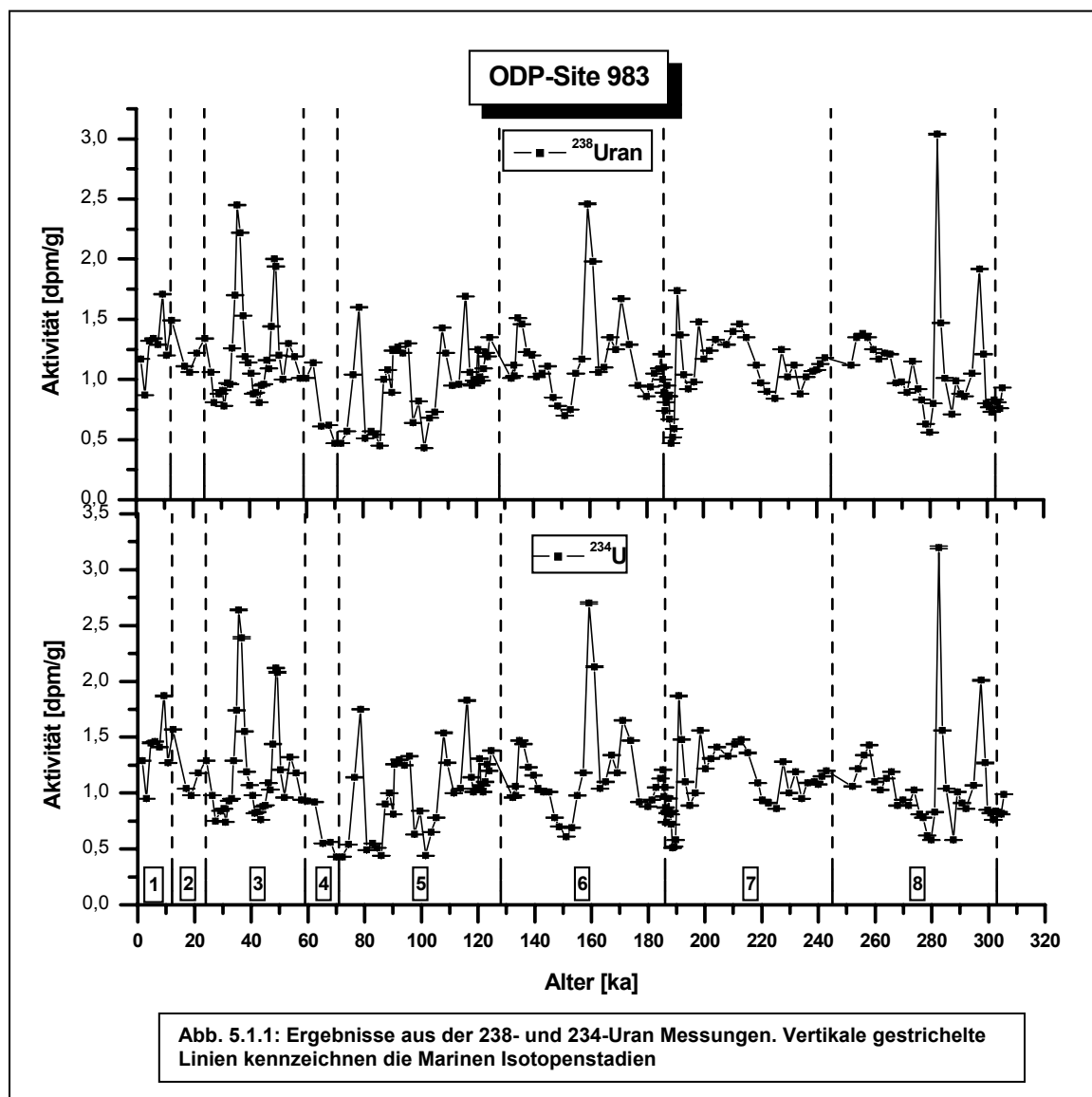
In diesem Kapitel werden die im Rahmen der hier vorliegenden Dissertation gemessenen Bestandteile der untersuchten Sedimentproben der ODP-Sites 983 und 1063 vorgestellt und interpretiert. Die Probenmenge beläuft sich hierbei auf ca. 200 Sedimentproben, die ungefähr 800 Einzelmessungen repräsentieren. Um diese große Datenmenge sinnvoll darzustellen und auszuwerten, erfolgte die Unterteilung dieses Kapitels jeweils nach den unterschiedlichen Probenlokalationen, die ihrerseits weiterhin entsprechend ihrer Messmethoden untergliedert wurden. In denen sich daraus ergebenden Unterkapiteln wurde der Versuch unternommen den eher deskriptiven Teil der Arbeit („Darstellung der Messergebnisse“) von der Interpretation („Interpretation der Messergebnisse“) zu trennen, was aber wegen der offensichtlichen Aussagekraft vieler dargestellter Diagramme nicht konsequent eingehalten werden konnte. Im anschließenden Kapitel 6 werden die dargestellten und interpretierten Ergebnisse der hier vorgenommenen Untersuchungen dann mit weiteren Datensätzen aus der Literatur verglichen, um zu weiterreichenderen Erkenntnissen im Hinblick auf die globale Rekonstruktion der Erdmagnetfeldstärke über  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  normierte  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien zu kommen.

Es sei zudem darauf hingewiesen, dass es sich bei dem Hauptteil der Uran/Thorium Daten der Site 1063 für den Zeitraum zwischen ca. 90 und 0 ka um Messungen handelt, die an einem Alphaspektrometer vorgenommen wurden (Fehlerbereich 1 Sigma; vergl. Schulze, 2005). Da diese Daten aufgrund ihrer großen Fehlerbalken von den U/Th-Daten zu unterscheiden sind, welche mit dem MC-ICP-MS gemessen wurden, konnte auf eine gesonderte Kennzeichnung verzichtet werden. Die Darstellung der Fehler aller in dieser Arbeit gezeigten Datensätze erfolgte, mit Ausnahme von den alphaspektrometrisch gemessenen Proben, im 2 Sigma Bereich.

## 5.1 ODP-Site 983

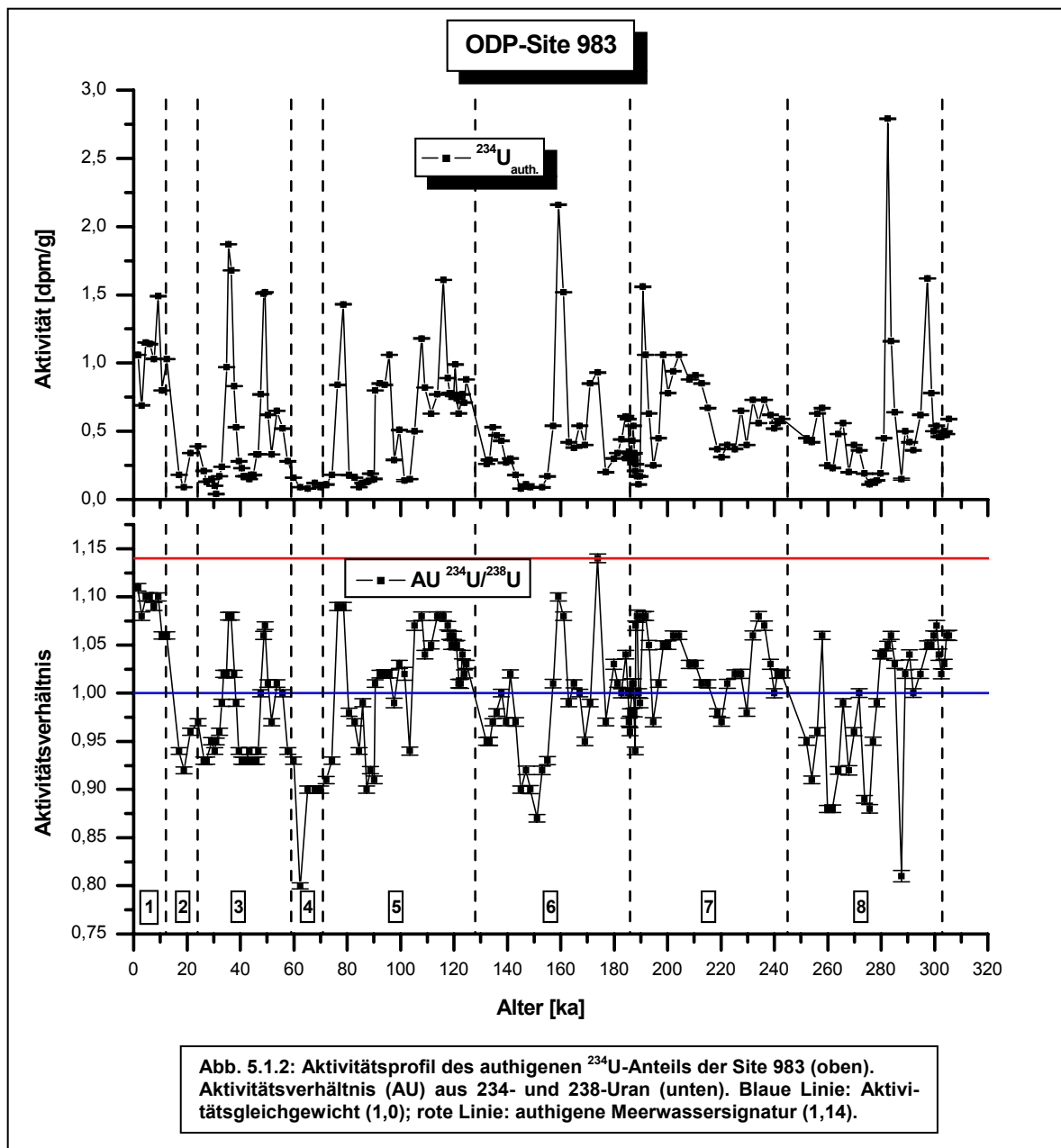
### 5.1.1 Uran- und Thorium Messungen

#### a.) Uran Messungen



In der Abb. 5.1.1 sind die Messergebnisse der  $^{234}\text{U}$  und  $^{238}\text{U}$  Messungen in Abhängigkeit der Zeit dargestellt. Besonders auffällig ist, dass beide Isotope qualitativ den gleichen Verlauf aufweisen. Da beide Isotope der gleichen Zerfallsreihe angehören und darüber hinaus über sehr große Halbwertszeiten verfügen, stellt sich zwischen ihnen ein sekuläres Gleichgewicht ein, so dass der synchrone Verlauf von  $^{234}\text{U}$  und  $^{238}\text{U}$  die Validität dieser Datensätze bestätigt. Die abweichenden Absolutwerte sind hingegen auf den Alpha Recoil Prozess zurückzuführen, der bereits in Kapitel 2 erläutert wurde, und besonders deutlich in Abb. 5.1.3 ersichtlich wird. Verfolgt man den Verlauf des  $^{234}\text{U}$ -Profils, so ist zu beobachten, dass sich ausgehend von einem Mittelwert von ca. 1 dpm/g ein dynamisches Profil

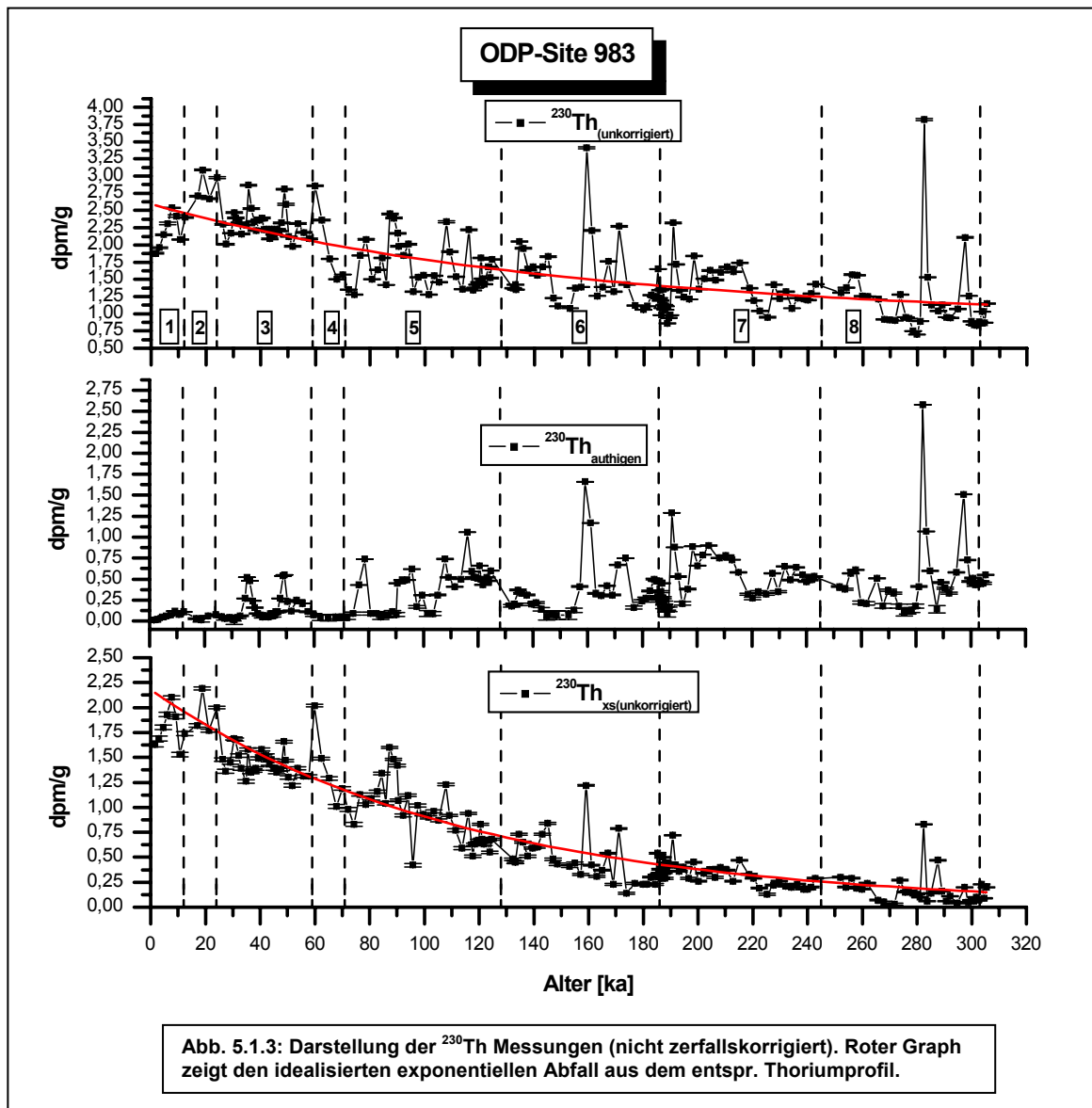
über den gesamten Zeitbereich entwickelt. Hierbei liegen die Maxima fast ausschliesslich in den Interglazialen 1,3,5 u.7, mit Ausnahme der Maxima in den Glazialen 6 und 8. Obwohl hier die maximalen Uranwerte des Profils zu verzeichnen sind, zeigen die Interglaziale neben den überdurchschnittlich hohen Peaks die typisch höhere Dynamik an. Das aus den Thoriumdaten berechnete authigene  $^{234}\text{U}$  verdeutlicht, dass ein wesentlicher Anteil des gesamten  $^{234}\text{U}$  durch den Einbau von Uran aus den Porenwässern stattgefunden haben muss. Dementsprechend zeigt das Aktivitätsverhältnis zwischen  $^{234}\text{U}$  und  $^{238}\text{U}$  ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = \text{AU}$ ) einen weitestgehend ähnlichen Verlauf, der zusammen mit anderen Proxies am Ende dieses Kapitels auf die sich eventuell im Verlauf der Zeit veränderten ozeanischen Bedingungen untersucht werden soll.



Das Aktivitätsverhältnis zwischen  $^{234}\text{U}$  und  $^{238}\text{U}$  mit einem Maximalwert von 1,14 (Meerwassersignatur) bei 180 ka und Minimalwerten von ca. 0,8 (60 u. 290 ka) zeigt allgemein den Einbau von authigenem Uran in das Sediment in Abhängigkeit der Glazial/Interglazial-Zyklen an. Die Kurve weist über

den gesamten Zeitraum von 0 – 300 ka eine sehr hohe Dynamik auf. Die Minima dieser Kurve bei 60 und 290 ka deuten auf sog. „geleachten“ Detritus hin. Hierunter versteht man sehr altes terrigenes Material, bei dem der  $^{234}\text{U}$ -Anteil zu einem Großteil zerfallen ist (siehe auch Kap. 5.3).

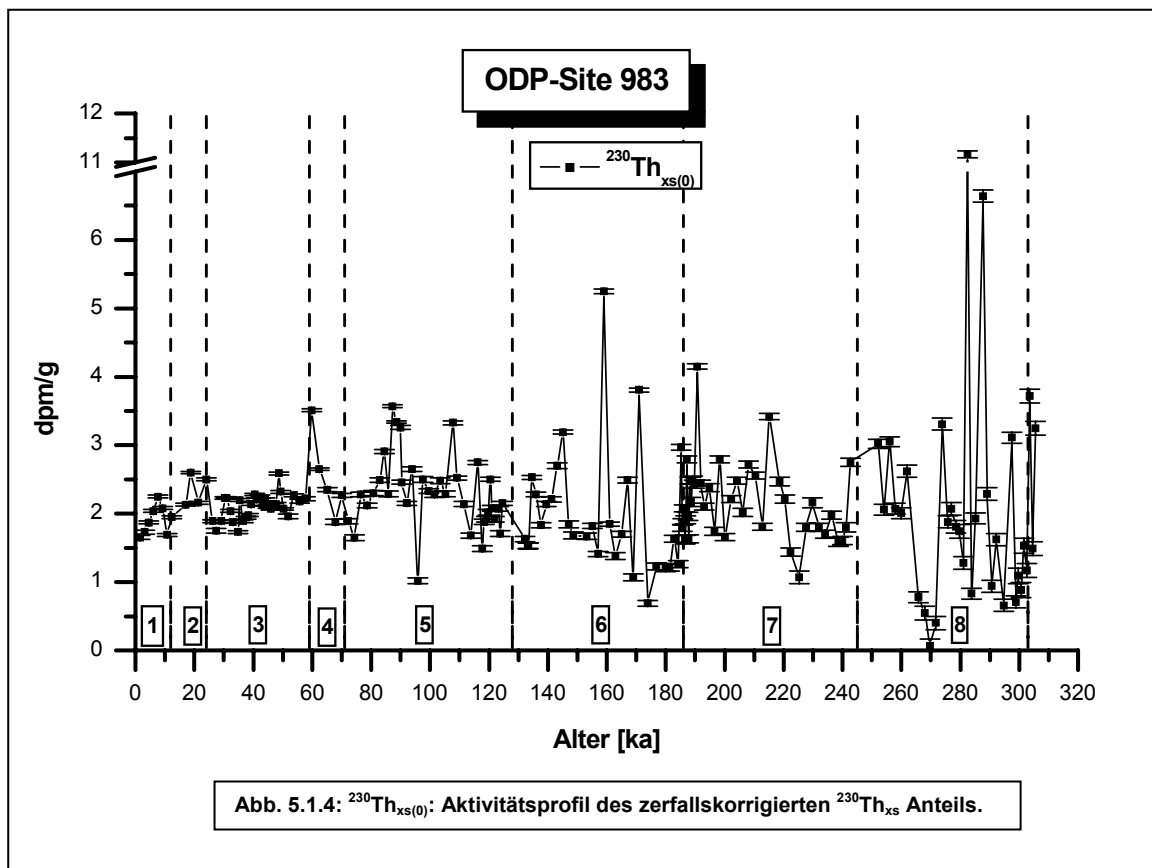
## b.) Thorium Messungen



Die Abbildungen 5.1.3 – 5.1.5 zeigen die Ergebnisse der Thorium Messungen für die Site 983. Hierbei repräsentieren  $^{230}\text{Th}$  (Abb. 5.1.3 oberstes Diagramm) und  $^{232}\text{Th}$  Daten (Abb. 5.1.5) die Grundlage für die weiteren Berechnungen, deren Ergebnisse in den Graphen der Abbildungen 5.1.3 ( $^{230}\text{Th}_{\text{authigen}}$  u.  $^{230}\text{Th}_{\text{xs(unkorr.)}}$ ) sowie 5.1.4 ( $^{230}\text{Th}_{\text{xs}(0)}$ ) dargestellt wurden.

Das  $^{230}\text{Th}$ -Profil zeigt, entsprechend des radioaktiven Zerfallsgesetzes, den zu erwartenden exponentiellen Abfall der  $^{230}\text{Th}$ -Kurve mit fortschreitender Zeit. Hierbei beginnt dieses Profil mit einem Maximalwert von ca. 3 dpm/g und endet bei ca. 310 ka mit einem Messwert von ca. 0,7 dpm/g. Die Abweichungen der Messwerte von der Zerfallskurve, die sich aus der Zerfallskonstante von  $^{230}\text{Th}$  errechnet, liegt im constant flux Modell begründet. Das bedeutet, dass jene Werte, die vom Idealverlauf der Zerfallskurve abweichen auf Variationen der Sedimentationsraten zurückzuführen sind. Eine weitere Möglichkeit im Hinblick auf Abweichungen von der Zerfallskurve zeigt sich aber auch in Fällen, in denen der authigene  $^{230}\text{Th}$  Anteil signifikante Werte annimmt, was im Rahmen der hier dargestellten Mess-

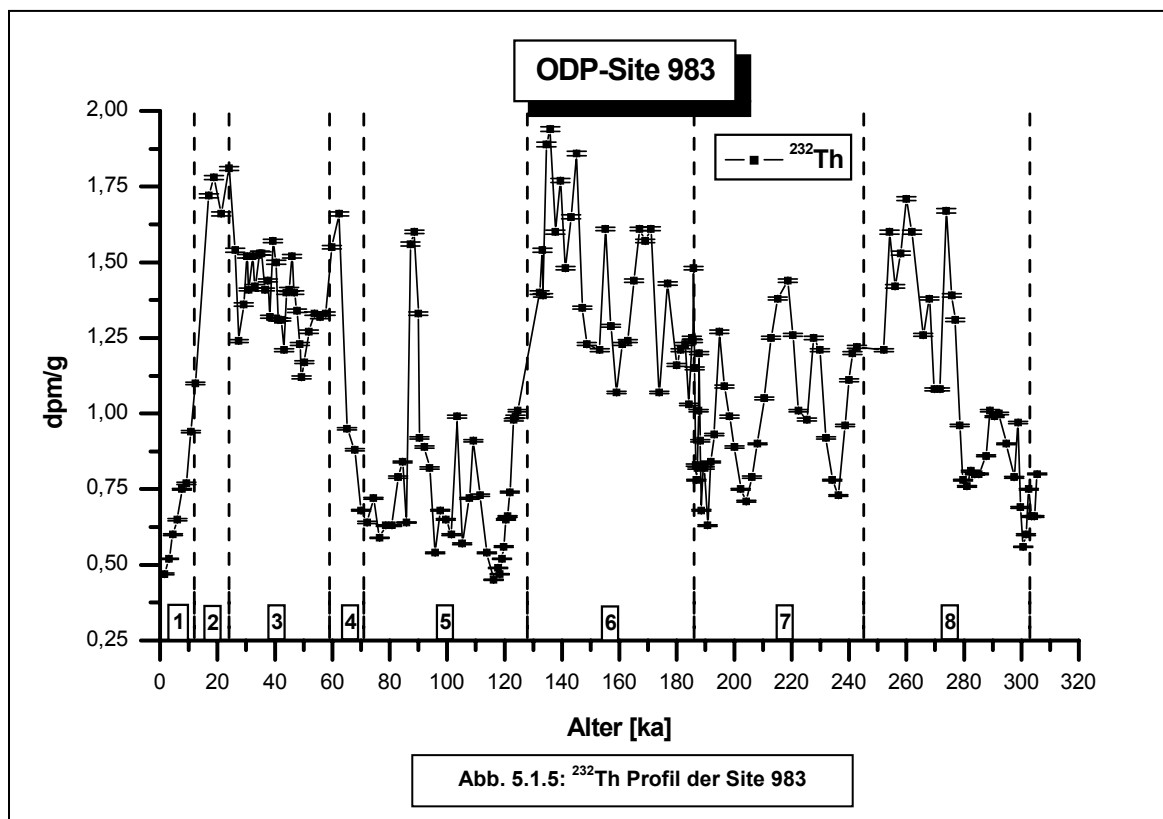
werte zutrifft. So liegt der authigene  $^{230}\text{Th}$  Anteil zwischen ca. 0,01 und 50 % bezüglich des Gesamtwertes von  $^{230}\text{Th}$ . Die notwendige authigene Korrektur, welche in der Formel zur Berechnung der  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  Konzentration enthalten ist, führt im untersten Diagramm der Abb. 5.1.4 ( $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}(\text{unkorr.})$ ) zu einer guten Annäherung an die ideale Zerfallskurve von  $^{230}\text{Th}$ . Als sehr interessant erweist sich der Verlauf der  $^{230}\text{Th}_{\text{auth}}$  Kurve. Diese zeigt über den gesamten dargestellten Zeitbereich ein sehr dynamisches Verhalten. Sieht man einmal von den Maximalwerten in den Isotopenstadien 6 (bei ca. 160 ka) und 8 (bei ca. 282 ka) ab, lassen sich tendenziell die größten Variationen dieses Datensatzes in den Warmphasen lokalisieren. Die Interpretation dieser Beobachtung wird am Ende dieses Kapitels unter Zuhilfenahme anderer Messergebnisse vorgenommen.



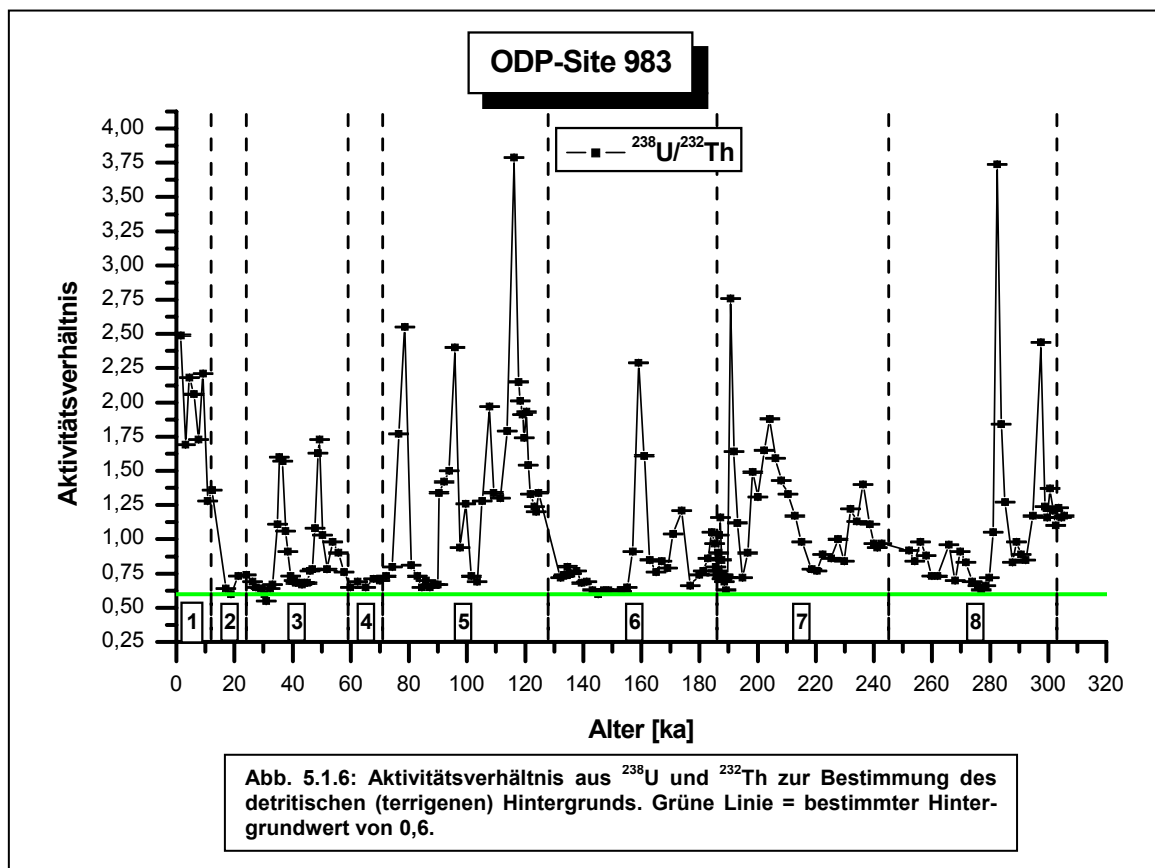
Die zerfallskorrigierten Werte für die  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}(0)}$  Stratigraphie, die für die Normierung des gemessenen  $^{10}\text{Be}$  von entscheidender Bedeutung ist (siehe Kap. 5.1.3), variieren hinsichtlich ihrer absoluten Minima und Maxima zwischen 0 und 6,5 dpm/g, bei einem Mittelwert von ca. 2 dpm/g. Eine eindeutige Zuordnung der Variationen bezüglich des Graphen in Kalt und Warmphasen ist hier problematisch. Legt man den Mittelwert der dargestellten Datenpunkte zugrunde, so sind die Variationen in den Glazialen (MIS 2, 4, 6 u. 8) insgesamt etwas größer als in den Interglazialen. Da diese Unterschiede aber nicht sehr groß sind, kann man diese Aussage allerdings nur als groben Trend auffassen, der im Zusammenhang mit den  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Flüssen überprüft werden muss (siehe Kap. 6.1).

Das in Abb. 5.1.5 dargestellte  $^{232}\text{Th}$ -Profil repräsentiert allgemein den detritischen Eintrag in den Sedimentkörper von Tiefseesedimenten. Sein Verlauf dokumentiert also zu welchen Zeitpunkten der terrigene Sedimenteintrag zu- oder abgenommen hat. Für die Site 983 kann man anhand des Verlauf-

des  $^{232}\text{Th}$ -Profils allgemein festhalten, dass die Zunahme des terrigenen Eintrags im Allgemeinen mit den Glazialen zusammen fällt. Hierbei variieren die Absolutwerte zwischen ca. 0,5 und 2 dpm/g bei einem Mittelwert von ungefähr 1,3 dpm/g. Ferner ist zu beobachten, dass die Variationen der Kurve in den Interglazialen allgemein ein wenig höher sind als zu glazialen Zeiten. Im Vorgriff auf die Darstellung der Hauptelemente in Kap. 5.1.2 sei an dieser Stelle schon einmal darauf hingewiesen, dass der  $^{232}\text{Th}$  Graph im Hinblick auf seinen Gesamtverlauf eine sehr gute Antikorrelation zu den Datensätzen des Hauptelementes Kalzium aufweist. Da Kalzium den Hauptanteil der untersuchten Sedimente ausmacht, besteht die Möglichkeit, dass hier eine Verdünnung der  $^{232}\text{Th}$ -Konzentrationen durch Kalzium vorliegt. Dieser Zusammenhang wird weiter unten genauer erörtert werden.



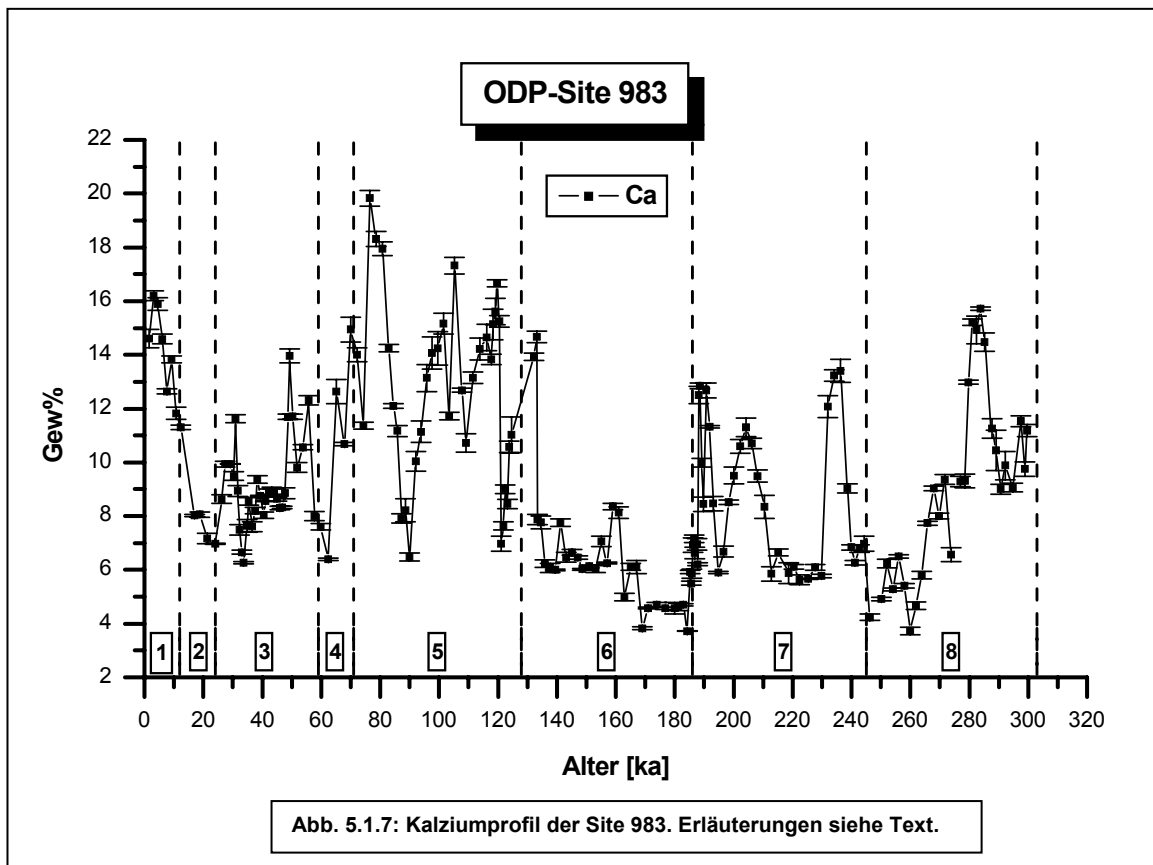
Der Detritusfaktor von 0,6, der in die Formel zur Berechnung des  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  eingeht, wurde aus dem Aktivitätsverhältnis zwischen  $^{238}\text{U}$  und  $^{232}\text{Th}$  in Abb. 5.1.6 bestimmt. Darüber hinaus kann er, wie bereits in Kapitel 2.3.3 dargelegt, Aufschluss über sich ändernde Redoxbedingungen im Ozean geben. Der Kurvenverlauf der  $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ -Verhältnisse legt nahe, dass die zu beobachtenden Variationen dem Glazial/Interglazial-Zyklus folgen. Dementsprechend fallen die Maxima und die größten Variationsbreiten der Kurve hauptsächlich in die Interglaziale bzw. Interstadiale. Die Glaziale bzw. Stadiale sind demgegenüber hauptsächlich durch im Mittel geringere Absolutwerte gekennzeichnet. Um einen genaueren Einblick über die Redoxbedingungen des Ozeans im untersuchten Zeitintervall von 300 – 0 ka zu erhalten, ist es notwendig, einen Vergleich des  $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ -Verhältnisse mit den AU-Daten und den Konzentrationsverläufen der redoxsensitiven Elemente Eisen und Mangan durchzuführen, der am Ende dieses Kapitels folgt.





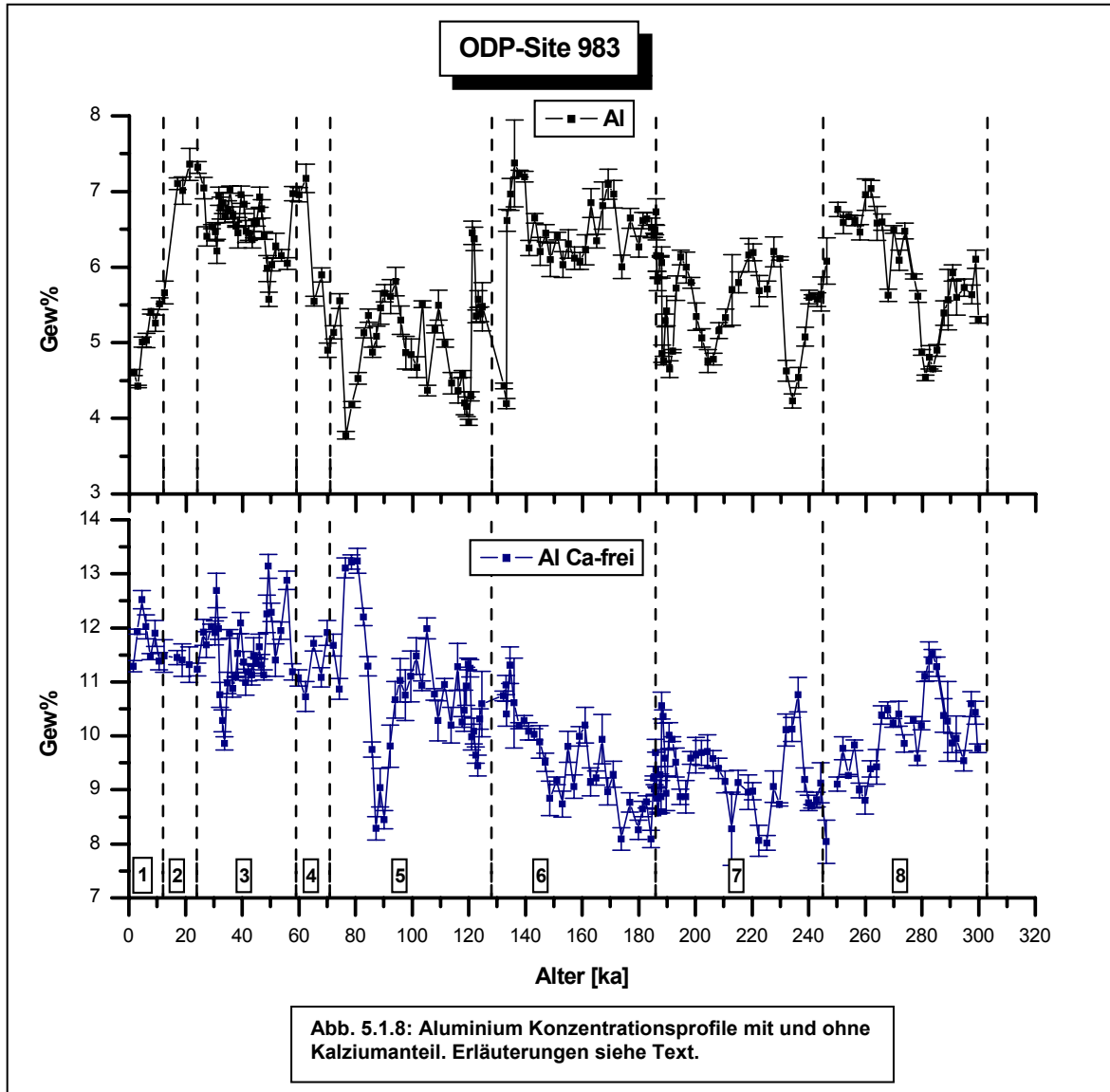
## 5.1.2 Haupt- und Nebenelement Messungen

Das Hauptelement Kalzium stellt den größten Anteil aller Haupt-, Neben- und Spurenelemente dar. Der Konzentrationsbereich erstreckt sich hierbei von mind. 4 bis hin zu 20 Gew. %, mit einem Mittelwert von ca. 10 Gew. %. Der Verlauf dieses in Abb. 5.1.7 dargestellten Graphen zeigt eine gute Korrelation mit Glazial/Interglazial Zyklen. So lassen sich zu interglazialen Zeiten in der Regel wesentlich höhere Kalziumkonzentrationen beobachten als innerhalb glazialer Zyklen. Da Kalzium in Meeresedimenten zum größten Teil biogener Herkunft ist, liegen die im Kalziumprofil auftretenden Variationen in der veränderten Bioproduktion von kalkschaligen Organismen oder durch zyklische Kalkauflösungserscheinungen durch korrosive Wassermassen (vergl. Kap. 2.3.1) begründet. In welcher Weise Karbonatverdünnung, biogene Kalziumkarbonatproduktion oder Kalkauflösung eine Rolle spielen, wird am Ende dieses Kapitels diskutiert.



Die terrigenen Proxies Aluminium, Titanium, Beryllium und Thorium weisen qualitativ mäßige bis gute Korrelationen untereinander auf. Hierbei lassen sich bei Aluminium Maximalwerte um 7,5 Gew.% und Minimalwerte von ca. 3,7 Gew.%, bei einem Mittelwert von ca. 5,0 Gew.% beobachten. Hiermit ist Aluminium das zweithäufigste Element, das im Rahmen dieser Untersuchungen gemessen wurde (siehe Abb. 5.1.8). Nach der mathematischen Eliminierung des Kalziumanteils (Grundformel:  $[1 - \text{CaCO}_3 \text{ (Gew.\%)} / 100]$ ) verringert sich die zuvor zu beobachtende Variationsbreite des Aluminiumprofils. Dies zeigt deutlich den verdünnenden Charakter des Kalziums in Bezug auf das Aluminium an. Bei letzterem lässt sich ausgehend von der Isotopenstadiengrenze 8/7 bis hin zum Beginn des Iso-

penstadiums 4 ein allgemein leicht ansteigender Trend der Kurve beobachten. Ein Glazial/Interglazial-Muster ist bei diesem Profil zwar vorhanden, allerdings ist es nicht sonderlich stark ausgeprägt. Man kann allerdings erkennen, dass der Kurvenverlauf des kalziumfreien Aluminiums innerhalb der Interglaziale (MIS 1, 3, 5 u. 7) eine etwas höhere Dynamik aufweist als in glazialen Zeiten (MIS 2, 4, 6 u. 8).



Die in Abb. 5.1.9 dargestellten Konzentrationsprofile des Titans (mit und ohne Kalziumanteil), zeigen hier noch viel deutlicher als zuvor beim Aluminium den verdünnenden Charakter des Kalziums an. Während die Titaniumkurve mit Kalziumanteil in ihrem gesamten zeitlichen Verlauf um einen Mittelwert von ca. 0,8 Gew.% schwankt, zeigt die kalziumfreie Titaniumkurve über und innerhalb der Isotopenstadiengrenzen eine große Variationsbreite. Hinzu kommt, dass das kalziumfreie Konzentrationsprofil des Titans eine gute Korrelation mit dem Kalziumprofil aus Abb. 5.1.7 aufweist, wodurch ersteres einen sehr ausgeprägten Glazial/Interglazial Zyklus offenbart. Dementsprechend lassen sich innerhalb der Interglaziale in der Regel höhere Absolutwerte mit gleichzeitig größeren Variationsbreiten beobachten als in den Glazialen. Die einzige Ausnahme von dieser Regel zeigt sich innerhalb des

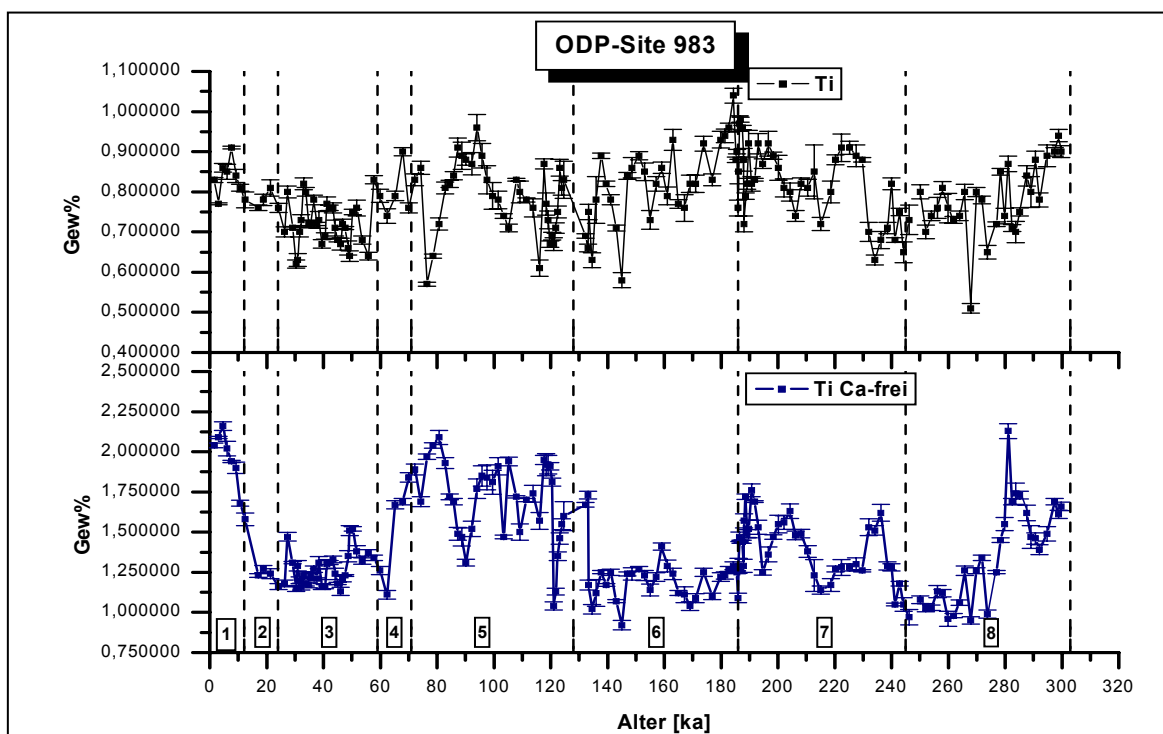


Abb. 5.1.9: Titanium Konzentrationsprofile mit und ohne Kalziumanteil. Erläuterungen siehe Text.

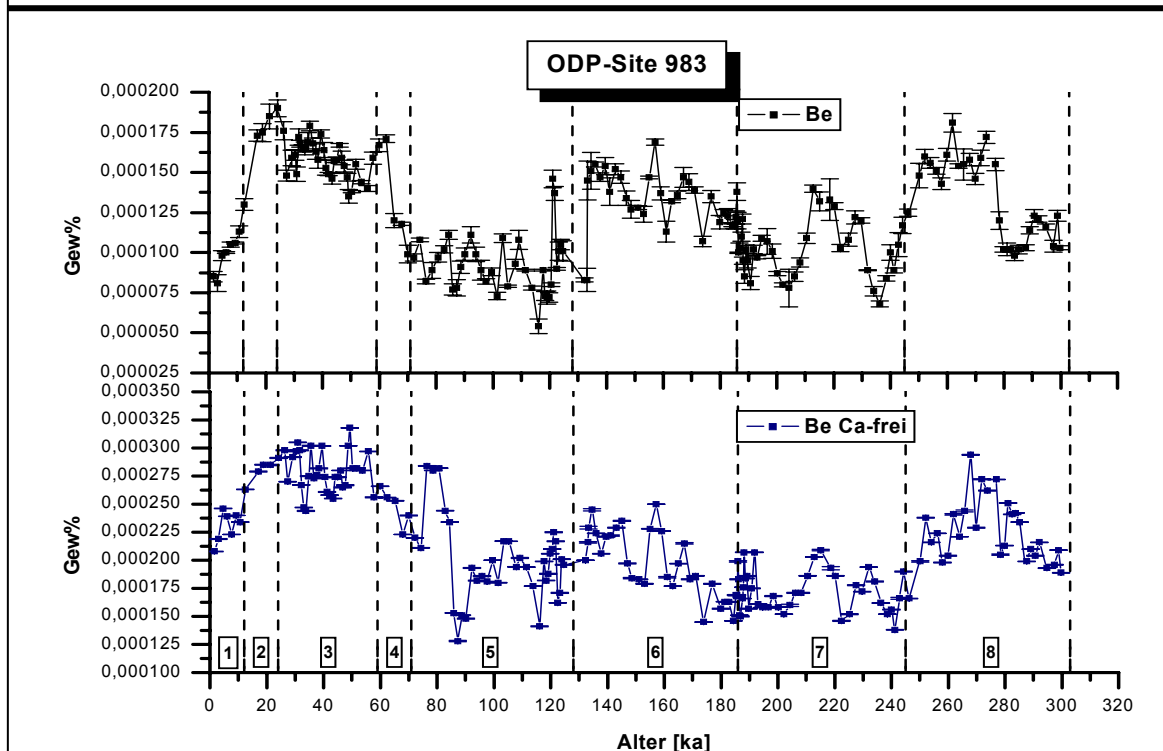
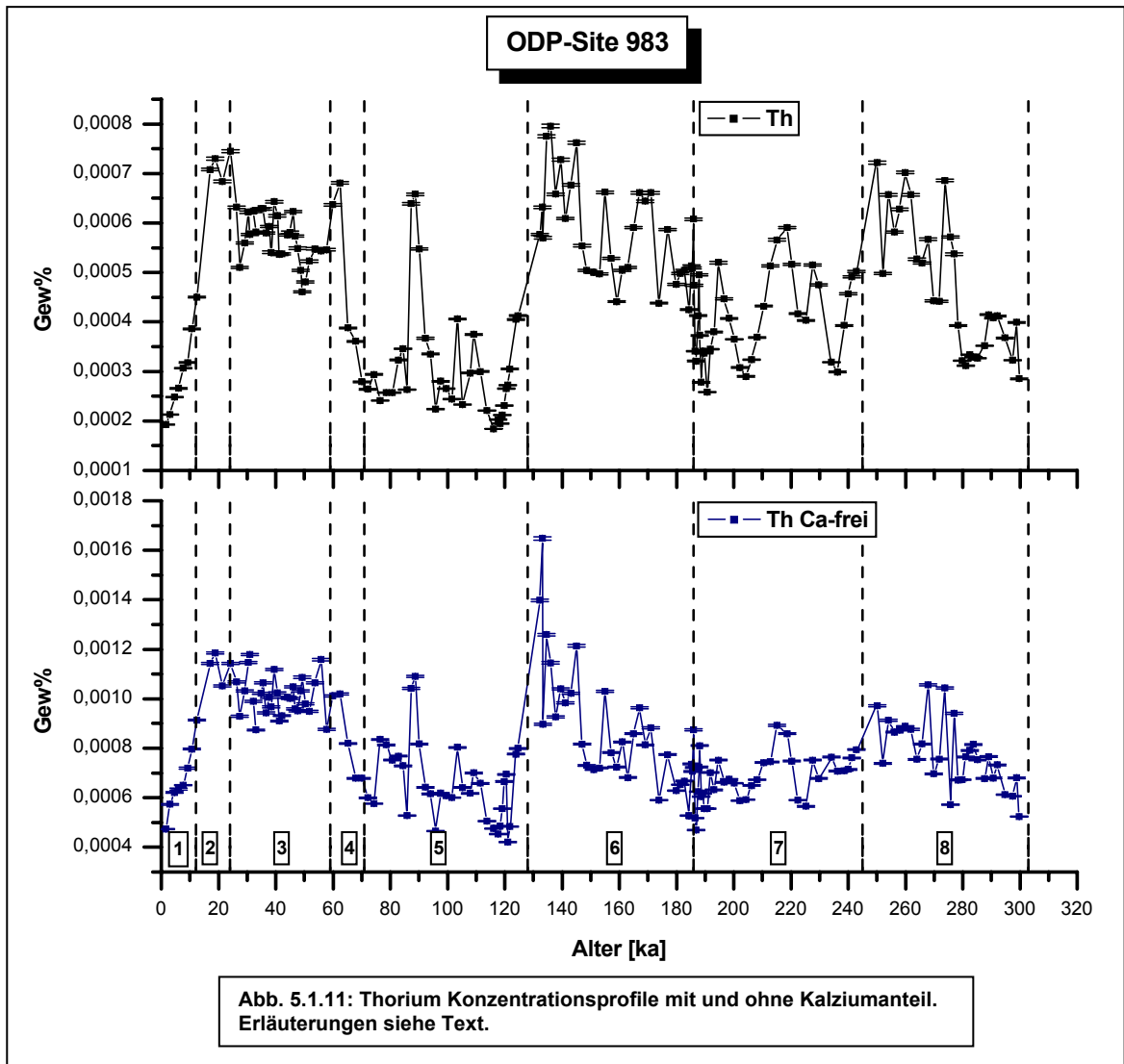


Abb. 5.1.10: Beryllium Konzentrationsprofile mit und ohne Kalziumanteil. Erläuterungen siehe Text.

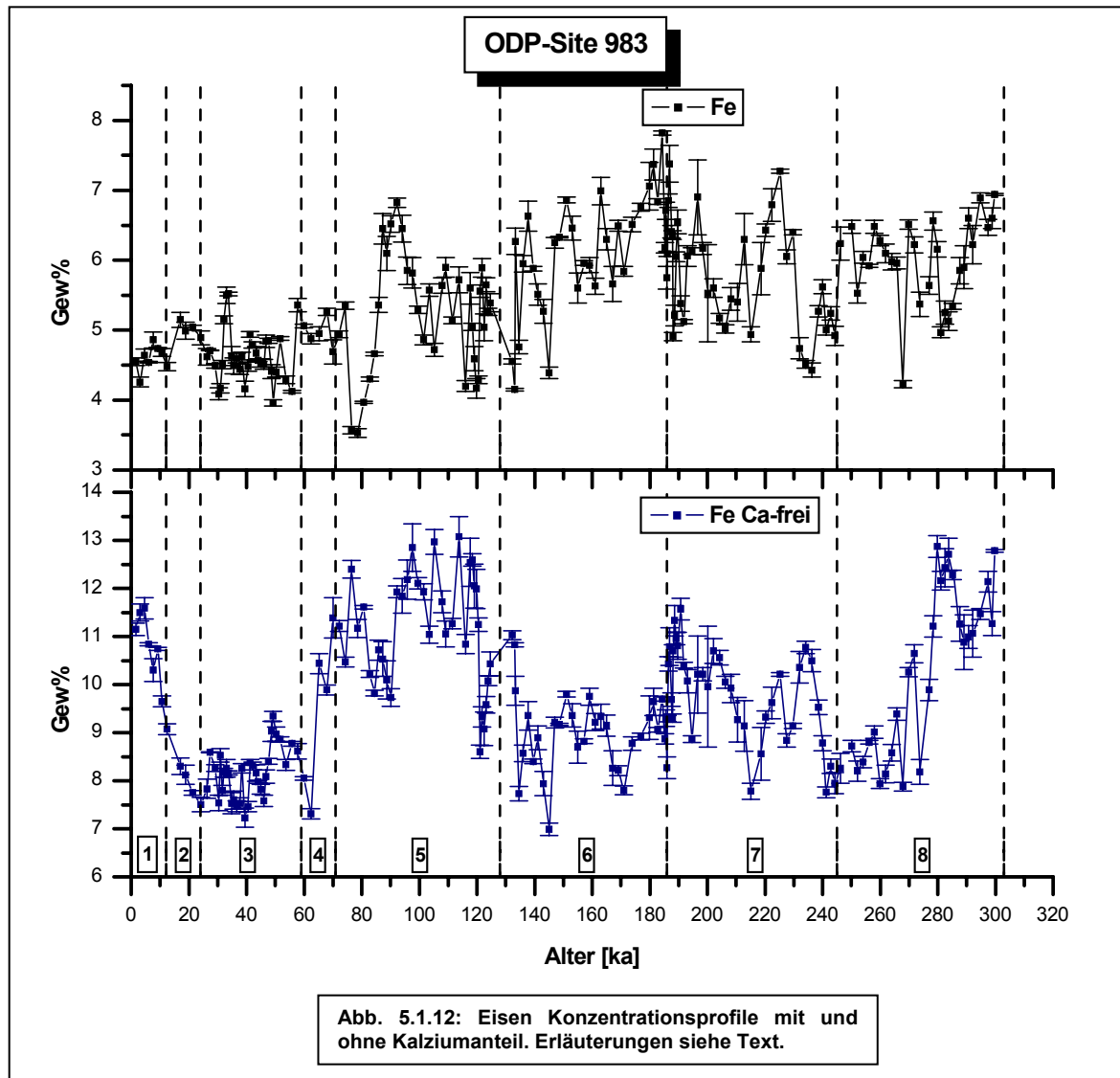
Isotopenstadiums 8 (Glazial) im Zeitintervall zwischen ca. 305 bis 275 ka. Hier zeigt sich ein Peak mit Absolutwerten von einer Größenordnung wie man sie auch in den vorangegangenen Interglazialen beobachten kann.

Das detritische Element Beryllium erweist sich mit Konzentrationen zwischen ca.  $1,25 \cdot 10^{-4}$  und  $3,25 \cdot 10^{-4}$  Gew.% als das geringst konzentrierte Hauptelement innerhalb der ICP-OES Messungen bezüglich der Site 983. Vergleicht man die Berylliumkonzentrationsprofile aus Abb. 5.1.10 miteinander, lässt sich zunächst feststellen, dass das Konzentrationsprofil mit dem Kalziumanteil einen deutlichen Glazial/Interglazial Zyklus erkennen lässt. Nach der mathematischen Eliminierung des Kalziumanteils reduziert sich dieser deutliche Zusammenhang, während allerdings der allgemeine qualitative Trend des Profils annähernd erhalten bleibt, was gleichbedeutend mit einer allgemeinen Abnahme der Variationsbreite ist. Dies betrifft vor allem die Bereiche des Profils, die mit den Isotopenstadiengrenzen zusammenfallen. Hieraus lässt sich der Schluss ziehen, dass die verdünnende Wirkung von Kalzium auf Beryllium im Hinblick auf dessen qualitativen Verlauf keinen entscheidenden Einfluss besitzt.



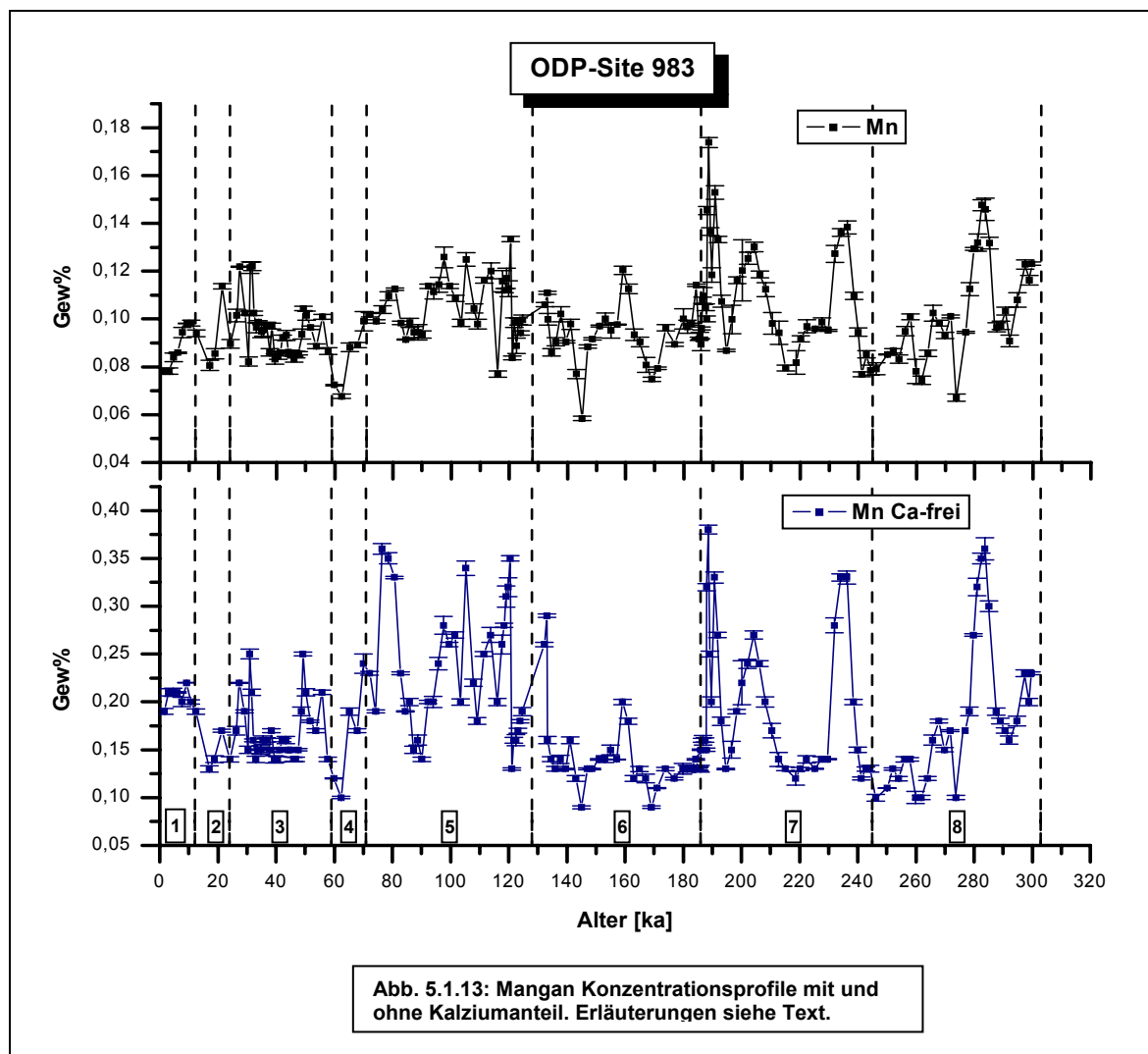
Thorium (siehe Abb. 5.1.11), das im Rahmen dieser Arbeit im Zuge der Uran- und Thoriumisotopenmessungen am MC-ICP-MS gemessen wurde (genauer als  $^{232}\text{Th}$ -Isotop, das nahezu 100% aller natürlich vorkommenden Thoriumisotope ausmacht), bewegt sich innerhalb eines Konzentrationsbereiches von  $2 \cdot 10^{-4}$  bis  $8 \cdot 10^{-4}$  Gew.%. Der Mittelwert liegt bei etwa  $4,5 \cdot 10^{-4}$  Gew.%. Das kalziumfreie Thoriumkonzentrationsprofil zeigt sich auch hier (wie bereits bei den Berylliumprofilen) gegenüber dem Konzentrationsprofil mit Kalziumanteil etwas verflacht. Dies gilt besonders für den Kurvenbereich in den Isotopenstadien 8 und 7. In diesem Zeitabschnitt (302 bis 182 ka) weichen die einzelnen Werte nur unwesentlich von einem mittleren Wert ab. Nichtsdestotrotz bleibt allerdings auch hier und über den gesamten dargestellten Zeitbereich der qualitative Verlauf der kalziumfreien Kurve gegenüber der mit Kalziumanteil weitestgehend erhalten, wenn auch innerhalb geringerer Variationsbreiten. Demzufolge bewirkt Kalzium zwar eine Verdünnung der Thoriumkonzentrationen, jedoch keine Änderung des zeitlichen Verlaufes des Profils.

Die in den Abbildungen 5.1.13 u. 5.1.14 dargestellten Nebengruppenelemente Eisen und Mangan wurden aufgrund ihres redoxsensitiven Verhaltens gemessen (siehe auch Kap. 2).



Das Konzentrationsprofil von Eisen mit Kalziumanteil weist insgesamt (von 302 bis 0 ka) einen abfallenden Trend auf. Die maximale Eisenkonzentration besitzt einen Wert von ca. 8 Gew.%. Das Minimum beträgt ca. 3,5 Gew.%. Der Mittelwert liegt bei etwa 5 Gew.%. Nach Eliminierung des Kalziumanteils zeigt sich ein deutlicher Glazial/Interglazial Zyklus. D.h., innerhalb der Interglaziale steigt die Eisenkonzentration im Vergleich zu den vorangegangenen Glaziale in der Regel an. Zudem lassen sich innerhalb der Interglaziale auch größere Variationsbreiten beobachten. Durch den direkten Vergleich der Diagramme in Abb. 5.1.12 wird darüber hinaus auch deutlich, dass die Verdünnung von Eisen durch Kalzium dessen qualitativen Verlauf maßgeblich beeinflusst hat.

Betrachtet man hingegen das im Rahmen dieser Arbeit gemessene redoxensitive Element Mangan (siehe Abb. 5.1.13), mit Konzentrationen zwischen 0,06 bis 0,18 Gew.% und einem Mittelwert von ca. 0,10 Gew.%, so fällt auf, dass die Kalziumeliminierung zu keiner Veränderung des Verlaufes dieser Kurve führt. Lediglich die Absolutwerte ändern sich in ihren Maxima und Minima durch diesen rechnerischen Vorgang, was dem Kurvenverlauf eine wesentlich höhere Dynamik verleiht. Vergleicht man nun die kalziumfreien Kurvenverläufe von Mangan und Eisen, so zeigt sich erwartungsgemäß eine allgemein gute Korrelation, wobei Mangan besonders in den Isotopenstadien 8 und 7 eine größere Dynamik aufweist.

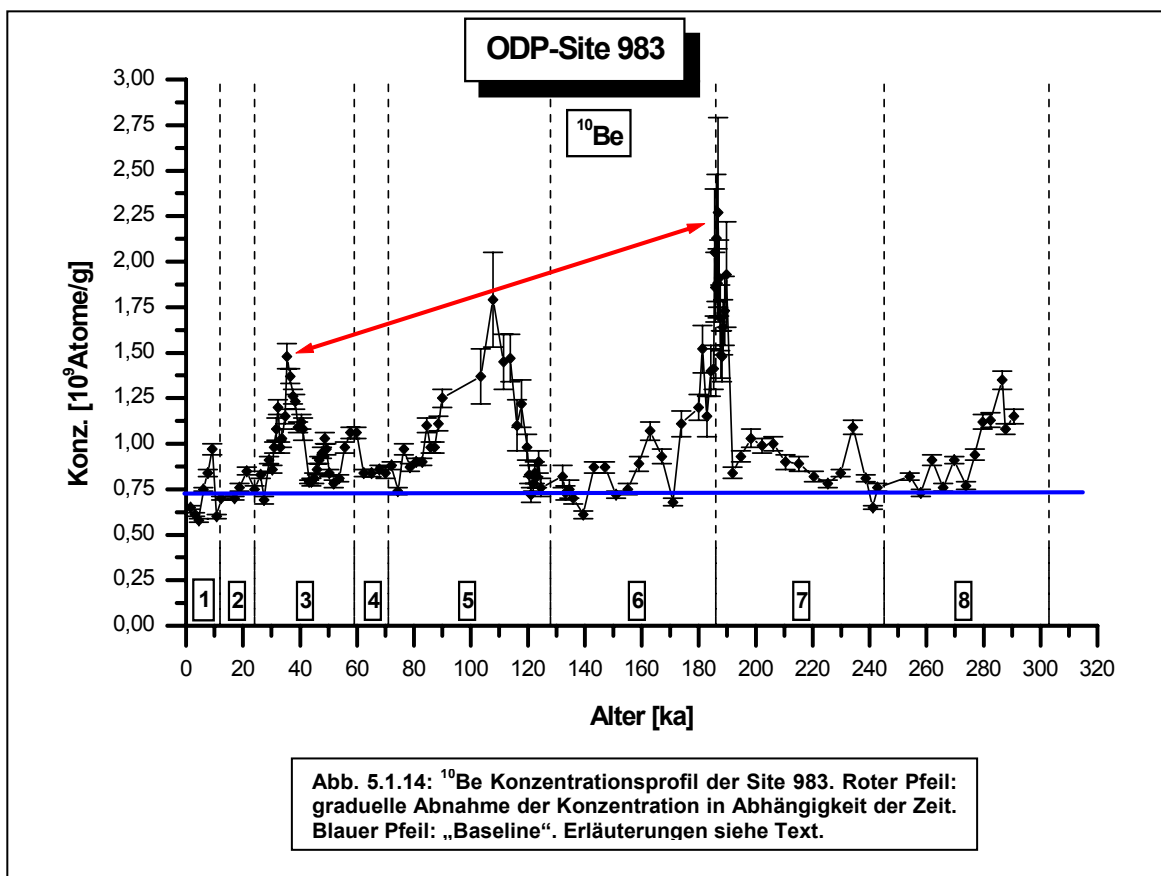


Zusammenfassend lässt sich für die Hauptelementmessungen der Site 983 feststellen, dass die kalziumfreien detritischen Komponenten Aluminium, Titanium, Thorium und Beryllium eine allgemein gute Übereinstimmung mit dem Verlauf der Kalziumkurve aufweisen. Der größte Unterschied der genannten Stratigraphien im Vergleich zum Kalzium betrifft vor allem die Isotopenstadien 1 und 2. Innerhalb dieser verhalten sich die Kurvenverläufe von Thorium und Beryllium annähernd invers, während Aluminium in diesem Bereich ein relativ konstantes und Titanium einen fast exakt gleichen Verlauf im Vergleich zur Kalziumstratigraphie aufweisen. Es sei an dieser Stelle nochmals darauf hingewiesen, dass der Vergleich der genannten Elemente mit der Kalziumkurve deshalb so wichtig ist, weil anhand ihrer (die synchron mit der  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve verläuft) festzustellen ist, ob sich ein Zusammenhang zwischen der Sedimentationsgeschichte und dem Klima im Nordatlantik ablesen lässt (siehe auch Kapitel 2). Bei den redoxsensitiven Elementen Mangan und Eisen (kalziumfrei) besteht eine durchgehend gute Korrelation mit der Kalziumstratigraphie. Aus diesem Grund ist davon auszugehen, dass Mangan und Eisen den Durchlüftungszustand des Nordatlantiks in Abhängigkeit der Glazial/Interglazial Zyklen wiedergeben. Der Umstand, dass der qualitative Verlauf des Mangan-Konzentrationsprofils auch nach der Eliminierung des Kalziumanteils annähernd unverändert bleibt, ist darauf zurückzuführen, dass sich Mangan chemisch ähnlich verhält wie Kalzium (Breuer, 1993). D.h., dass in Phasen, in denen sich  $\text{CaCO}_3$  (Kalzit oder Aragonit) bildet (löst) auch  $\text{MnCO}_3$  (Rhodochrosit) gebildet (gelöst) werden kann.

Diese oben dargestellte grobe Vorinterpretation wird, zusammen mit weiteren berechneten Parametern, die Grundlage für die Interpretation der ozeanographisch-chemischen Situation für den Bereich des Nordatlantiks, der sich in unmittelbarer Nähe der Site 983 (Island Becken) befindet, bilden.

### 5.1.3 $^{10}\text{Be}$ Messungen

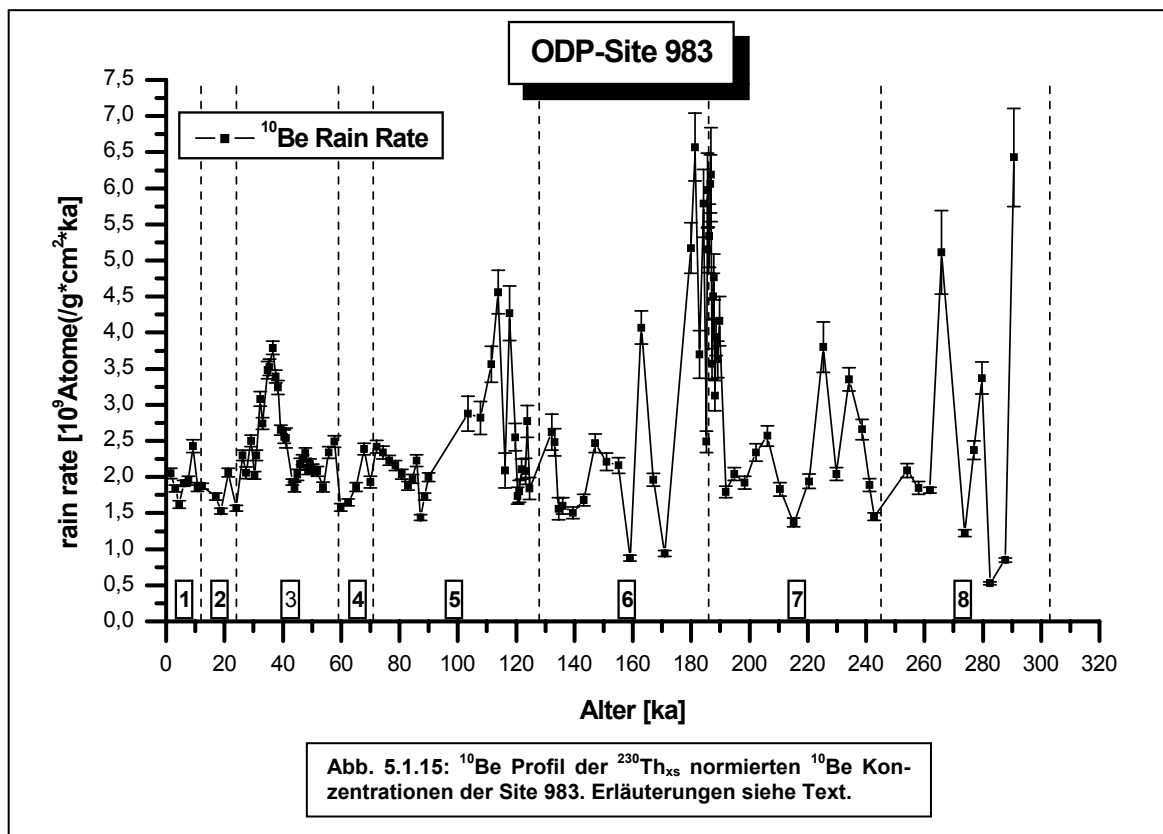
Das im folgenden dargestellte  $^{10}\text{Be}$  Konzentrationsprofil (siehe Abb.5.1.14), das in Abhängigkeit der Zeit aufgetragen wurde, stellt die Grundlage für die daraus berechneten vertikalen  $^{10}\text{Be}$  Flüsse (siehe Abb. 5.1.15,  $^{10}\text{Be}$  Rain Rate) und somit auch die Basis für die Rekonstruktion der Erdmagnetfeldstärke für eine Zeitspanne von 300 bis 0 ka dar. Die  $^{10}\text{Be}$  Konzentrationen zeigen ihre Minima in einem Konzentrationsbereich von ungefähr 0,6 und ihre Maxima bei ca.  $2,25 \cdot 10^9$  Atome/g. Somit liegt der Mittelwert bei ca.  $1 \cdot 10^9$  Atome/g. Ausgehend von einer Grundlinie, die annähernd konstant das Konzentrationsminimum widerspiegelt, erheben sich daraus drei hohe und relativ breite Peaks bei 37, 110 und 184 ka. Diese Peaks weisen, unter Berücksichtigung der großen Fehlerbalken der Maximalkonzentrationen um  $2,25 \cdot 10^9$  Atome/g bei einer Zeitmarke von 184 ka, einen relativ gleichmäßigen Abfall von ca. 17 % hin zu jüngeren Altern auf.



Durch die Normierung der  $^{10}\text{Be}$ -Konzentrationen auf die Aktivitätskonzentrationen von  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}(0)}$ , erhält man die vertikalen  $^{10}\text{Be}$  Flüsse ( $^{10}\text{Be}$  Rain Rate; Abb. 5.1.15), die dadurch im Hinblick auf Sedimentumlagerungen korrigiert wurden. Hierdurch ergeben sich maximale Flüsse von ca.  $6,5 \cdot 10^9$  At./ $\text{cm}^2 \cdot \text{ka}$  und minimale Flüsse von ca.  $1 \cdot 10^9$  At./ $\text{g} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{ka}$ . Letztere erweisen sich bezüglich ihres Gesamtverlaufes gegenüber der rezenten, integrierten Langzeit Produktionsrate von  $^{10}\text{Be}$  ( $1,4 \cdot 10^9$  At./ $\text{cm}^2 \cdot \text{ka}$  +22%) als ein wenig erhöht. Da aber alle erhöhten Flüsse (Peaks) nach ihrem Ereignis wieder auf das gleiche niedrige Niveau (Basislinie) von ca.  $1 \cdot 10^9$  At./ $\text{g} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{ka}$  absinken, kann von der Authentizität der Messungen und Normierungen ausgegangen werden. Auch hier sind die zuvor beschriebenen



drei großen Peaks vorhanden. Diese repräsentieren offenbar das Iceland Basin, Blake und Laschamp Event. Auch nach der Normierung zeigen diese einen fast identischen, abfallenden Trend an. Dieser verstärkt sich sogar zwischen den Peaks der Isotopenstadien 6 und 5 auf 25 %, während sich dieser Trend zwischen den Isotopenstadien 5 und 3 genauso verhält wie bei dem in Abb. 5.1.14 dargestellten Konzentrationsprofil. Während der Peak bei 37 ka sehr symmetrisch ist, zeigen die Peaks bei ca. 110 und 183 ka, dass diese aus mehreren Datenpunkten aufgebaut sind, die eine exakte Lokalisierung hinsichtlich ihres zeitlichen Auftretens sowie der Höhe ihrer Absolutwerte erschweren. Das heißt, dass sich bei diesen die Absolutwerte innerhalb relativ geringer Zeitintervalle signifikant voneinander unterscheiden.



Neben den drei oben erwähnten Peaks, zeigen sich im Vergleich der  $^{10}\text{Be}$ -Konzentrationen und der  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -normierten  $^{10}\text{Be}$ -Flussdichten in Abb. 5.1.15 weitere Maxima. Diese Peaks repräsentieren weitere geomagnetische Exkursionen, die ohne die  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Normierungsmethode nicht in Erscheinung treten würden und damit die Notwendigkeit dieses Korrekturverfahrens zeigen.

## 5.1.4 Interpretation der Messergebnisse

### a.) Ozeanographisch-chemische Situation

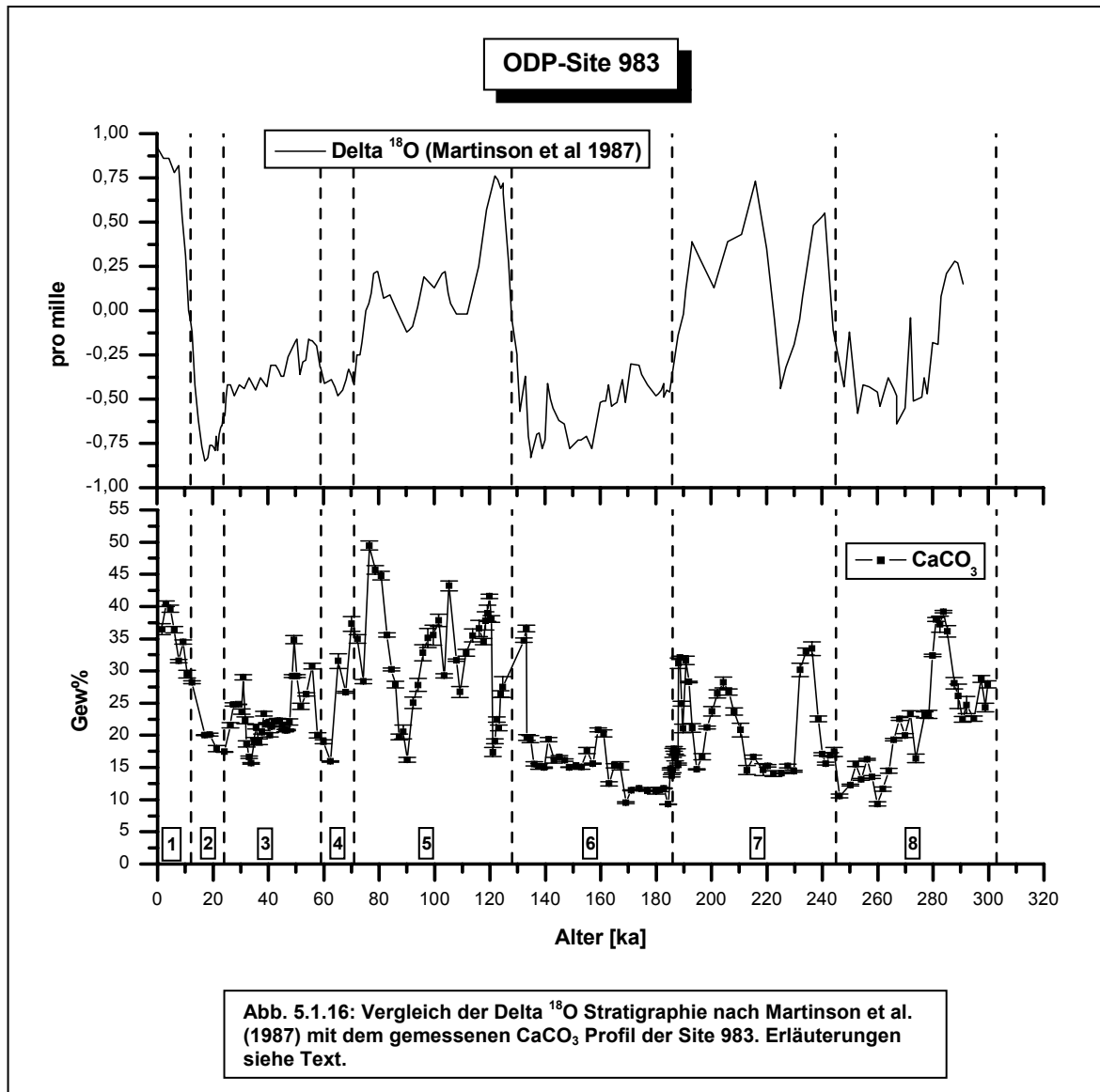
Um eine Abschätzung der ozeanographisch-chemischen Situation anhand der im Rahmen dieser Arbeit vorgenommenen Messungen vorzunehmen, sind vor allem diejenigen Messergebnisse von Bedeutung, welche Aufschluss über den sich ändernden Sauerstoffgehalt im Meerwasser in Abhängigkeit der Zeit geben. Hierbei muss allerdings beachtet werden, dass es sich bei diesen Betrachtungen um indirekte Parameter handelt, da der Sauerstoffgehalt nicht direkt gemessen wurde. Wichtige Parameter in diesem Zusammenhang, die den Durchlüftungszustand des Ozeans und somit die Ozeanzirkulation wiedergeben können, sind:

1.  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt sowie die  $\text{CaCO}_3$ -Flüsse
2. Fe/Mn-Verhältnisse
3. Aktivitätsverhältnisse des  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  sowie des  $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$

Im folgenden werden diese Parameter mit der Sauerstoffisotopenkurve von Martinson et al. (1987) verglichen, um herauszufinden, ob eine Überstimmung der chemischen Stoffflüsse mit dem Verlauf der Sauerstoffisotopie besteht, da letztere häufig herangezogen wird, um Aussagen über globale klimatische Veränderungen im Ozean und auf den Landmassen zu treffen (vergl. Kap. 2.4). Ferner werden die Sedimentflüsse sowie die Hauptelementkonzentrationsprofile (Al, Ti, Be u. Th) im Hinblick auf ihre terrigenen Elemente untersucht, um zu prüfen, ob man einerseits von einer einzigen sedimentären Quelle ausgehen kann und ob andererseits eine Korrelation mit dem Einsetzen oder Enden von Kalt und Warmphasen innerhalb der letzten 300 ka festzustellen ist.

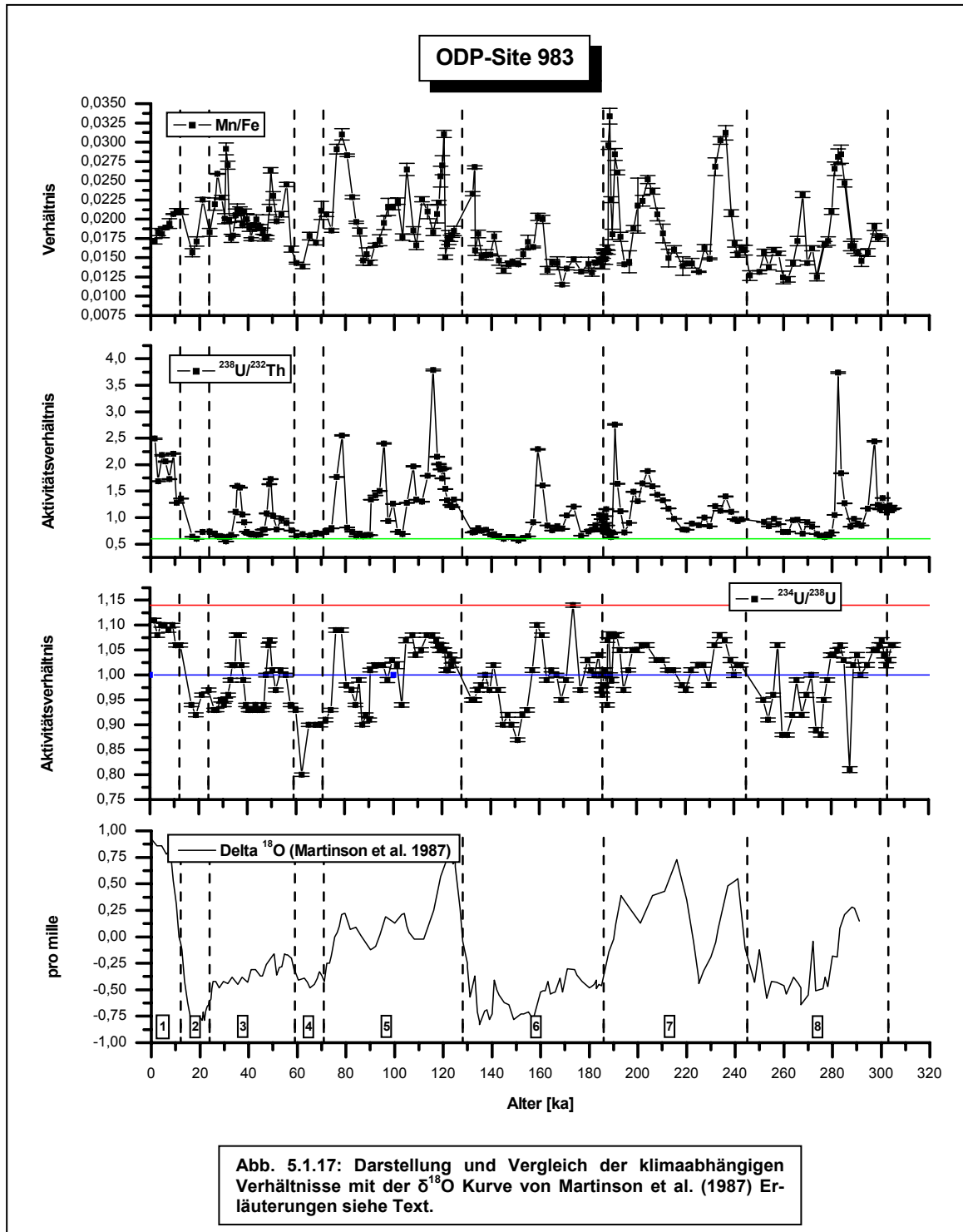
Der Vergleich der  $\text{CaCO}_3$ -Stratigraphie der Site 983 mit der Sauerstoffisotopenkurve von Martinson et al. (1987) zeigt eine sehr gute Übereinstimmung (siehe Abb. 5.1.16). Zu diesem Ergebnis kommen auch Jansen et al. (1995) in ihrem vorläufigen Bericht über die Site 983, in welchem sie ein vollkommen anderes Messverfahren (colour reflectance method) als das hier angewandte angeben. Dies bestätigt erwartungsgemäß den Sachverhalt, dass die gemessenen Kalziumkonzentrationen hauptsächlich biogener Natur sind und in Form von  $\text{CaCO}_3$  vorliegen, welches wiederum die Kalkschalen von vornehmlich Foraminiferen aufbaut und die Grundlage für die Ausbildung der Sauerstoffisotopie darstellt. Die Variationen, im Hinblick auf  $\text{CaCO}_3$ -Aulösungserscheinungen, im entsprechenden Profil sind nach Huyn et al. (1999) von untergeordneter Bedeutung. Der Grund hierfür liegt in erster Linie in der relativ geringen Wassertiefe, in welcher die Sedimente der Site 983 anzutreffen sind. Aus heutigen Untersuchungen ist bekannt, dass diese Sedimente vom ISOW bedeckt und durchtränkt sind. Die letztgenannte Komponente des NADW erstreckt sich vertikal bis zu einer Wassertiefe von mindestens 2400 m in dieser Region des Nordatlantiks (Oppo u. Lehmann, 1993). Die älteren und somit korrosiveren Tiefenwasserkomponenten aus den südlicheren Zonen des Atlantiks sind innerhalb des Holozäns hauptsächlich in wesentlich größeren Tiefen anzutreffen, was vermutlich auch auf ähnliche Interglazial-

le der weiter zurück liegenden Vergangenheit zutrifft. Darüber hinaus wiesen Untersuchungen an Foraminiferen (glaziale Formen) dieses Sedimentkerns keine erkennbaren  $\text{CaCO}_3$ -Aulösungserscheinungen auf. Da Korrelationen der  $\text{CaCO}_3$ - mit Alumosilikat-Flüssen eher positive Werte zeigen und somit auch keine Verdünnung von terrigenem Material vorliegt, kommt als wahrscheinlichster Prozess, der die Variationen des  $\text{CaCO}_3$ -Profils hervorgerufen hat,  $\text{CaCO}_3$ -Produktion in Frage (Hyun et al., 1999).



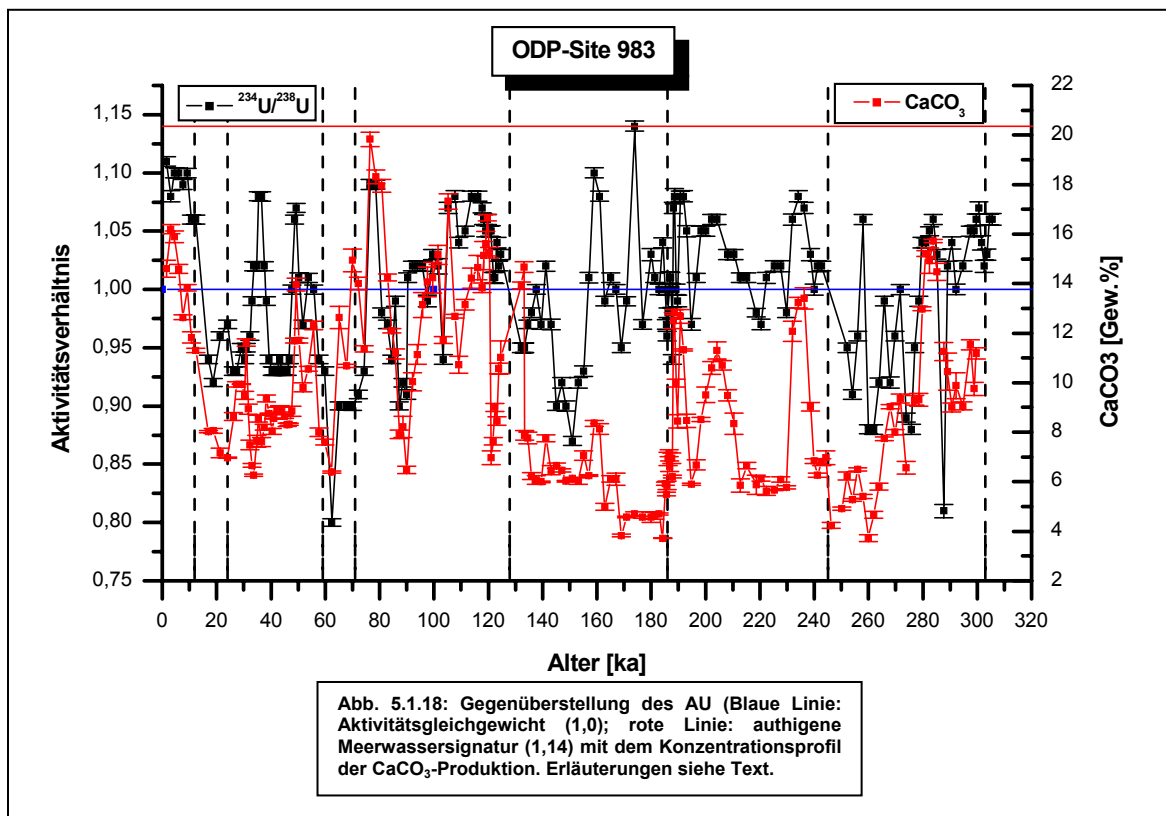
Dementsprechend kann der Verlauf der Konzentrationen des  $\text{CaCO}_3$ -Profils in dem Sediment dahingehend gedeutet werden, dass in den Interglazialen und Interstadialen die Karbonatproduktion gegenüber den Glazialen und Stadialen erhöht gewesen ist. Dass sich die Karbonatproduktion mit den Glazial/Interglazial Zyklen und somit parallel zur Ozeanzirkulation verhält, zeigt auch der Verlauf des Mn/Fe-Profiles in Abb. 5.1.17. Letzteres lässt erkennen, dass die Konzentrationen von Mangan innerhalb der Interglaziale besonders ansteigt und demgegenüber in Glazialen wieder abfällt. Dies ist in guter Übereinstimmung mit der Theorie, dass sich in Zeiten, in denen die Wassersäule des Ozeans ausreichend Sauerstoff besitzt (erhöhte Ozeanzirkulation), die Bildung von  $\text{MnO}_2$  (Birnisit bzw. Braun-

stein) begünstigt wird (siehe auch Kapitel 2), während der chemische Abbau dieses Minerals im anoxischen Milieu stattfindet. Hinzu kommt, dass die Sedimentationsraten offensichtlich ausreichend hoch gewesen sind, um diese Mangan-Peaks, welche die ehemaligen Redoxklinen im Sedimentkern anzeigen, fossil zu überliefern. Ferner lässt sich der oben ausgeführte Zusammenhang mit dem direkten Vergleich des Mn/Fe- und  $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ - und des  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -U-Profiles für weite Teile der Profile bestätigen. Ausgehend von der Theorie, dass Uran unter oxischen Bedingungen löslich ist (siehe auch Kapitel 2), müsste sich beim direkten Vergleich des Mn/Fe- mit dem des  $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ -Profils ein entgegengesetzter



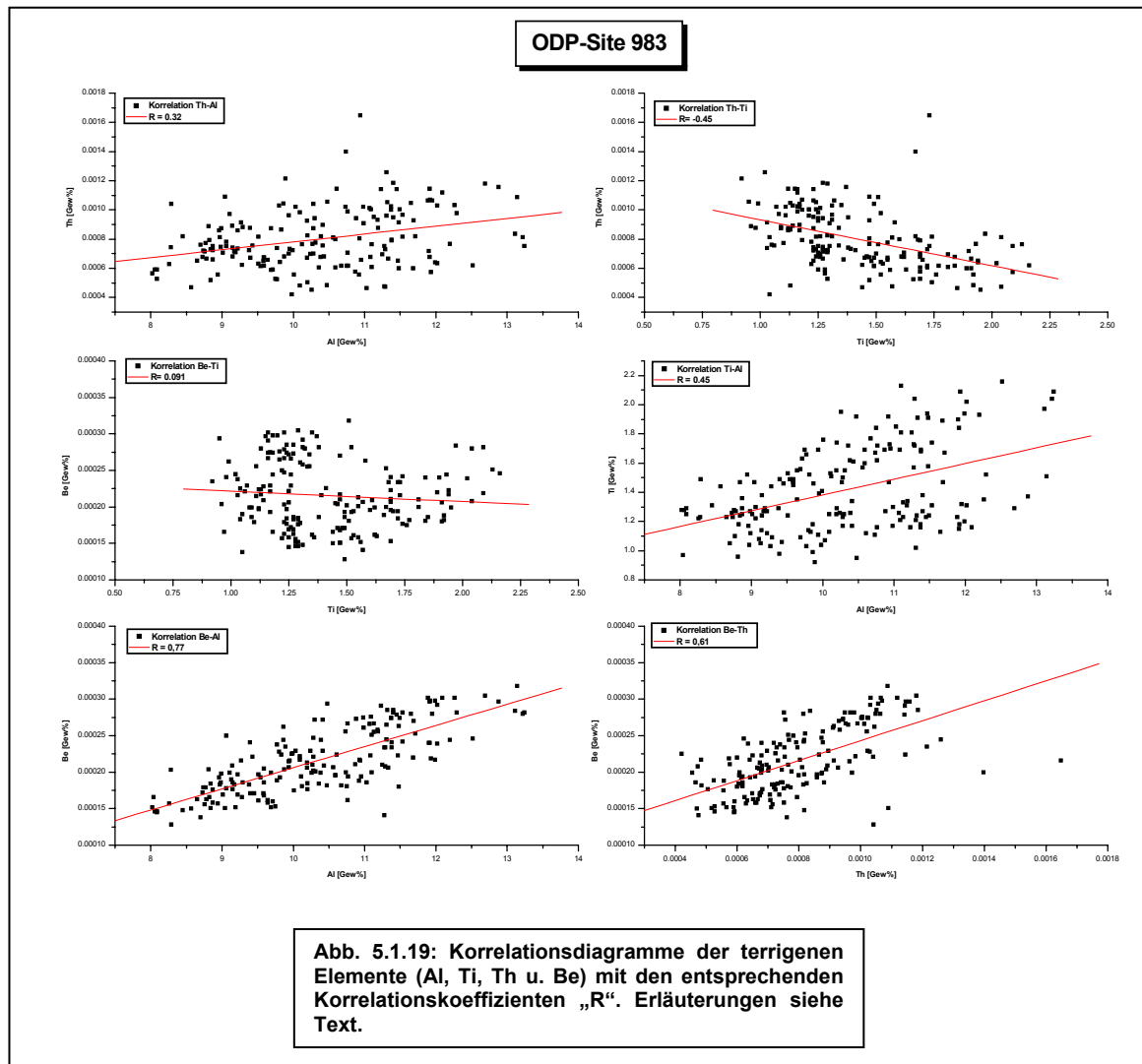
**Abb. 5.1.17:** Darstellung und Vergleich der klimaabhängigen Verhältnisse mit der  $\delta^{18}\text{O}$  Kurve von Martinson et al. (1987) Erläuterungen siehe Text.

Verlauf ergeben. D.h. in Zeiten in denen eine gute Durchlüftung in der Wassersäule (bzw. der Porenräume des Sedimentkörpers) vorherrscht, sollte einerseits Mangan als  $MnO_2$  ausgefällt, und andererseits Uran aus den Porenräumen des Sediments herausgelöst werden. Dieser Trend lässt sich weitestgehend aus dem Vergleich der oben angesprochenen Profile entnehmen. Allerdings gibt es auch Bereiche in denen besonders hohe Maxima zur gleichen Zeit auftreten. Dies ist bei 280, 205 und 160 ka der Fall. Eine mögliche Erklärung hierfür könnte darin liegen, dass es sich bei den Mn/Fe-Peaks um Relikte vorheriger Braunssteinbildung handeln könnte, welche aufgrund kinetischer Hemmungsreaktionen in Zeiten in denen ein anoxisches Milieu vorherrschte nicht aufgelöst wurden. Eine weitere Möglichkeit die Korrelation des Mn/Fe-Profiles mit dem Verlauf des AU zu erklären, liegt in der Beobachtung begründet, dass Uran in Form des Uranyl-Iones  $[UO_2]^{2+}$  (Oxidationsstufe +6) unter oxischen Bedingungen zwar löslich ist, aber unter solchen Bedingungen auch Karbonatkomplexe bilden kann (z.B.  $UO_2(CO_3)_2^{2-}$  oder  $UO_2(CO_3)_3^{4-}$ , Reeder et al., 2001). Diese Komplexe adsorbieren am effektivsten in einem pH-Wert Bereich zwischen 7 und 8 an Kalziumkarbonatpartikel (Koroleva, 2005). Da der pH-Wert des Ozeans relativ konstant bei einem Wert von 8 liegt, ist also auch ein Einbau der Uran(VI)-Spezies im Zuge der Kalziumkarbonatproduktion möglich, wodurch schließlich der Abbau von Uran aus dem Sediment durch die Kalziumkarbonatproduktion im oxischen Milieu überkompensiert werden kann. Dies zeigt sich auch in Abb. 5.1.18.



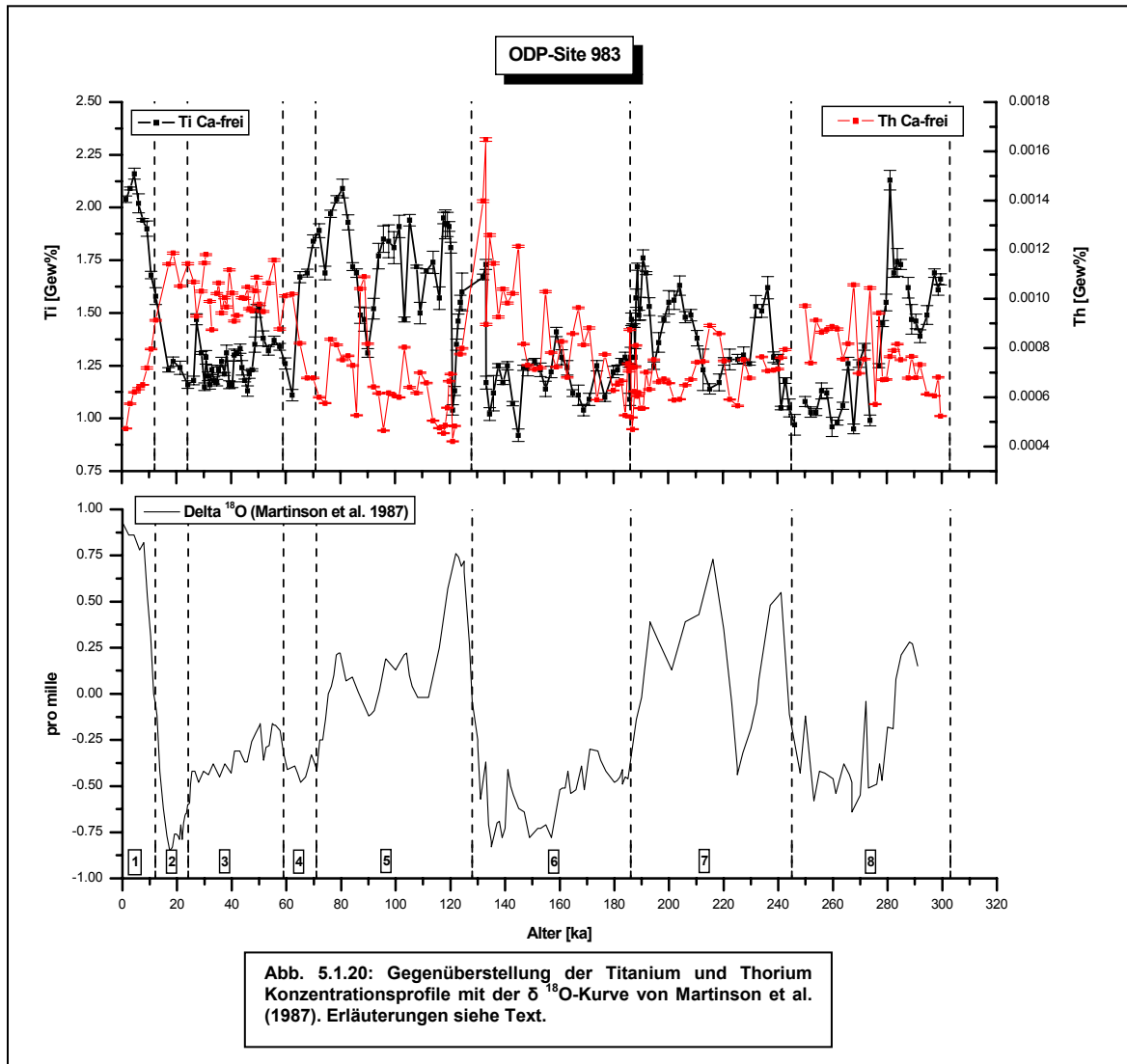
Die bereits in Kapitel 3 aufgeworfene Frage, ob es mehrere sedimentäre Liefergebiete für den Zeitabschnitt zwischen 300 bis ca. 0 ka gibt, kann aufgrund der vorliegenden Ergebnisse nicht eindeutig beantwortet werden. Die Korrelationsdiagramme der detritischen Elemente in Abb. 5.1.19 ergeben Korrelationskoeffizienten zwischen -0,45 und 0,77. Die besten Korrelationen untereinander zeigen

hierbei die Elemente Aluminium, Beryllium und Thorium mit Werten zwischen 0,32 und 0,77. Die niedrigsten bilden im allgemeinen die Korrelationen an denen Titanium beteiligt ist. Eine Ausnahme von dieser Regel bildet die Kombination zwischen Aluminium und Titanium. Dieses Verhalten könnte ein Hinweis darauf sein, dass es zumindest zwei Liefergebiete bezüglich des Elementes Titanium gegeben hat. Dieser Umstand lässt sich dadurch erklären, dass sich die in nächster Nähe liegenden Liefergebiete, bei denen es sich hauptsächlich um basaltische Ausgangsgesteine handelt, im wesentlichen nur in ihren Titanium- und Thoriumkonzentrationen unterscheiden. Betrachtet man die Verläufe

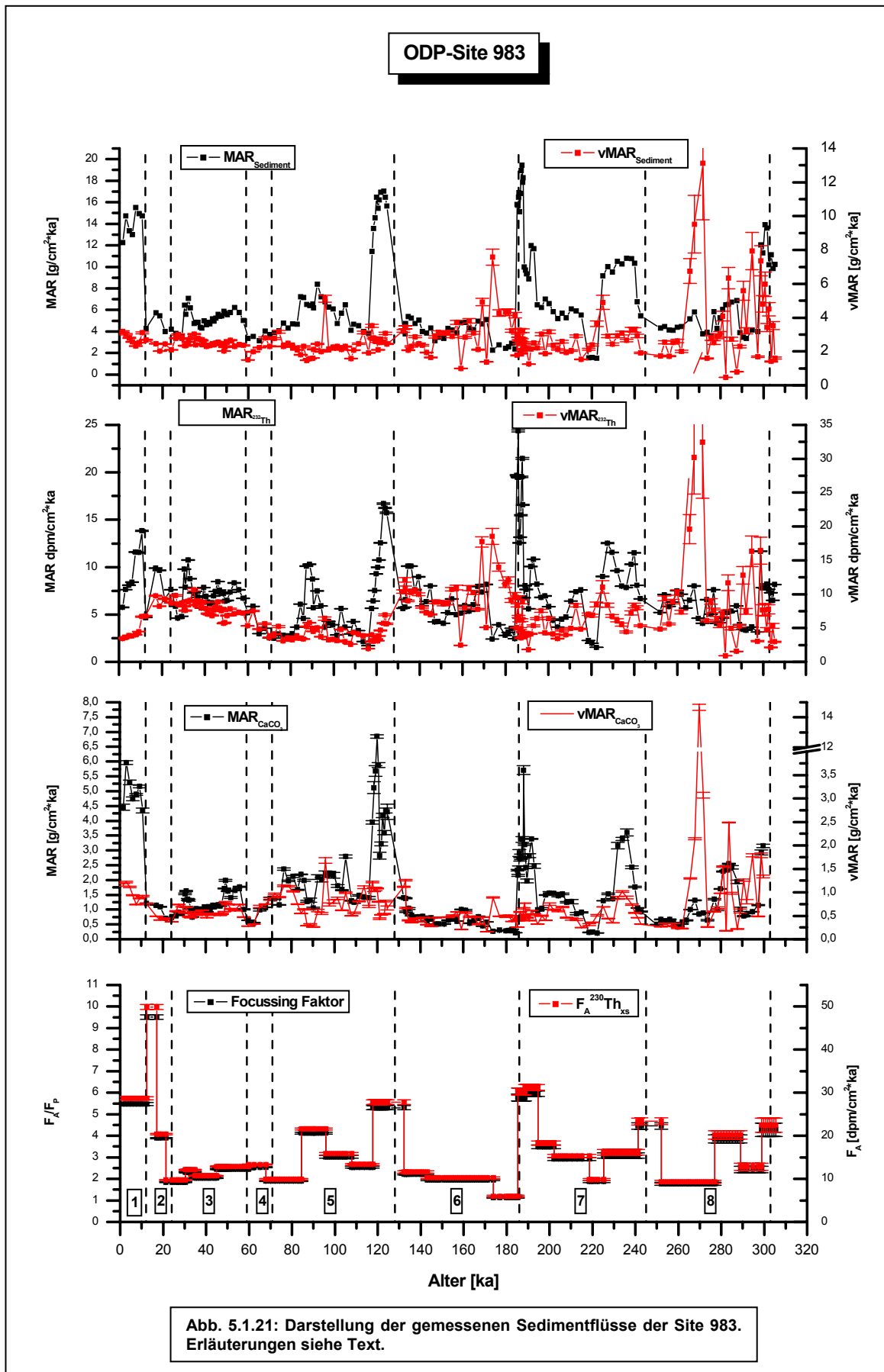


des kalziumfreien Titanium- sowie Thoriumkonzentrationen, so bietet sich als Erklärungsansatz eine Zufuhr von titaniumreicheren und thoriumärmeren Sedimenten an, wie sie aus dem Bereich der Farörschettalnd Schwelle bekannt sind. Diese Sedimente gehen aus der Verwitterung vom sog. „High-Ti-Suite-Basalt“ hervor (Waagstein, R., 1988). In Übereinstimmung mit den Ergebnissen von Hyun et al. (1999), zeigen auch die in dieser Arbeit gemessenen Titanium und Thorium Daten einen gegensätzlichen Verlauf (siehe Abb. 5.1.20). Auffälligerweise spiegelt der Kurvenverlauf der Titaniumkonzentrationen sehr gut denjenigen der Kalzium- und somit auch der Sauerstoffisotopenstratigraphie wider. Hieraus kann der Schluss gezogen werden, dass die Anlieferung von titaniumreicheren Sedimenten über den gesamten untersuchten Zeitraum von ca. 300 ka im Zuge der sich ändernden klimatischen

Bedingungen im Ozean stattgefunden hat. Als sedimentäres Liefergebiet kommt hierbei, mit dem Einsetzen der NADW (ISOW) in den Interglazialen bzw. Interstadialen, besonders der Farörbank-Channel in Frage. Diese Sedimentationsgeschichte zeigt sich auch in den in Abb. 5.1.21 dargestellten Sedi-



ment Bulkflüssen ( $\text{MAR}_{\text{Sediment}}$ ,  $\text{MAR}_{232\text{Th}}$  und  $\text{MAR}_{\text{CaCO}_3}$ ), welche höhere Flussdichten in den Interglazialen mit größeren Variationsbreiten zeigen als dies in den Glazialen der Fall ist. Hierbei liegen die Höchstwerte der Kurven dieser Flüsse bei ca. 10, 125, 185, 240 und 280 ka. Dieser Verlauf ist ebenfalls in guter Übereinstimmung mit dem Sedimentfocussing ( $F_A/F_P$ ) und der Produktionsrate von  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  ( $F_A \cdot ^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ ). Betrachtet man nun die dazugehörigen vertikalen Flussdichten ( $\text{vMAR}_{\text{Sediment}}$ ,  $\text{vMAR}_{232\text{Th}}$  und  $\text{vMAR}_{\text{CaCO}_3}$ ), so kann beobachtet werden, dass in einigen Bereichen der Kurvenverläufe die vertikalen Komponenten der Flussdichten den Gesamtanteil (Bulkflüsse berücksichtigen alle Komponenten des Sedimenttransportes) übersteigen. Dies tritt bei 175, 270 und 295 ka auf. Zu diesen Zeitpunkten ergeben sich im Hinblick auf die Focussing Faktoren Werte, die sich sehr stark der Produktionsrate von  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  in der Wassersäule annähern. Da die vertikalen Flussdichten im Gegensatz zu den Gesamtflussdichten auf  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  normiert werden, ist offensichtlich, dass in diesen Bereichen

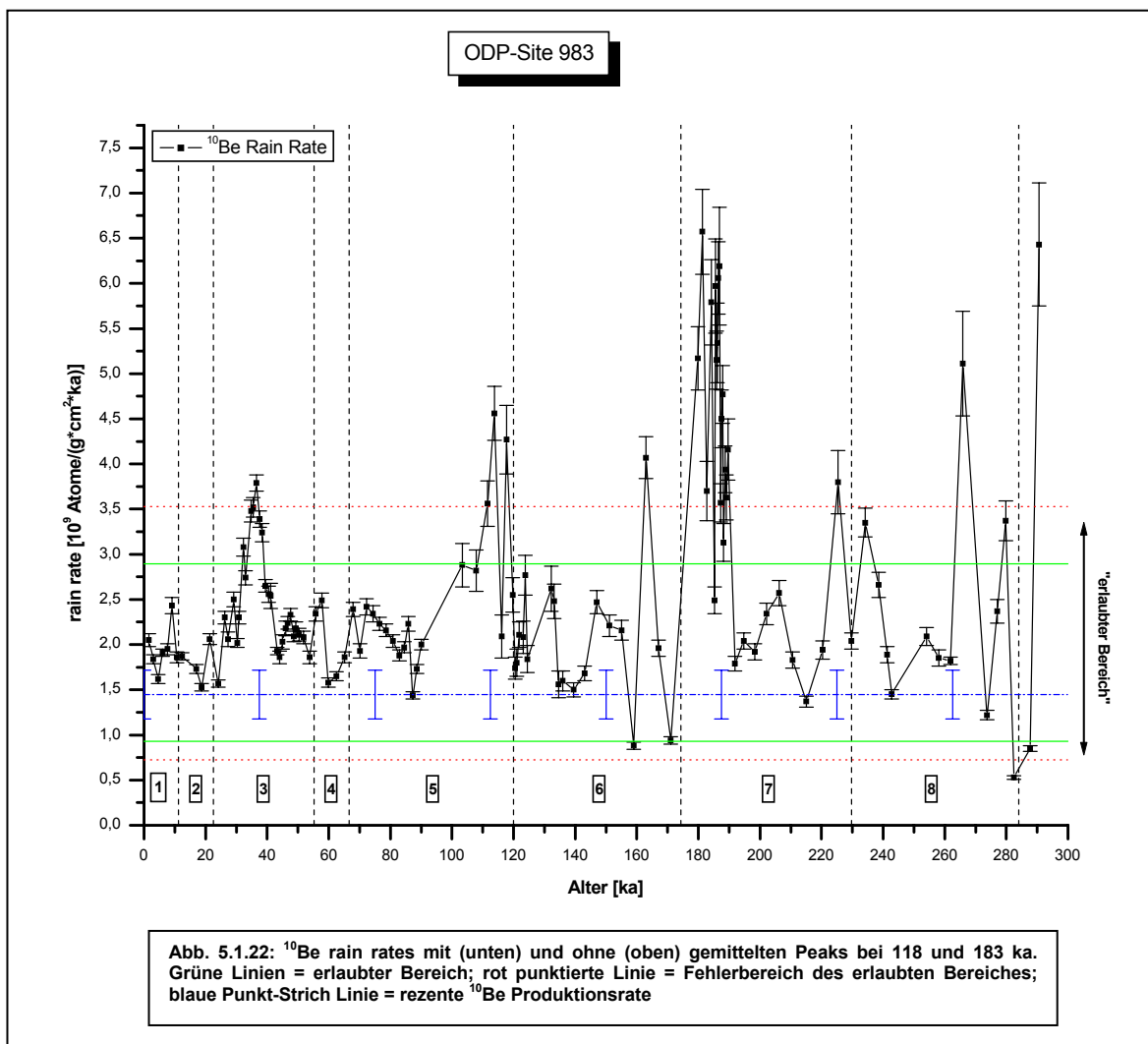




der Profile ein  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  Defizit vorliegt, welches durch die Nordatlantische Tiefenwasserbildung verursacht wird. Dieses Phänomen wurde bereits von Francois et al. (2004) untersucht. Demnach sinkt in Gebieten, in denen Tiefenwasser gebildet wird  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -armes Oberflächenwasser ab und erzeugt durch die tiefe konvektive Mischung eine relativ niedrige und homogene Konzentration an  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  in der Wassersäule, aus welcher sie dann schließlich in das Sediment eingebaut wird. Von besonderer Relevanz sind in diesem Zusammenhang die Untersuchungen von Vogler et al. (1998), die im Rahmen ihrer Untersuchungen auch eine Lokation im Island Becken beprobten ( $54^\circ\text{N } 21^\circ\text{W}$ ; Rockfall Basin). Durch Messungen und Modellierungen der vertikalen Verteilung von gelöstem und partikulärem  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  in der Wassersäule fanden sie heraus, dass unter dem Einfluss der Tiefenwasserbildung im Island Becken  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  Defizite von bis zu ungefähr 50% auftreten können. Interessanterweise tritt die Abweichung der  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Primärproduktion vom linearen Verlauf des  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  innerhalb der Wassersäule in einem Tiefenbereich zwischen ca. 1000 und 1500 m auf. Da dieser Tiefenbereich auch die Durchmischungszone des LSW und des ISOW darstellt (siehe Abb. 3.1.7), ist der Einfluss der Tiefenwasserbildung auf die  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  Konzentration in der Wassersäule sowie im darunter gelegenen Sedimentkörper offensichtlich. Vor dem Hintergrund dieser Überlegungen kann man also davon ausgehen, dass die  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  Konzentrationen durch die Messdaten allgemein unterschätzt werden. Dies zeigt sich auch in den Absolutwerten der Focussing Faktoren ( $F_A/F_P$ ) und den  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Produktionsflüssen ( $F_A^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ ) der Abb. 5.1.21. Die Focussing Faktoren variieren zwischen 9,5 und 1, womit sie für das gesamte Profil Sedimentimport dokumentieren. Vergleicht man diese aber mit anderen Driftsediment Lokationen, die nicht oder nur marginal von der Tiefenwasserbildung beeinflusst wurden, so zeigen sich dort wesentlich höhere Focussing Faktoren und  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Produktionsflüsse (siehe Abb. 5.2.21).

**b.) Rekonstruktion der Erdmagnetfeldstärke**

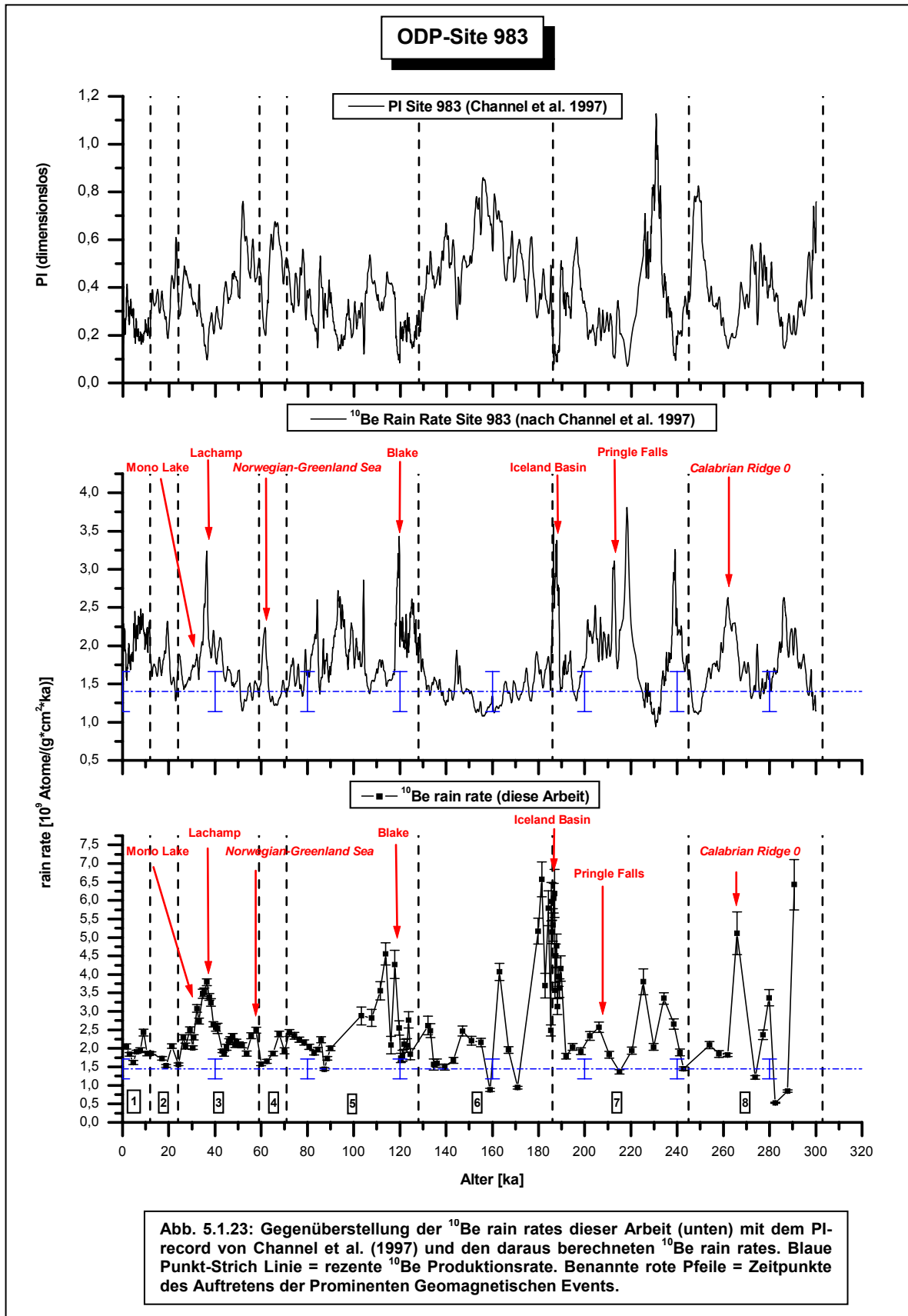
Um zu überprüfen, ob die Rekonstruktion die Erdmagnetfeldvariationen anhand des Radionuklids  $^{10}\text{Be}$  auf  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  normiert zulässig ist, bedarf es zunächst der Betrachtung der im Rahmen dieser Arbeit erhobenen Daten vor dem Hintergrund der Berechnungen aus Kapitel 2, die den sog. erlaubten Bereich kennzeichnen, um neben qualitativen auch quantitative Aussagen machen zu können. Betrachtet man das Diagramm der Abb. 5.1.22 kann man erkennen, dass die Maxima (Peaks) dieser  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphie aus einer konstanten Grundlinie hervorgehen, auf die sie nach Beendigung eines



Events/Erhöhung wieder zurückfallen. Diese Grundlinie ist innerhalb ihrer Fehlergrenzen verträglich mit der rezenten  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsrate von  $1,4 \cdot 10^9$  At./( $\text{g} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{ka}$ ). Dies ist ein wichtiges quantitatives Merkmal für diese Stratigraphie, welche bereits in erster Näherung die Validität des dargestellten Datensatzes dokumentiert. Der erlaubte Bereich für die  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphie bewegt sich unter Einbeziehung des Fehlers von 22% (für dessen obere und untere Grenze) zwischen  $0,7$  und  $3,42 \cdot 10^9$  At./( $\text{g} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{ka}$ ). Im Allgemeinen befindet sich der  $^{10}\text{Be}$  Graph innerhalb dieses genannten erlaubten Bereiches. Die Ausnahmen bilden drei wichtige Peaks bei ca. 115, 183 und 265 ka. Diese weichen von der oberen Fehlergrenze des erlaubten Bereiches (in zuvor genannter Reihenfolge) von ca. 1,15

und 1,4 zu größeren Werten hin ab. Betrachtet man diese Peaks genauer, so ist zu erkennen, dass diese einerseits mit sehr geringen Focussing Faktoren von 2 bis 3 zusammenfallen und andererseits zu den gleichen Zeiten auftauchen, in denen die Sediment Bulkflüsse geringer sind als ihre vertikalen Pendants. Unter Berücksichtigung dieser beiden Faktoren ist der Schluss zulässig, dass die Erhöhungen der zuletzt genannten Peaks, über den erlaubten Bereich hinaus, auf eine zu geringe  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Konzentration zurückzuführen ist, die ihrerseits hauptsächlich in der Tiefenwasserbildung des Nordostatlantiks begründet liegt. Bei dem Peak, der sich bei der Zeitmarke von ca. 183 ka befindet, und im Mittel um den Faktor von ca. 1,4 gegenüber der obersten Fehlertoleranz des erlaubten Bereiches erhöht ist, wird dies besonders deutlich. Hier lassen sich sehr große Änderungen der  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflussdichten innerhalb eines Zeitintervalls von ca. 10 ka beobachten. Dass diese Variationen wesentlich von klimainduzierten Stoffflussänderungen betroffen sind, zeigt sich vor allem in den Sedimentflüssen (Abb. 5.1.21), die zu den gleichen Zeitpunkten ähnlich große Variationen aufweisen (siehe auch Kap. 7). Ein weiteres Argument für diese These liegt in der Tatsache begründet, dass die beschriebenen hohen Variationsbreiten zu Zeitpunkten auftreten, in denen die  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve abrupte Klimaänderungen anzeigt und sich im Hinblick auf die  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphie der Site 983 an den Grenzen der marinen Isotopenstadien 7/6 (ca. 170 ka, Bereich des Iceland-Basin Events) und 6/5 (ca. 120 ka, Bereich des Blake Events) bemerkbar macht. Nichtsdestotrotz zeigt der allgemeine Verlauf der  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphie, dass sich diese trotz der oben beschriebenen Probleme erstaunlich gut quantifizieren lässt.

Im nächsten Schritt soll nun die Qualität der oben genannten  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphie untersucht werden. Hierzu wird letztere mit Paläointensitätsmessungen verglichen (siehe Abb. 5.1.23), die über rein geophysikalische Methoden von Channel et al. (1997) ermittelt wurden und ebenfalls von der ODP-Site 983 stammen. Die in Abb. 5.1.23 (oben) dargestellten relativen Paläointensitätsmessungen wurden verwendet, um daraus die entsprechenden  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsraten nach der Gleichung 2.1 (siehe Kap. 2) zu berechnen (Abb. 5.1.23 mittlerer Graph) Auf diese Weise lassen sich die  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien, die über unterschiedliche Messmethoden ermittelt wurden, direkt gegenüberstellen. Diese Gegenüberstellung führt zu einer sehr guten Übereinstimmung, bei der in beiden  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien alle prominenten geomagnetischen Exkursionen, die innerhalb des Brunhes Chrones der letzten ca. 300 ka im Rahmen dieser Arbeit untersucht wurden, vorhanden sind. Dieses Verhalten zeigt sich auch im Timing dieser Events, die nur sehr geringe Abweichungen (ca. 2 – 3 ka) bei diesem Vergleich zeigen. Darüber hinaus zeigen auch die Kurvenverläufe zwischen diesen Events in vielen Bereichen eine ähnlich gute Übereinstimmung. Das trifft besonders für diejenigen Bereiche zu, in denen die Beprobungsdichte der  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphie dieser Arbeit ( $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -normierte  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphie) besonders hoch ist. Dies zeigt sich vor allem für das Zeitintervall zwischen 0 und 80 ka. Lediglich die genaue zeitliche Lokalisierung des Mono Lake Events erweist sich als problematisch, da es sich offensichtlich in beiden  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien in der abfallenden Flanke des Peaks befindet, der das Laschamp Event repräsentiert. Ein weiteres Merkmal für die gute Qualität der  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -normierten  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphie stellt der Vergleich der Absolutwerte, bezüglich der prominenten geomagnetischen Exkursionen dar. So betragen die Abweichungen innerhalb des Intervalls zwischen 116 und 36 ka (Blake-, Norwegian-Greenland See- und Laschamp Event) lediglich 8, 11 und 15 %. Für den Zeitbereich zwischen ca. 270 und 183 ka er-



höhen sich diese Abweichungen für das Pringle Falls- und Iceland Basin Event auf Werte von 17 und 28 %. Lediglich das Calabrian Ridge Event bei ca. 265 ka weist überdurchschnittlich hohe Abwei-

chungen auf, die bei fast 100 % liegen. Letztere Abweichung ist das Ergebnis der zu geringen  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  Konzentrationen, auf die bereits weiter oben eingegangen wurde. Neben den oben beschriebenen prominenten geomagnetischen Ereignissen lassen sich ferner vier weitere größere Peaks beobachten, die zu den Zeitpunkten 280, 240, 220 und 150 ka in Erscheinung treten, welche ebenfalls eine sehr gute zeitliche und quantitative Übereinstimmung im Hinblick auf den Vergleich beider  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien aufweisen.

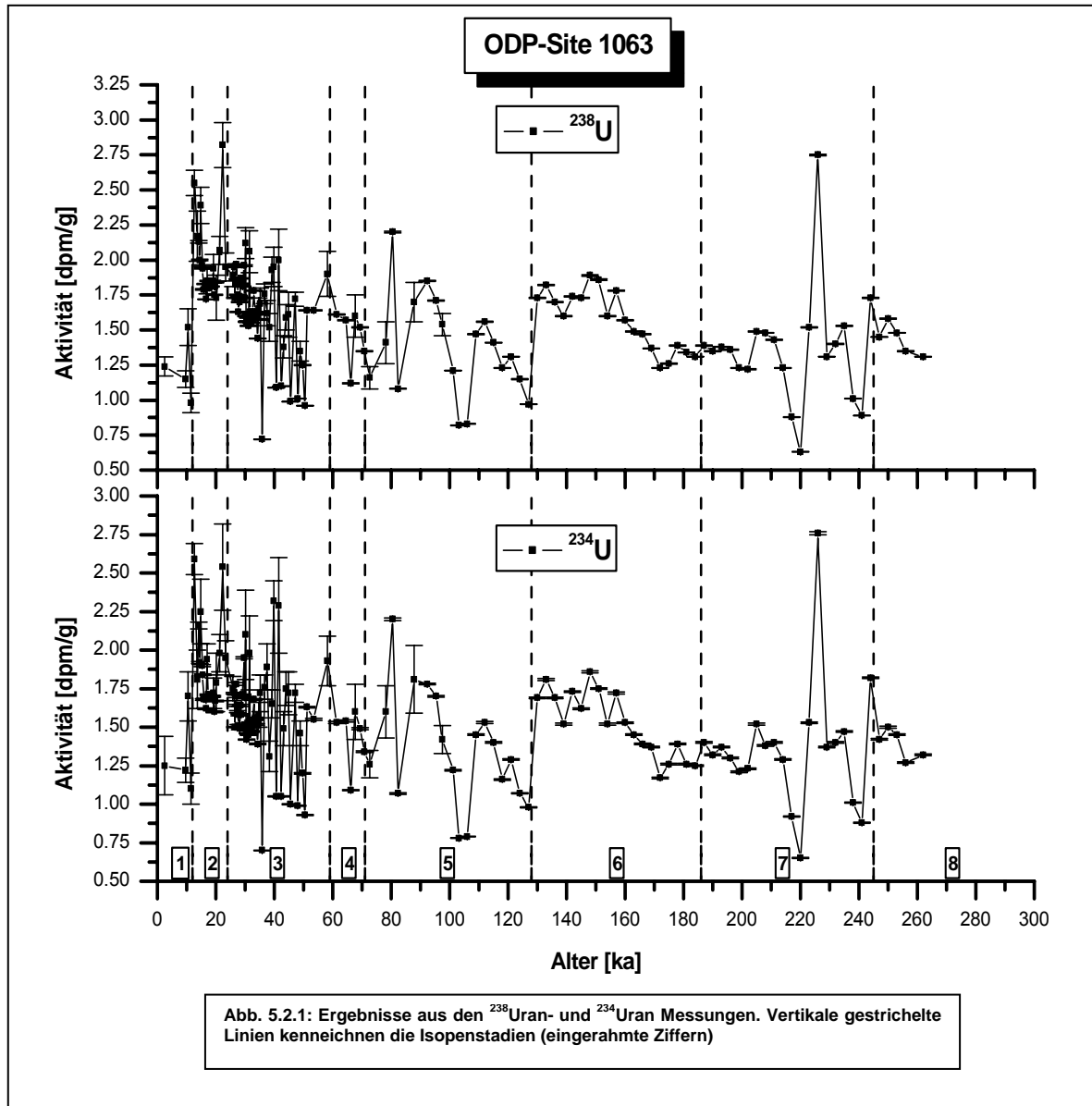
Auf der Grundlage der in diesem Unterkapitel präsentierten Daten lässt sich also feststellen, dass die Rekonstruktion der Erdmagnetfeldstärke für einen Zeitraum von 300 bis 0 ka, welche über eine  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  normierte  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphie vorgenommen wurde, auf die ODP-Site 983 angewandt werden kann. Dieses Ergebnis ist umso bemerkenswerter wenn man bedenkt, dass sich diese Site in einem Gebiet (Island Becken) befindet, welches sehr stark von der Nordatlantischen Tiefenwasserbildung (NADW) beeinflusst wird. Um zu überprüfen, ob diese hier dargestellte und analysierte  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphie mit Paläointensitätsmessungen anderer Lokationen und interhemisphärischen Records in Einklang zu bringen ist, werden in dem anschließenden Kapitel 6 dementsprechende vergleichende Untersuchungen vorgenommen.



## 5.2 ODP-Site 1063

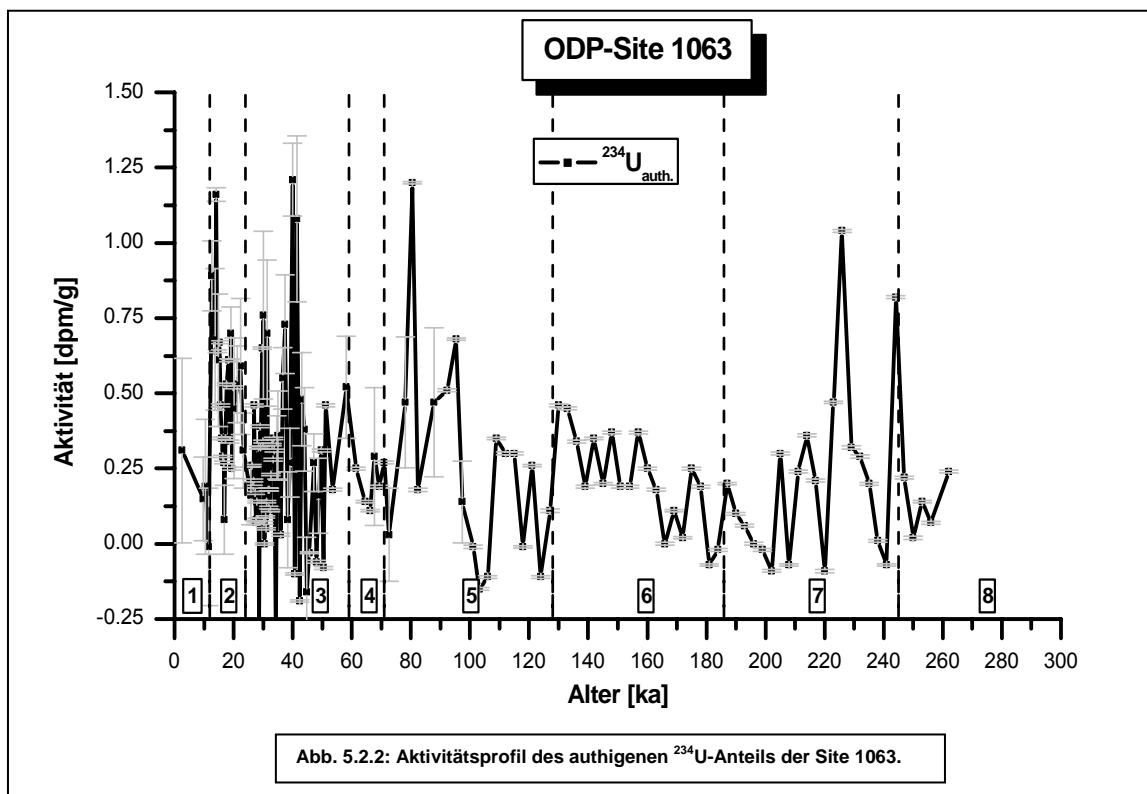
### 5.2.1 Uran- und Thorium Messungen

#### a.) Uran Messungen



Die in den Abb. 5.2.1 dargestellten Uranprofile zeigen neben der erwarteten Synchronität im Verlauf über den gesamten Zeitraum von 263 bis 0 ka, auch ähnliche Absolutwerte. Diese variieren für das  $^{238}\text{U}$ -, sowie für das  $^{234}\text{U}$ -Profil zwischen ca. 0,6 – bis 2,8 dpm/g mit einem Mittelwert von ungefähr 1,5 dpm/g. Hierbei treten die größten Variationen einhergehend mit hohen Absolutwerten und einer hohen Dynamik in den Interglazialen (bzw. an den Grenzen von Glazial/Interglazial) auf. Dabei lassen sich vor allem im Isotopenstadium 3 große Variationen in relativ kurzen Zeitintervallen beobachten. Man darf hierbei allerdings nicht vergessen, dass im Zeitabschnitt zwischen ca. 70 und 20 ka

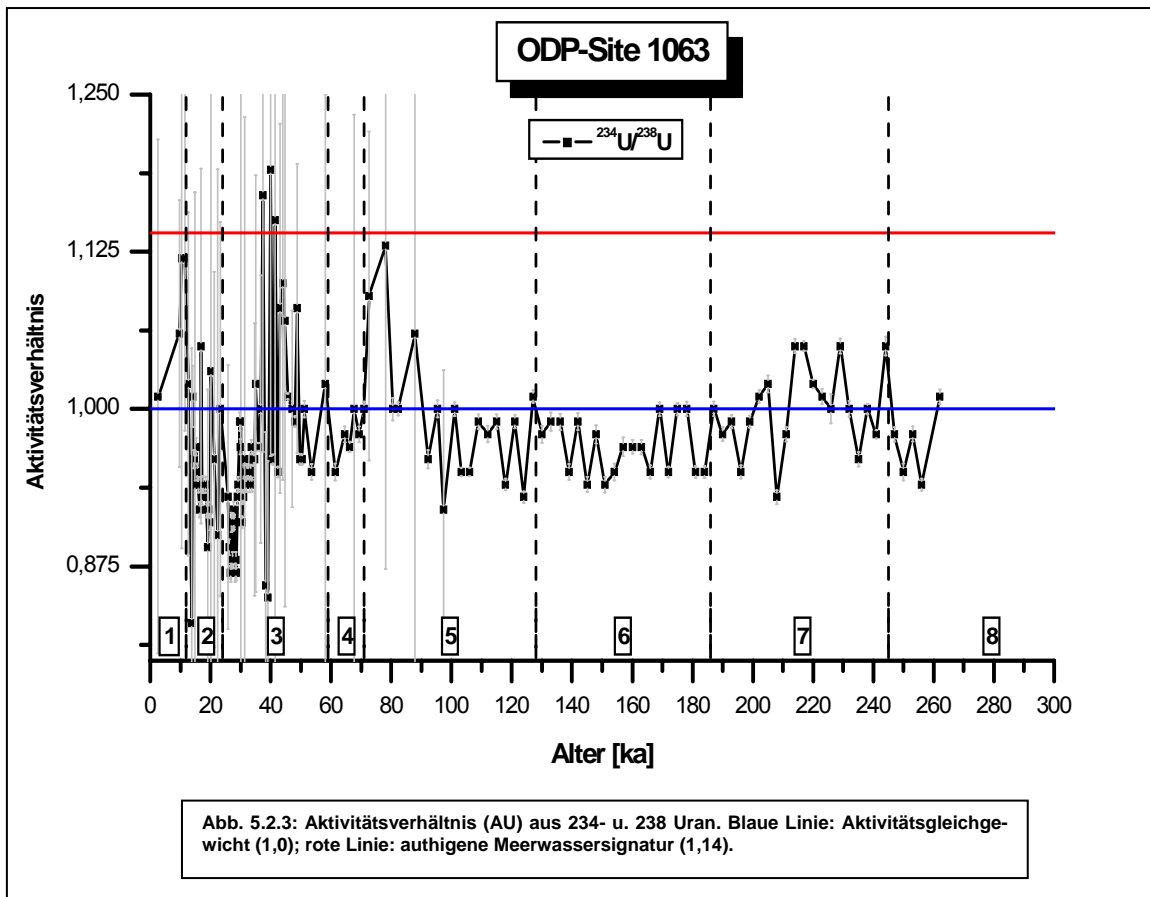
die höchste Beprobungsdichte dieser Site vorliegt. Bei dieser Art der Dynamik ist davon auszugehen, dass hierdurch die für die Interglaziale typischen Dansgaard-Oeschger Ereignisse durch den Kurvenverlauf nachgezeichnet werden. Darüber hinaus zeigt der Gesamtverlauf dieser Uranprofile mit Beginn des Isotopenstadiums 5 (Grenze MIS 5/6) bei 128 ka einen allgemein ansteigenden Trend bis hin zu jüngeren Altern (ca. 20 ka). Vergleicht man diesen Verlauf mit demjenigen, der sich zwischen 128 und 263 ka einstellt, so ist festzustellen, dass sich dieser um einen Mittelwert von ca. 1,5 dpm/g einstellt. Allerdings lassen sich auch hier, wenn auch über größere Zeiträume mit geringeren Variationen in den Absolutwerten, Bereiche beobachten, die eine gewisse Zyklizität vermuten lassen.



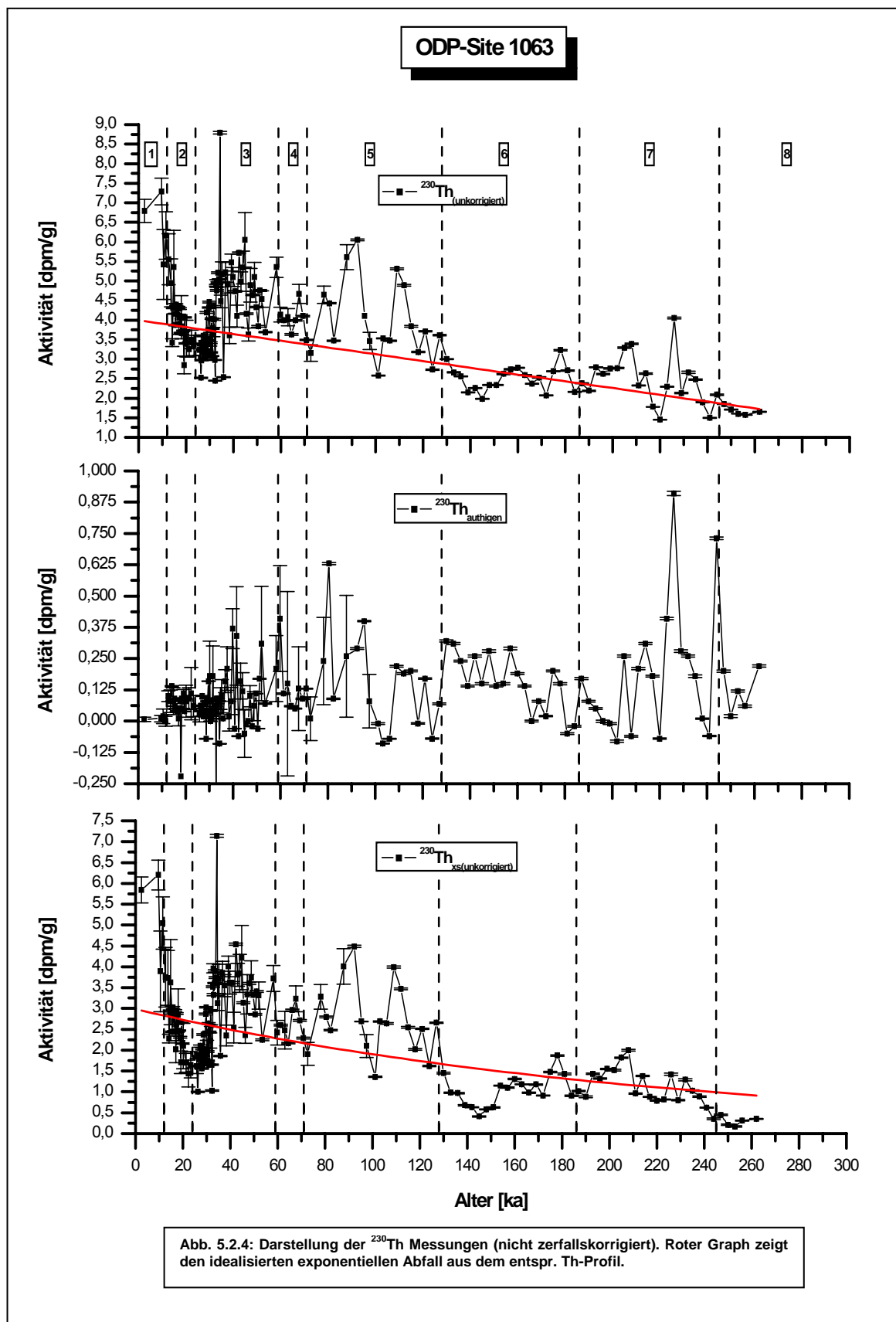
Der authigene  $^{234}\text{U}$ -Anteil des Sediments, welcher in Abb. 5.2.2 dargestellt wurde, zeigt in der Regel eine gute Übereinstimmung hinsichtlich des Gesamtverlaufes dieses Profils mit den Aktivitätskonzentrationen aus dem  $^{234}\text{U}$  Profil. Der sehr variable  $^{234}\text{U}_{\text{auth}}$ -Anteil nimmt Absolutwerte zwischen 0 und ca. 1,2 dpm/g an. Damit beträgt der maximale authigene  $^{234}\text{U}$ -Anteil ca. 50 %. Entsprechend der Variabilität des Verlaufes dieser Kurve über die Zeit, ergeben sich Bereiche, in denen diese Anteile einerseits sehr signifikant sind und andererseits Zeitabschnitte in denen der authigene  $^{234}\text{U}$ -Anteil zu vernachlässigen ist. Besonders markante Anteile an authigenem Uran in den gemessenen Sedimentproben lassen sich im Zeitabschnitt zwischen ca. 70 und 20 ka beobachten. Jenseits dieses Zeitabschnittes (70 – 263 ka) liegt der authigene Anteil maximal bei ca. 30 %. Der in Abb. 5.2.3 dargestellte Verlauf des Aktivitätsverhältnisses in Abhängigkeit der Zeit lässt sich in zwei zeitliche Bereiche unterteilen. Der erste Zeitabschnitt von ca. 100 bis 0 ka ist geprägt von einem periodischen Wechsel zwischen dem Einbau von authigenem Uran aus der Wassersäule (angezeigt durch Werte zwischen 1,0 und 1,14) sowie der Ausprägung einer Detritus Signatur (angezeigt durch Werte < 1) hinsichtlich der untersuchten Sedimentproben. Werden die Maxima und Minima in diesem Bereich durch eine einhül-



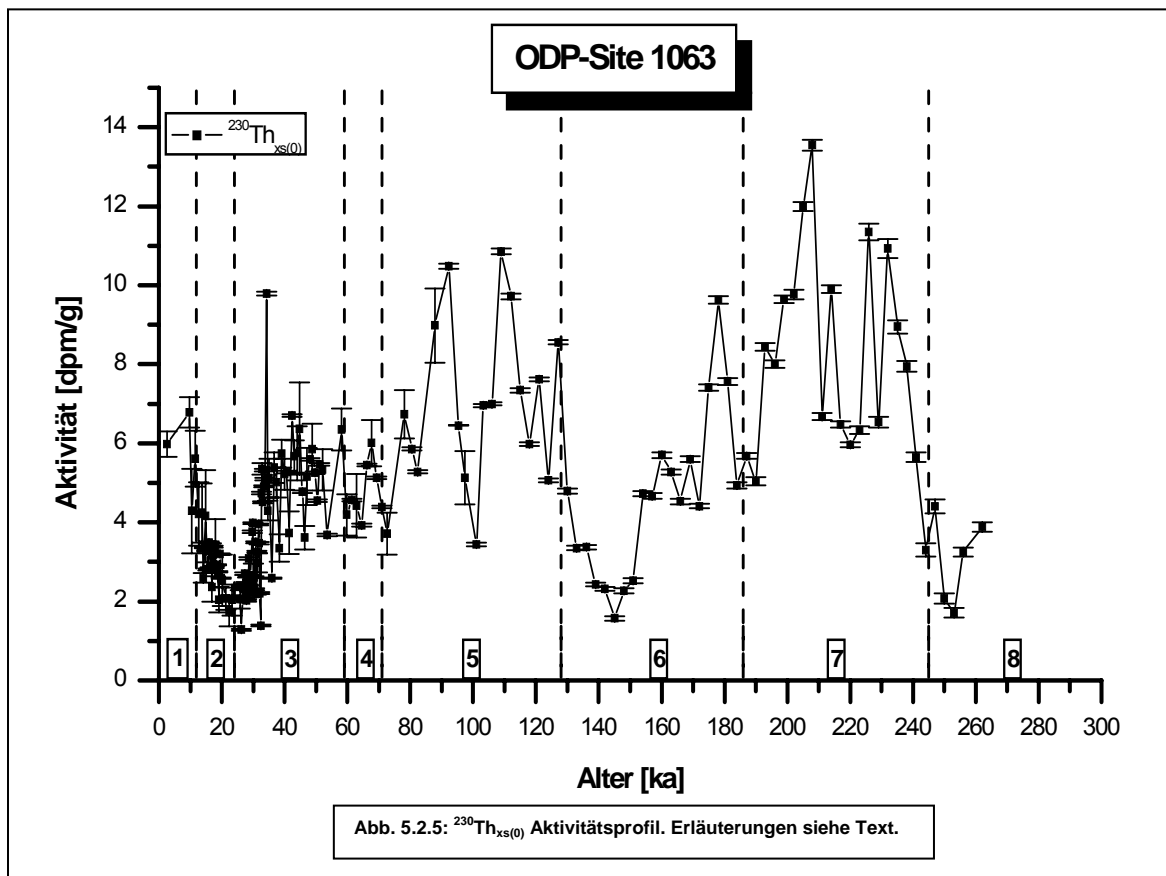
lende Kurve abgebildet (z.B. in Form des gleitenden Durchschnitts), so wechseln sich Maxima und Minima in diesem betrachteten Zeitabschnitt ca. alle 12 ka ab. Das Zeitintervall zwischen ca. 263 bis 100 ka ist dagegen durch einheitliche Aktivitätsverhältnisse geprägt, die im Mittel etwas unterhalb des Wertes von 1 liegen. Lediglich im Interglazial des Isotopenstadiums 7 (inklusive Grenze MIS 8/7) zeigen sich Datenpunkte die mit ca. 5% oberhalb des sekulären Gleichgewichts von 1 liegen. Über den gesamten Zeitraum betrachtet, lässt sich feststellen, dass die Maxima in die Interglaziale (MIS 1, 3, 5 u. 7) und die Minima in die Glaziale (MIS 2, 4, 6 u. 8) des Kurvenverlaufes fallen.



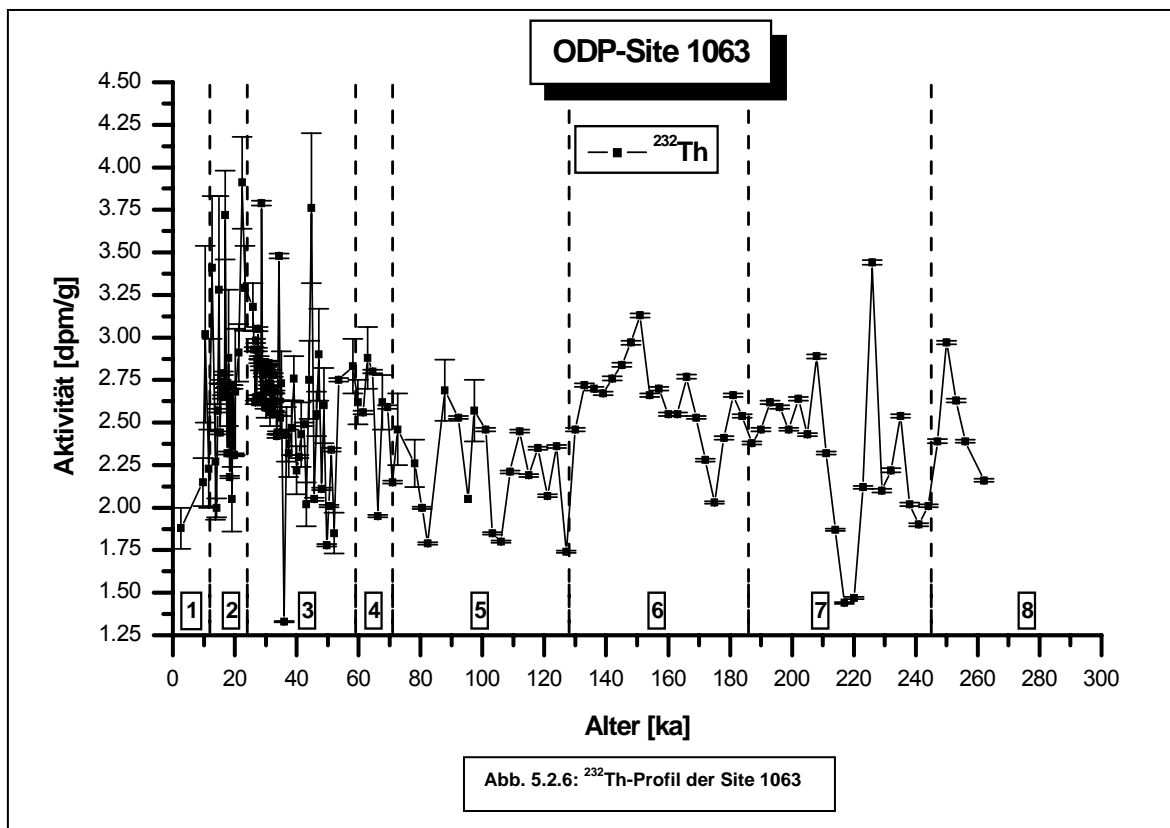
b.) Thorium Messungen



Die aus den  $^{230}\text{Th}$  Messungen erhaltenen Aktivitätskonzentrationen (siehe Abb. 5.2.4) dokumentieren über den gesamten Zeitverlauf betrachtet den radioaktiven Zerfall des  $^{230}\text{Th}$  in Form eines angenäherten abfallenden exponentialen Verlaufes. Letzterer sollte sich im Idealfall, entsprechend der Zerfallskonstante, als ideale abnehmende Exponentialfunktion darstellen lassen. Die Abweichungen von dieser Funktion ergeben sich (wie zuvor bereits erläutert) aus dem constant flux Modell, bei dem von einer konstanten Produktion von  $^{230}\text{Th}$  durch radioaktiven Zerfall in der Meerwassersäule ausgegangen wird, welches im Anschluss daran mit absinkenden Sedimentpartikeln im Sedimentkörper am Ozeanboden eingebaut wird. Dies hat zur Konsequenz, dass die beschriebenen Abweichungen von der Zerfallskurve auf unterschiedlichen Sedimentationsraten und evtl. auf erhöhte Anteile von authigenem  $^{230}\text{Th}$  zurückzuführen sind. Diese Verhalten spiegelt sich in den Graphen der Abb. 5.2.4 wider. So variieren die Aktivitätskonzentrationen vom  $^{230}\text{Th}$  zwischen 7,5 dpm/g und 2,5 dpm/g. Der Hauptgrund für die beschriebene Abweichung der experimentell ermittelten  $^{230}\text{Th}$  Kurve vom exponentiellen Idealverlauf, ist in diesem Fall auf Änderungen der Sedimentationsraten zurückzuführen, da der authigene  $^{230}\text{Th}$  Anteil mit Werten zwischen 0 und maximal 0,9 dpm/g, bei einem Mittelwert von ca. 0,15 dpm/g, vernachlässigbar ist. Diese Beobachtung wird zudem durch den Verlauf der  $^{230}\text{Th}_{\text{xs(unkorr.)}}$  Kurve bestätigt, bei welcher der authigene Anteil mathematisch eliminiert wurde. Bei einem signifikanten Anteil von authigenem  $^{230}\text{Th}$  wäre zu erwarten, dass sich der  $^{230}\text{Th}_{\text{xs(unkorr.)}}$  Verlauf deutlich an die exponentielle Zerfallskurve annähern würde. Aus Abb. 5.2.5 wird allerdings ersichtlich, dass die Graphen aus den Abb. 5.2.4 ( $^{230}\text{Th}_{\text{(unkorr.)}}$  u.  $^{230}\text{Th}_{\text{xs(unkorr.)}}$ ) qualitativ als auch quantitativ nahezu identisch sind.



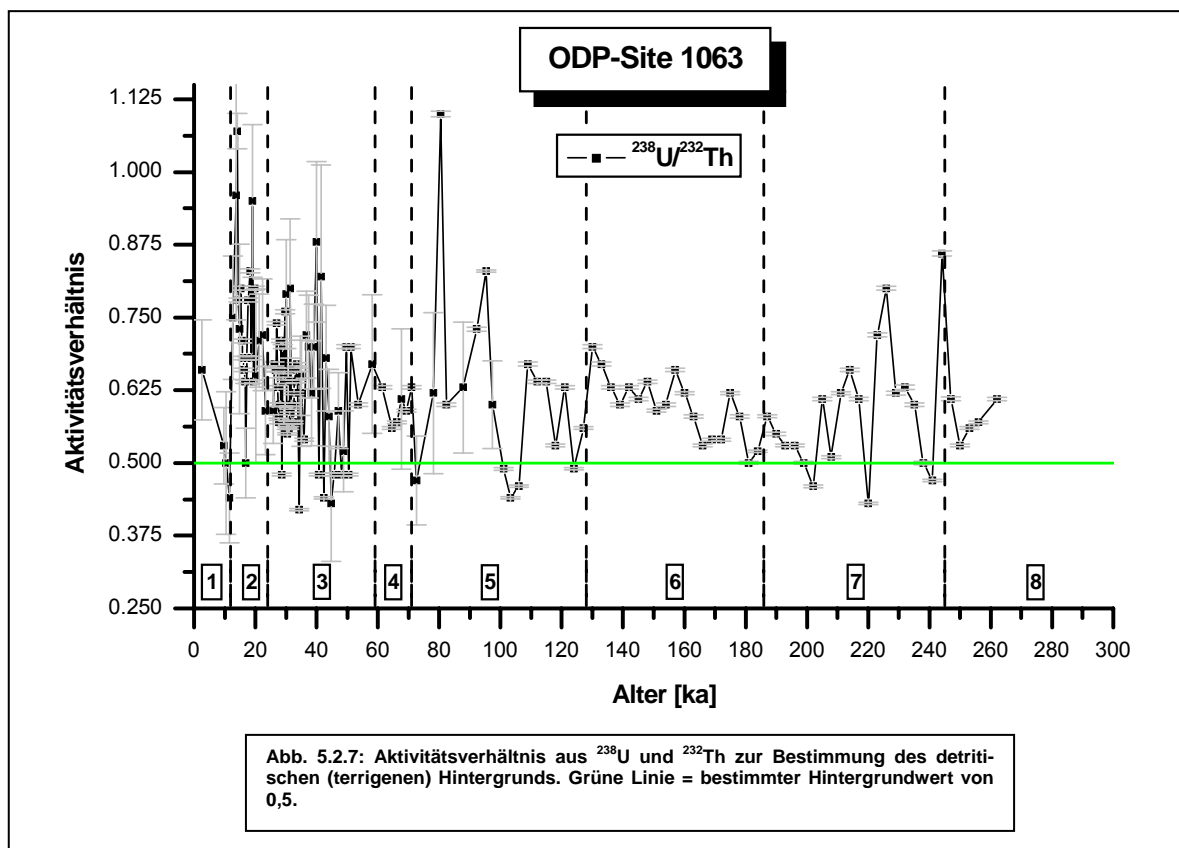
Durch die Zerfallskorrektur der Daten aus Abb. 5.2.4 (unterstes Diagramm) ergibt sich das  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}(0)}$  Profil in Abb. 5.2.5, dass an anderer Stelle dieser Arbeit für die Normierung der  $^{10}\text{Be}$ -Daten benötigt wird. Die Absolutwerte des  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  Profils variieren zwischen ca. 1,8 und 13,6 dpm/g bei einem Mittelwert von ca. 5,5 dpm/g und weisen darüber hinaus eine große Variabilität besonders innerhalb der Interglaziale auf. Bezüglich des über den gesamten gemessenen Zeitbereich von 263 bis 0 ka verlaufenden Graphen, lässt sich feststellen, dass die Maximalwerte dieser Kurve fast ausschließlich in den Interglazialen (MIS 1, 3, 5 und 7) in Erscheinung treten (lediglich der Peak an der Grenze zwischen dem MIS 7/6 bildet eine kleine Ausnahme). Dementsprechend fallen die Minima dieser Kurve mit den Glazialen (MIS 2, 4, 6, u. 8) zusammen. Betrachtet man die Maximalwerte der Interglaziale über den gesamten Zeitverlauf, fällt auf, dass sie einen, ausgehend vom Isotopenstadium 7 in Richtung jüngerer Alter, abfallenden Trend aufweisen. Dagegen erreichen die Minimalwerte der Kaltstadien 2 (26 ka Zeitmarke), 6 (145 ka Zeitmarke) und 8 (253 ka Zeitmarke) jeweils annähernd gleiche Werte von ca. 1 dpm/g.



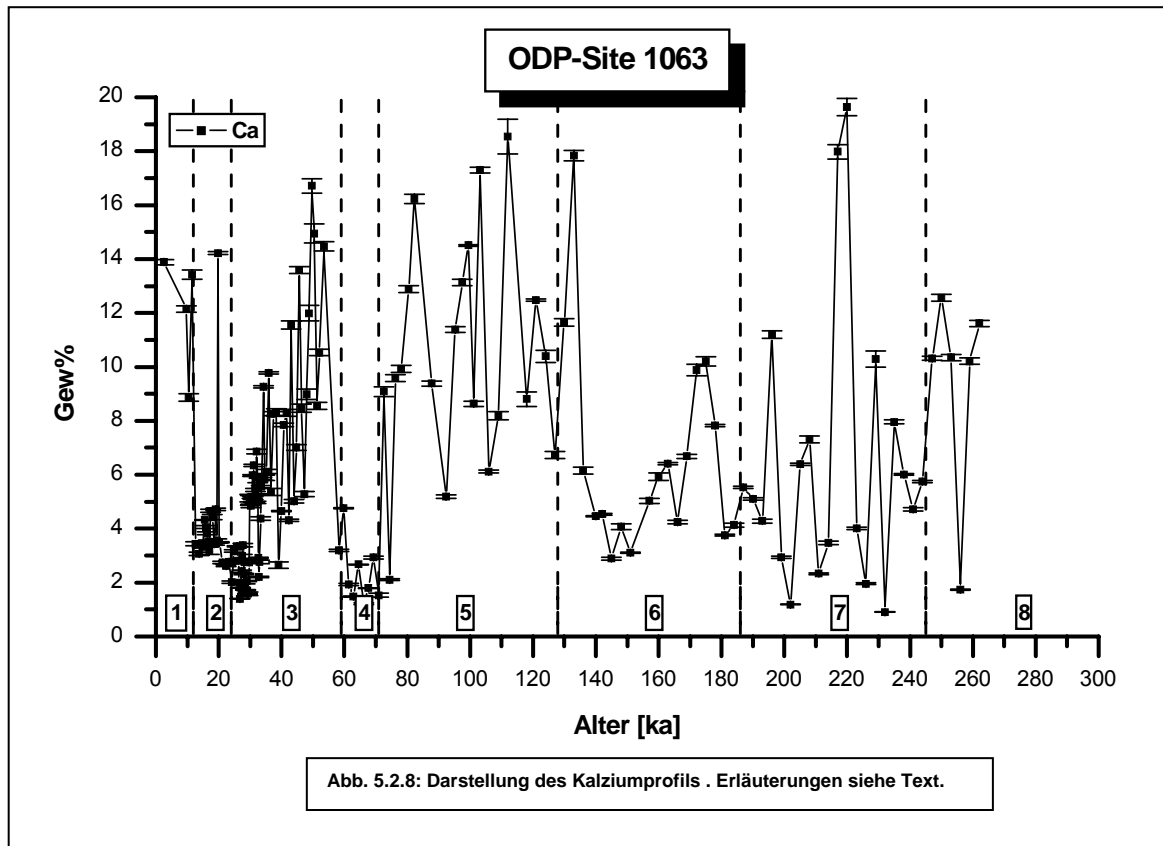
Das in Abb. 5.2.6 dargestellte  $^{232}\text{Th}$  Profil, das für die zeitliche Variation des terrigenen Eintrags in den Tiefseesediment Körper der Site 1063 herangezogen werden kann, besitzt Maximalwerte von ca. 4 dpm/g und Minimalwerte von ca. 1,5 dpm/g. Der Mittelwert dieser Kurve liegt bei ungefähr 2,5 dpm/g. Der Verlauf dieses Profils zeigt den allgemeinen Trend, dass dessen Maximalwerte hauptsächlich in glaziale Zeiten fallen, während die Minima in den interglazialen Zeiten zu finden sind. Da allerdings in besonderem Maße die terrigenen Komponenten von Tiefseesedimenten häufig durch den dominanten biogenen Karbonatanteil verdünnt werden, wird im Unterkapitel 5.2.2 überprüft, ob sich dieser in

Abb.5.2.6 dargestellte  $^{232}\text{Th}$ -Verlauf nach der Eliminierung des Karbonatanteils bestätigt oder widerlegt werden kann.

Der Korrekturfaktor für den detritischen Hintergrund, der in die Berechnungsformel für das  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Profil eingeht, wurde bei dieser Site aus dem Aktivitätsverhältnis aus  $^{238}\text{U}$  und  $^{232}\text{Th}$  mit einem Wert von 0,5 ermittelt (siehe Abb. 5.2.7). Der zeitliche Verlauf dieses  $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$  Profils lässt erkennen, dass die Höchstwerte (ca. 0,85 – 1,10) sowie die größten Variationen generell in den interglazialen Zeitintervallen zu finden sind, während die Minima dieser Kurve in der Regel in den Kaltstadien mit einem annähernd konstanten Verlauf gelegen sind. Eine Ausnahme bildet hierbei lediglich das Glazial des Isopenstadiums 2.



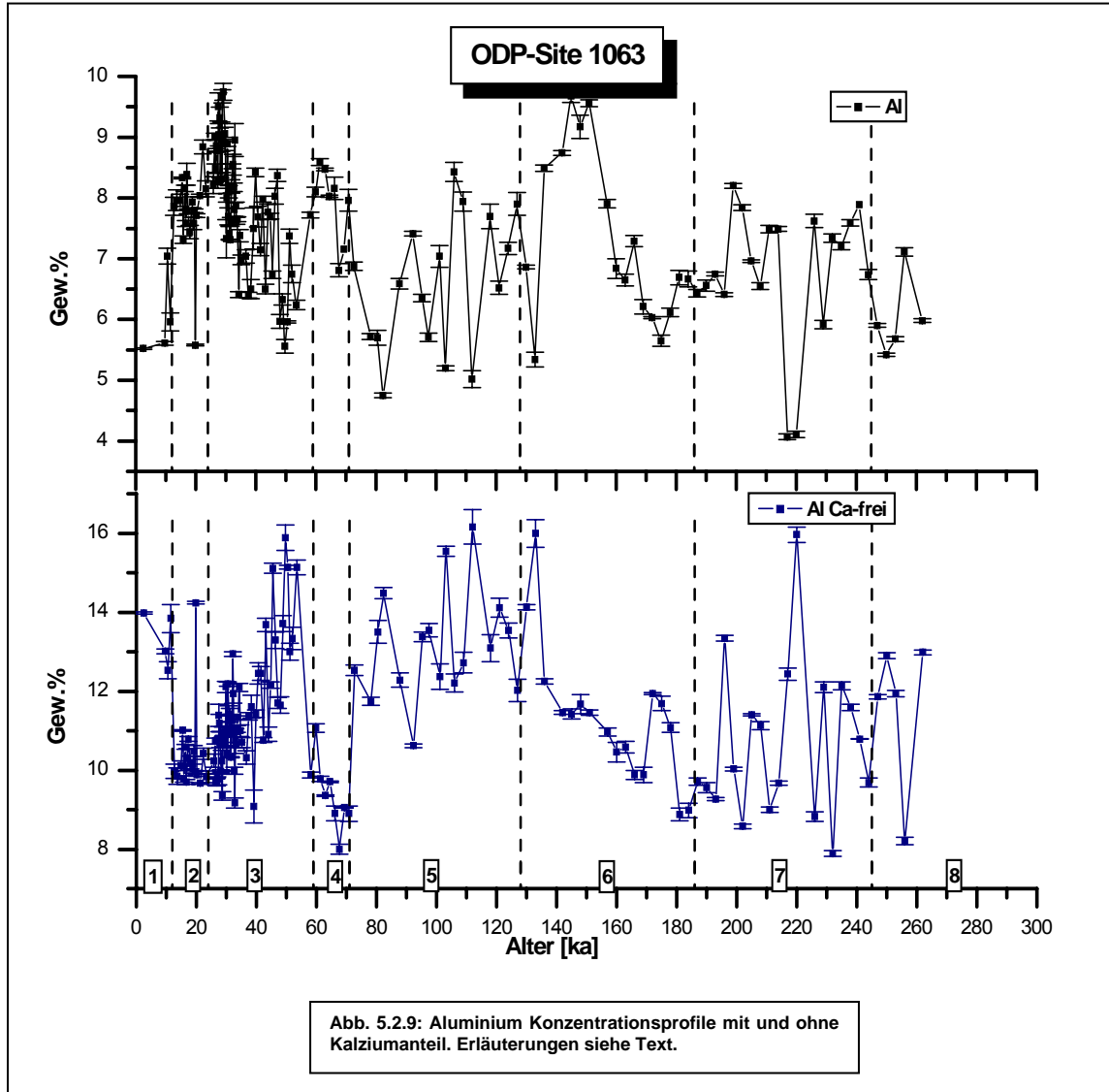
## 5.2.2 Haupt- und Nebenelement Messungen



Das Hauptelement Kalzium ist auch bei Site 1063 das häufigste Element in den untersuchten Sedimentproben. Der Konzentrationsbereich liegt zwischen 2 und 20 Gew.% mit einem Mittelwert von ca. 6,5 Gew.%. Durch diese Dominanz des Kalziumanteils an der Konzentration des gesamten Sediments besteht die Gefahr, dass Kalzium (genauer:  $\text{CaCO}_3$ ) konzentrationsverdünnend im Hinblick auf andere Elemente wirkt, die wesentlich geringere Konzentrationen aufweisen. Der Verlauf des in Abb. 5.2.8 dargestellten zeitabhängigen Konzentrationsprofils, gibt sehr gut die Glazial/Interglazial Zyklen des Meeres für die vergangenen 263 ka wieder. So kann man aus dem Graphen ersehen, dass die Absolutwerte zu Beginn eines jeden Glazials oder Stadials stark abfallen und mit dem Beginn der Interglaziale bzw. Interstadiale wieder sehr stark ansteigen. Zudem zeigt sich in den Warmphasen der Vergangenheit auch eine größere Variabilität als in den Kaltzeiten.

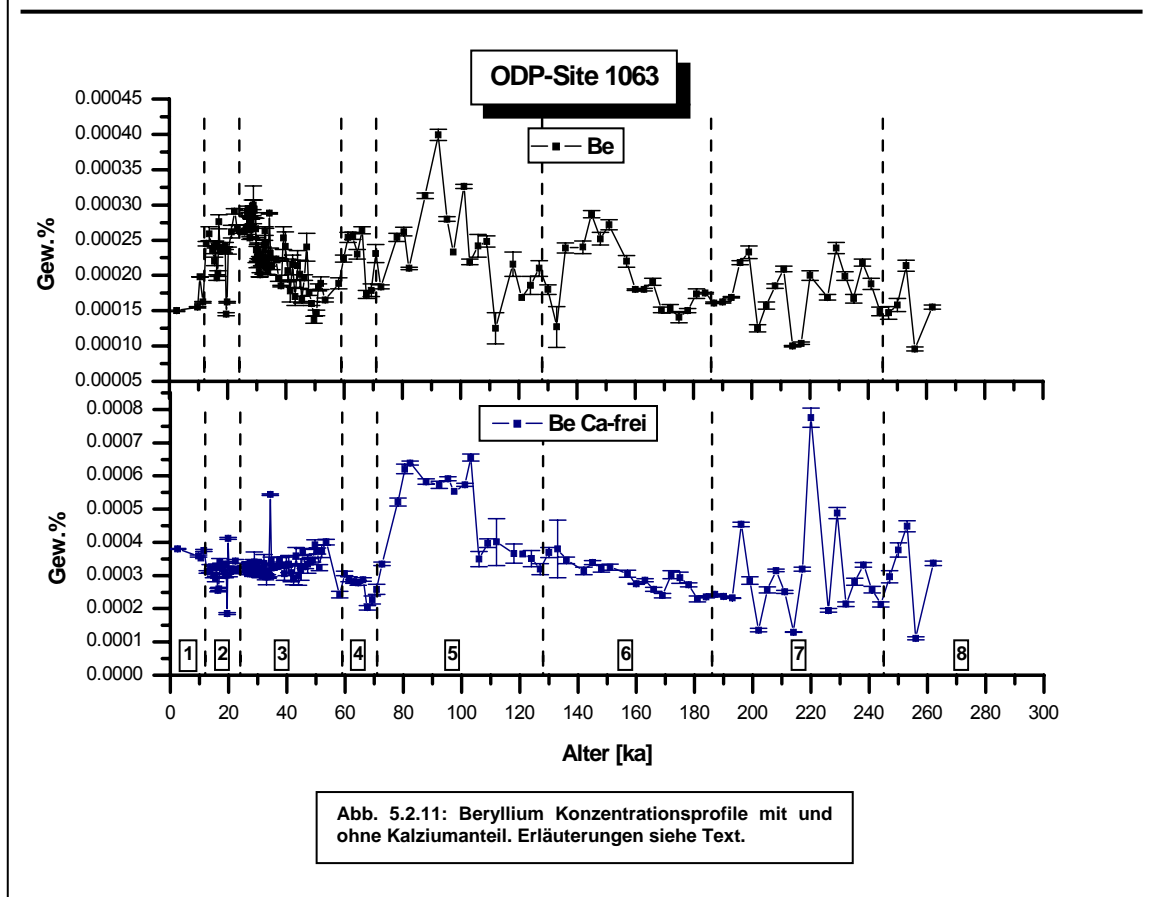
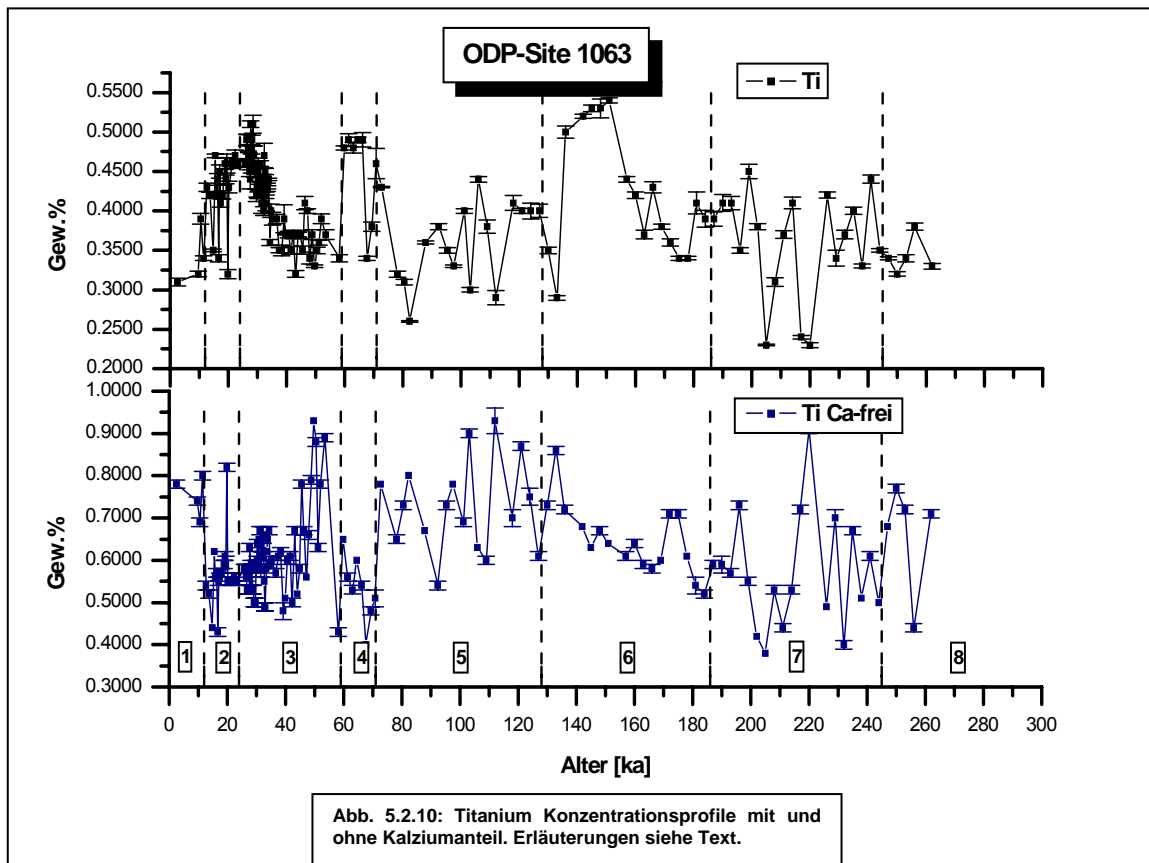
Die in den Abb. 5.2.9 – 5.2.12 dargestellten Konzentrationsverläufe der terrigenen Proxies (Aluminium, Beryllium, Titanium u. Thorium) der untersuchten Sedimentproben der Site 1063 zeigen alle untereinander eine gute bis sehr gute Korrelation. Hierbei erweist sich Aluminium als zweithäufigstes Element mit Absolutwerten zwischen ca. 4 bis 9,6 Gew.% bei einem Mittelwert von ca. 7,4 Gew.%. Vom zeitlichen Verlauf her zeigt die auf den Kalziumanteil unkorrigierte Aluminiumkurve in Abb. 5.2.9 ihre Konzentrationsmaxima in Glazialen und ihre Minima in Interglazialen. Diese Bild kehrt sich nach der mathematischen Eliminierung des Kalziumanteils komplett um (siehe Abb. 5.2.9). Das bedeutet, dass sich im direkten Vergleich mit dem Kalziumprofil nun eine gute Korrelation ergibt. Dieser Sachverhalt gilt in gleicher Weise für die detritischen Elemente Titanium, Beryllium und Thorium. Hierdurch

ist innerhalb dieser Messungen also der Nachweis erbracht worden, dass die detritische Sedimentation mit der  $\text{CaCO}_3$  Sedimentation einhergehen und somit von den klimatischen Bedingungen abhängen. Dieser Sachverhalt wird unter Zuhilfenahme weiterer Parameter noch genauer in Kap. 5.2.4 erläutert.



Titanium besitzt eine maximale Konzentration von ca. 5,3 Gew.% und einen Minimalwert von ca. 2,5 Gew.% bei einem Mittelwert von ca. 4 Gew.% (siehe Abb. 5.2.10). Die Glazial/Interglazial Beziehung wie sie bereits bei Kalzium und Aluminium festgestellt wurde gilt hier ebenfalls.

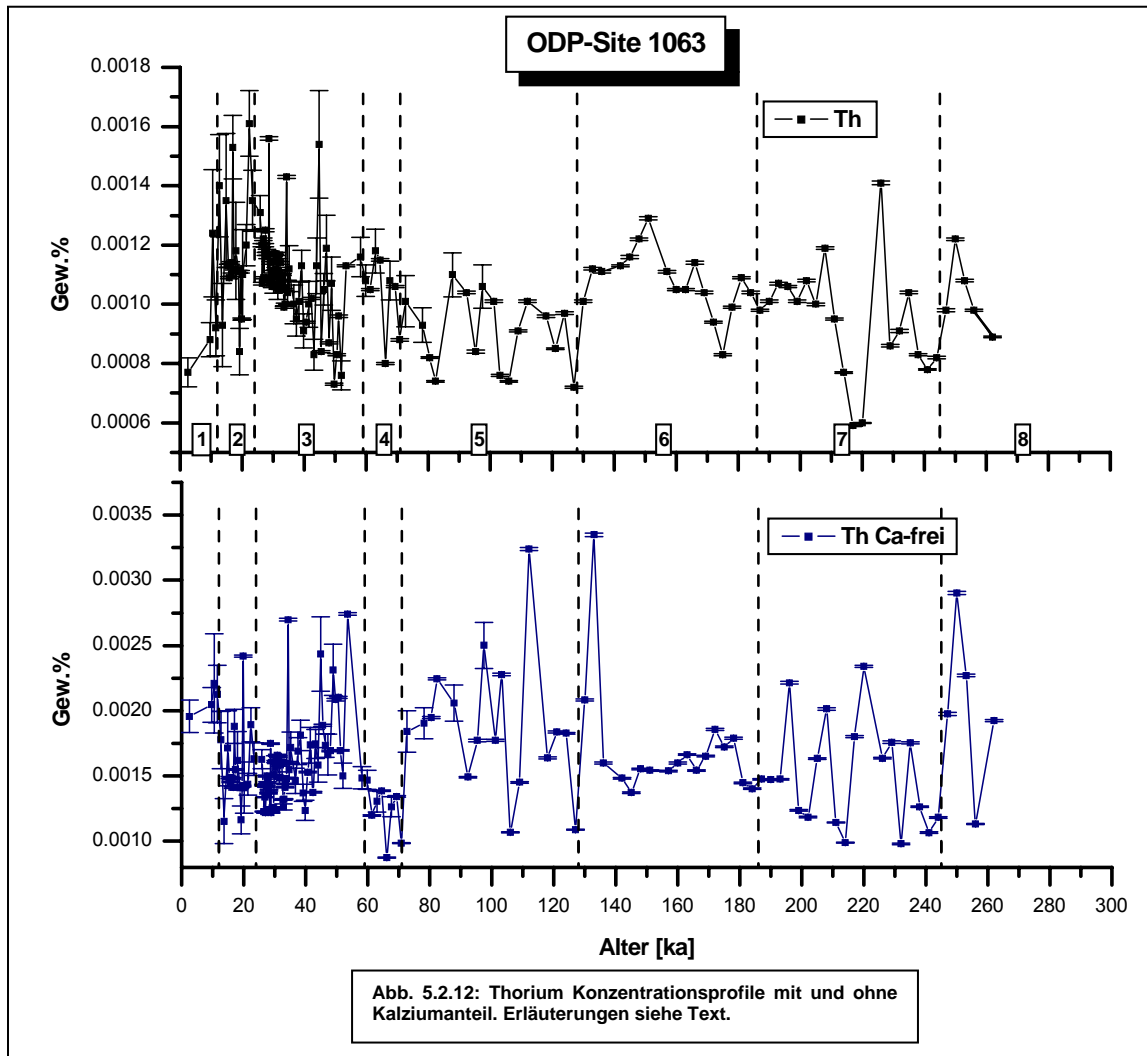
Die Beryllium Konzentration weist auch in den Sedimenten der Site 1063 die geringsten Werte auf. Diese variieren zwischen 0,0001 Gew.% und ca. 0,00045 Gew.% mit einem Mittelwert von ca. 0,00022 Gew.% (siehe Abb. 5.2.11). Ebenso wie zuvor beschrieben, ist auch Beryllium von einer Verdünnung seiner Konzentration durch Kalzium betroffen. Nach dessen Eliminierung zeigt sich auch hier eine allgemeine Übereinstimmung mit dem klimarelevanten Kalziumverlauf. Dieser Trend ist hier aber wesentlich schwächer ausgeprägt als bei den anderen hier dargestellten detritischen Sedimentkomponenten. Dies macht sich dahingehend bemerkbar, als dass hier eine wesentlich schwächere Variationsbreite zu erkennen ist. Eine ausgeprägt dynamisches Verhalten ist demnach nur in den Isotopen-



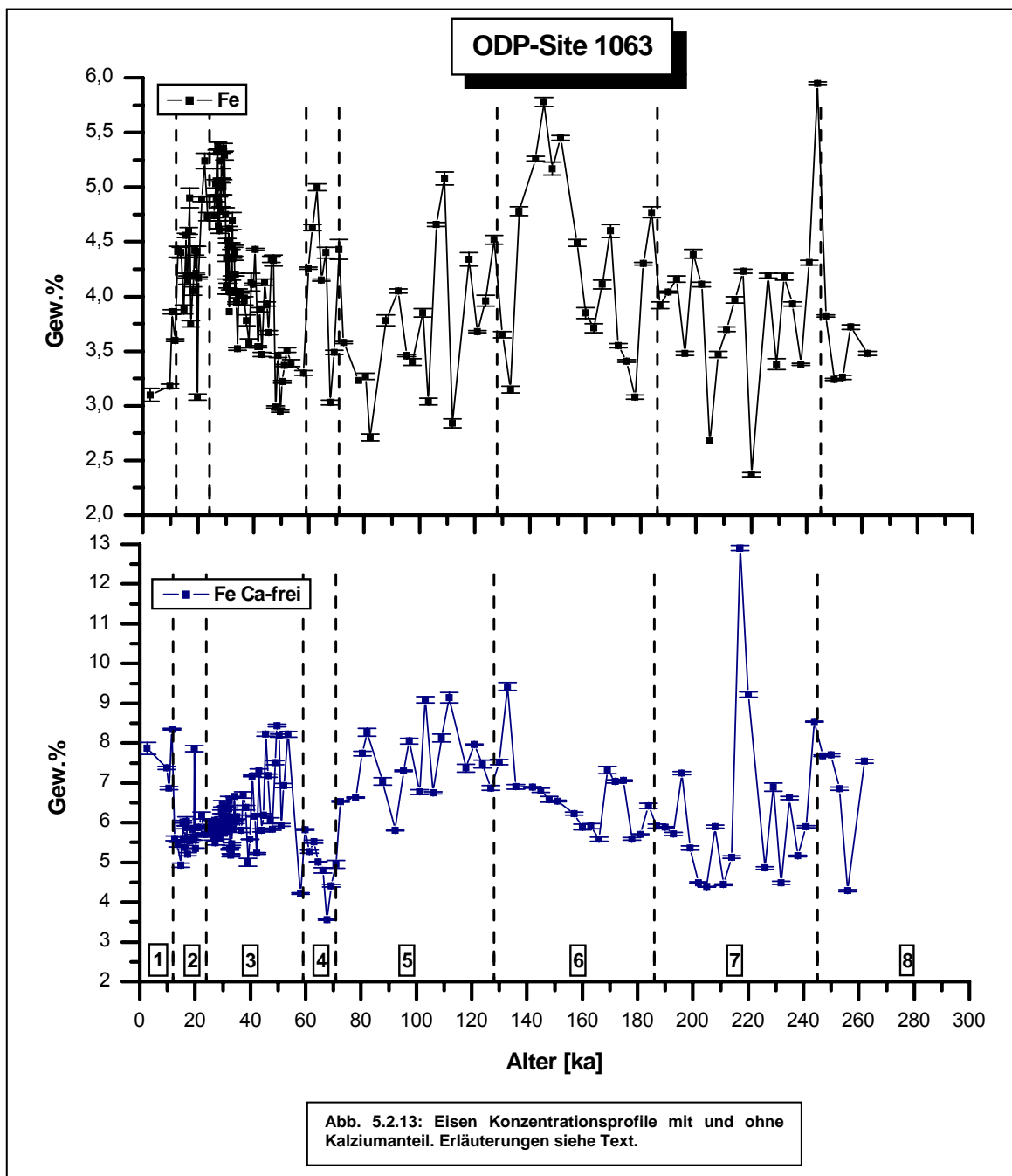


stadien 5, 7 und 8 feststellbar, während die Isotopenstadien 1-4 sowie 6 annähernd konstante Werte von ihrem Verlauf her aufweisen.

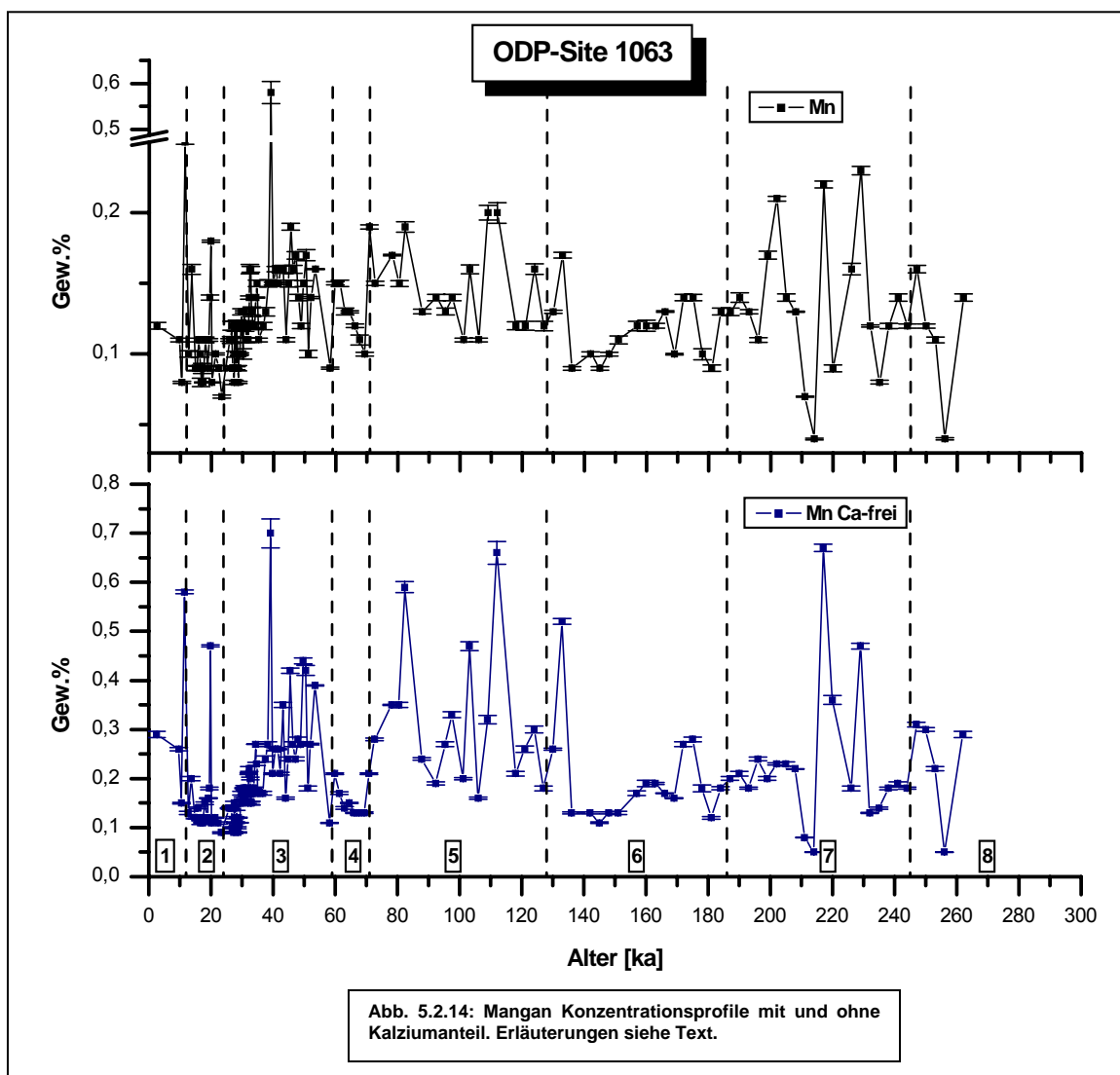
Das Element Thorium bewegt sich in einem Konzentrationsbereich zwischen 0,0006 und 0,0016 Gew.% bei einem Mittelwert von ca. 0,001 Gew.%. (siehe Abb. 5.2.12). Der kalziumfreie Graph zeigt auch hier wiederum einen eindeutigen Glazial/Interglazial Zyklus. Die höchsten Variationsbreiten und Maxima fallen bei diesem Diagramm in die Interglazial Intervalle. Somit zeigt die Thoriumstratigraphie (kalziumfrei) eine sehr gute Übereinstimmung im qualitativen Verlauf mit dem Kalziumprofil.



Das redoxsensitive Nebengruppenelement Eisen (siehe Abb. 5.2.13) zeigt in seinem zeitlichen Verlauf kaum einen Unterschied im Vergleich zu den zuvor beschriebenen Hauptelementen. Demzufolge weist es ungefähr den gleichen Glazial/Interglazial Zyklus auf. D.h. auch hier fallen die Konzentrationsmaxima mit den Interglazialen zusammen. Ferner lassen sich die größten Variationsbreiten ebenfalls den interglazialen Zyklen zuordnen. Die gemessenen Eisenkonzentrationen liegen zwischen ca. 2,5 – 6 Gew.% mit einem Mittelwert von ca. 4,1 Gew.%.



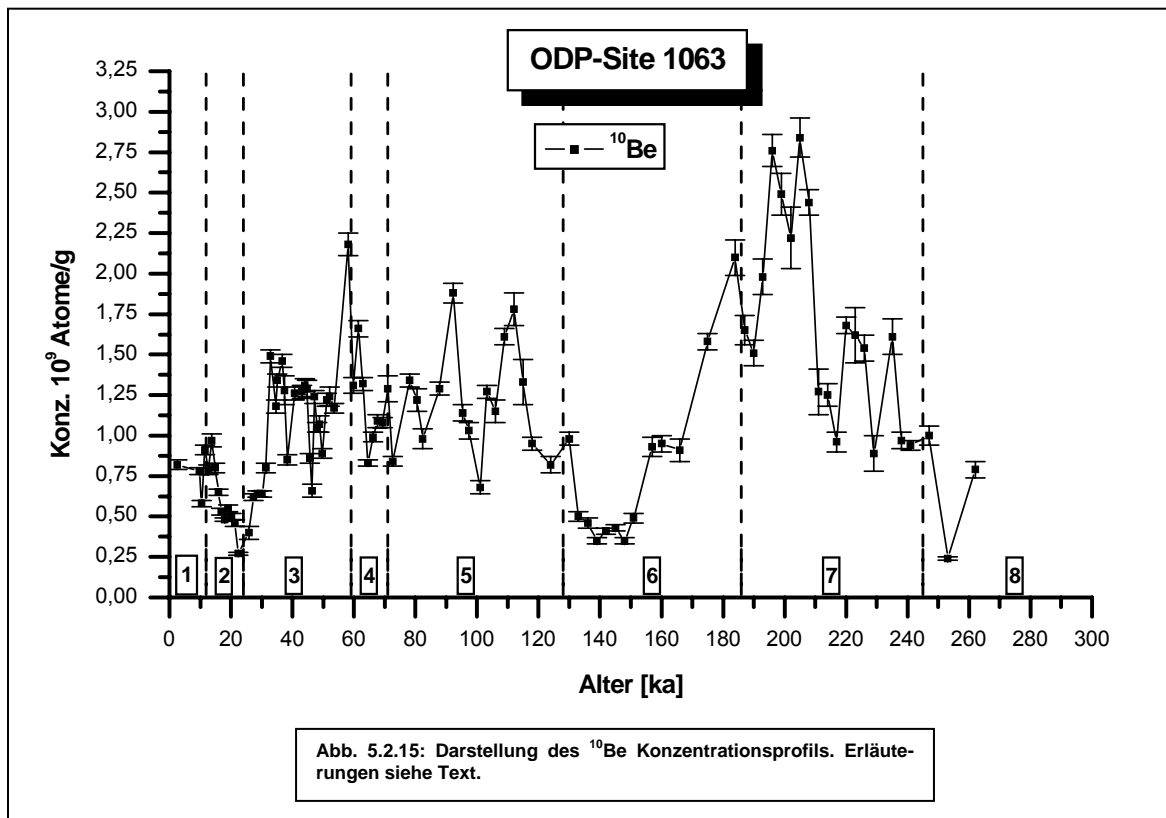
Das zweite redoxensitive Nebengruppenelement Mangan, das im Rahmen dieser Arbeit gemessen wurde, variiert innerhalb eines Konzentrationsbereiches von ca. 0,04 und 0,6 Gew.% mit einem Mittelwert von ca. 0,13 Gew.%. Im Gegensatz zum Eisen und zu den gemessenen detritischen Hauptelementen dieser Site, zeichnet das Manganprofil unabhängig von der Kalziumeliminierung mit einer sehr guten Übereinstimmung das Konzentrationsprofil von Kalzium nach. Das bedeutet, dass sich die Mangankonzentration unabhängig von den sonstigen Sedimentationsereignissen entwickelt hat. Dies ist in erster Näherung offensichtlich ein Hinweis darauf, dass Mangan neben Kalzium als Proxy für Klimaschwankungen herangezogen werden kann und die Durchlüftungszustände in der Wassersäule widerspiegelt. Dieser These wird im Zusammenhang mit weiteren Parametern im Unterkapitel 5.2.4 genauer nachgegangen.



Zusammenfassend ergibt sich für die Haupt- und Nebenelementmessungen der ODP-Site 1063, dass die detritischen Elemente Aluminium, Titanium, Beryllium und Thorium nach der mathematischen Kalziumeliminierung eine gute bis sehr gute Korrelation mit dem quantitativen Verlauf des Kalziumgraphen (und somit auch mit der Sauerstoffisotopenstratigraphie) aufweisen. Dieser Umstand spricht für eine durch das Klima gesteuerte terrigene Sedimentationsgeschichte. Dieses Verhalten zeigt sich auch im Verlauf der redoxsensitiven Elemente Eisen und Mangan. Während Eisen von den Variationen der Kalziumkonzentrationen beeinflusst wurde (Kalziumverdünnung), entwickelte sich das Manganprofil über die mögliche Bildung  $\text{MnCO}_3$  (siehe auch S. 68), hinsichtlich seiner Konzentrationsvariabilitäten, synchron zum Kalziumprofil.

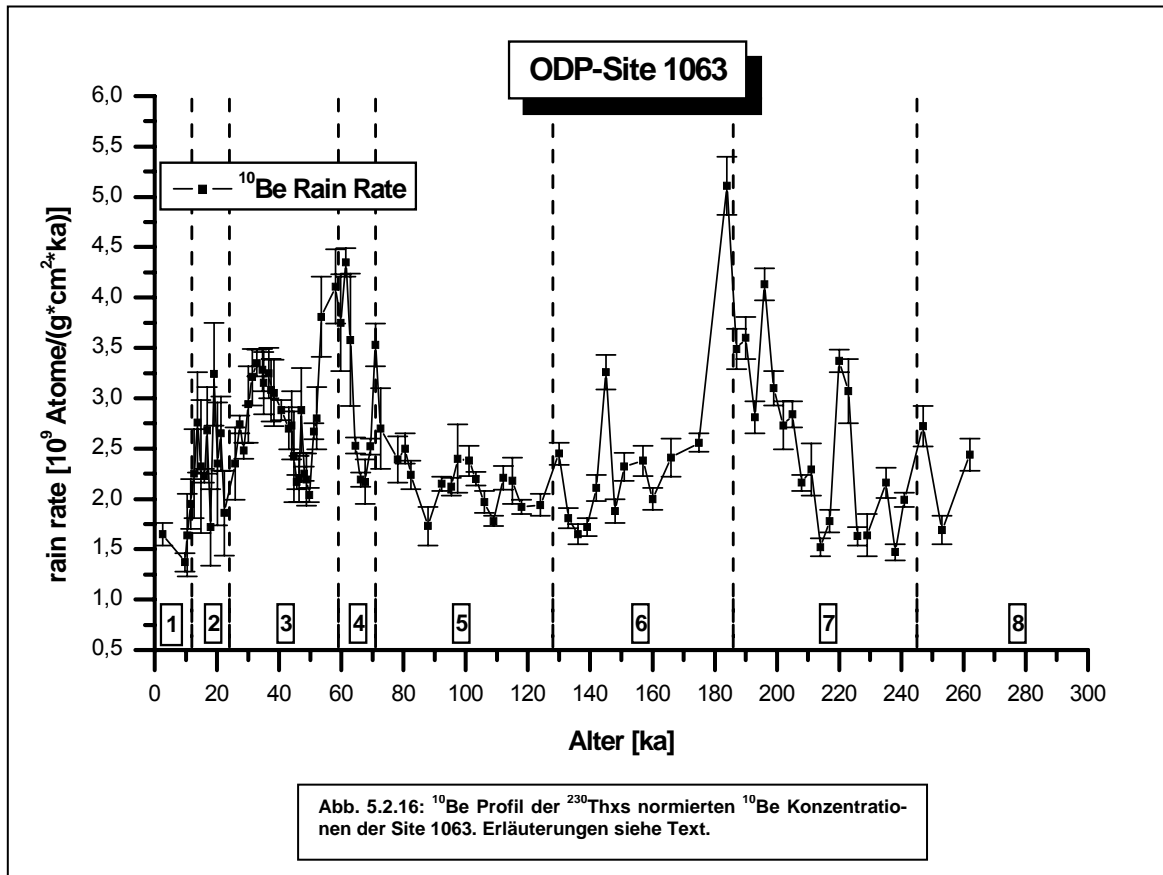
### 5.2.3 $^{10}\text{Be}$ Messungen

Das in Abb. 5.2.15 gegen die Zeit dargestellte  $^{10}\text{Be}$  Konzentrationsprofil, repräsentiert den grundlegenden Datensatz zur Rekonstruktion der Magnetfeldstärke für einen Zeitraum von 263 bis 0 ka bezüglich der Site 1063. Die  $^{10}\text{Be}$  Konzentrationen zeigen ihre Minimalwerte bei ca.  $0,5 \cdot 10^9$  Atome/g und ihre Maximalwerte bei ungefähr  $3,5 \cdot 10^9$  Atome/g. Der sich daraus ergebende Mittelwert bei ca.  $1,14 \cdot 10^9$  Atome/g. Betrachtet man den Verlauf des Konzentrationsprofil über den gesamten dargestellten Zeitraum von 263 ka, so fällt auf, dass die maximalen Konzentrationen (Peaks) in den interglazialen Zeitintervallen auftauchen, in welchen die Kurve auch ihre größte Dynamik aufzeigt. Zum Beginn der Kaltzeiten zeigen sich dagegen sehr starke Konzentrationsabfälle.



Nach der Normierung der  $^{10}\text{Be}$  Konzentrationen auf die zugehörigen  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}(0)}$  Werte erhält man das in Abb. 5.2.16 dargestellte Diagramm, welches Aufschluss über die vertikalen, auf Sedimentumlagerungen korrigierten,  $^{10}\text{Be}$  Flussdichten in Abhängigkeit der Zeit geben. Die daraus resultierenden  $^{10}\text{Be}$  Flüsse zeigen im Hinblick auf dessen Maxima Werte von ca.  $5 \cdot 10^9$  Atome/g $\cdot\text{cm}^2\cdot\text{ka}$  und Minima von ca.  $1,7 \cdot 10^9$  Atome/g $\cdot\text{cm}^2\cdot\text{ka}$  bei einem Mittelwert von ca.  $2,6 \cdot 10^9$  Atome/g $\cdot\text{cm}^2\cdot\text{ka}$ . Der qualitative Verlauf der Flussdichten unterscheidet sich von den  $^{10}\text{Be}$  Konzentrationen in der Form, als dass nun die Zuordnung von hohen Absolutwerten in Interglaziale und niedrigen Absolutwerten in Glaziale nicht mehr getroffen werden kann. Ferner lässt sich beobachten, dass die Minima der Kurve der Flussdichten einen einheitlich niedrigen Wert annehmen, der sich nur unwesentlich von der rezenten  $^{10}\text{Be}$  Produktionsrate von  $1,4 \cdot 10^9$  Atome/g $\cdot\text{cm}^2\cdot\text{ka}$  ( $\pm 0,22\%$ ) unterscheiden. Die sich aus dieser Baseline

erhebenden Peaks werden im folgenden Unterkapitel, anhand von Paläointensitätsmessungen aus der Literatur, auf Übereinstimmungen mit prominenten geomagnetischen Exkursionen geprüft.



## 5.2.4 Interpretation der Messergebnisse

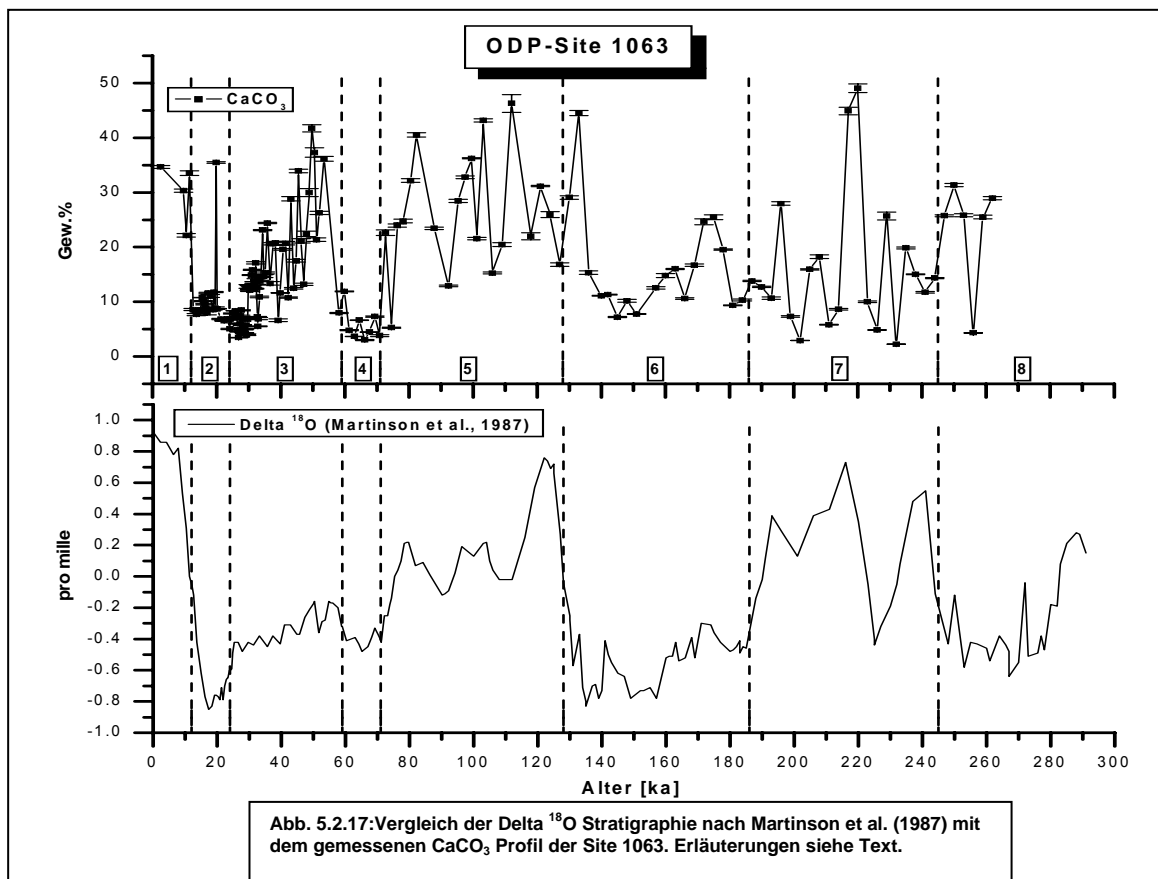
### a.) Ozeanographisch-chemische Situation

Ebenso wie im vorherigen Unterkapitel 5.1.4a wird auch an dieser Stelle die ozeanographisch chemische Situation anhand der im folgenden aufgelisteten Parameter abgeschätzt:

1.  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt sowie die  $\text{CaCO}_3$ -Flüsse
2. Fe/Mn-Verhältnisse
3. Aktivitätsverhältnisse des  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  sowie des  $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$

Ferner erfolgt auch bei dieser Site ein Vergleich dieser genannten Parameter mit der Sauerstoffisotopenkurve von Martinson et al. (1987), um zu zeigen, ob eine Übereinstimmung der chemischen Stoffflüsse mit dem Verlauf der Sauerstoffisotopie besteht. Darüber hinaus soll anhand der Sedimentflüsse sowie die Hauptelementkonzentrationsprofile (Al, Ti, Be u. Th) geklärt werden, ob es eventuell mehr als eine sedimentäre Quelle gibt und ob es einen Zusammenhang zwischen Sedimentationsvorgängen und dem Einsetzen oder Enden von Kalt- und Warmphasen innerhalb der letzten 263 ka gibt.

Vergleicht man die  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve von Martinson et al. (1987) mit dem Verlauf des Konzentrationsprofils der im Rahmen dieser Arbeit ermittelten  $\text{CaCO}_3$  Kurve, so zeigt sich, dass zwischen beiden eine sehr



gute Korrelation herrscht. Die Variationen der  $\text{CaCO}_3$ -Stratigraphie ist aufgrund der geographischen (bzw. ozeanographischen) Lage der Site 1063 vermutlich auf Kalziumkarbonatauflösungsprozesse zurückzuführen. Die Site 1063 liegt zu heutigen Zeiten im Wassermassen-Grenzbereich zwischen dem älteren AABW (korrosiverer Wasserkörper) und dem Einflussbereich des jüngeren NADW. Eine teilweise oder komplette Stagnation der Ozeanzirkulation in Kaltphasen könnte zur Folge gehabt haben, dass das südwärts strömende AABW das NADW verdrängt hätte, wodurch sich dann die Minima in der  $\text{CaCO}_3$ -Konzentration sowie den  $\text{CaCO}_3$ -Flüssen durch Kalkauflösung hätten bilden können. Auf die gleiche Weise könnte der große Anstieg der  $\text{CaCO}_3$ -Konzentration (bzw. der  $\text{CaCO}_3$ -Flüsse) zum Holozän erklärt werden, da hier die Nordatlantische Tiefenwasserzirkulation ihrer heutigen Stärke zustrebt (McManus et al., 2004). Der Vergleich der  $\text{CaCO}_3$ -Stratigraphie mit dem in Abb. 5.2.18 dargestellten Fe/Mn-Diagramms offenbart, dass sich auch die Variationen im Mangengehalt mit den Glazial/Interglazial Zyklen und somit parallel zur Ozeanzirkulation verhalten haben. Das Fe/Mn-Profil zeigt, dass die Konzentrationen von Mangan innerhalb der Interglaziale besonders ansteigt und demgegenüber in Glazialen wieder abfällt. Demzufolge bildet sich in Zeiten, in denen eine ausreichende Durchlüftung der Wassersäule des Ozeans gewährleistet ist (hauptsächlich in Warmphasen), verstärkt  $\text{MnO}_2$  (Birnisit bzw. Braunstein). D.h., dass in Zeitabschnitten, in denen die Wassersäule im Hinblick auf die Sauerstoffzufuhr stagniert (hauptsächlich in Kaltphasen), ein Abbau von mineralischem Mangan zu beobachten ist. Auch bei dieser Site sind die Sedimentationsraten ausreichend hoch gewesen, um diese Mangan-Peaks, welche die ehemaligen Redoxklinen im Sedimentkern anzeigen, fossil zu überliefern. Diese Aussage lässt sich auch über den direkten Vergleich des Mn/Fe- mit dem  $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ - sowie des  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  Profils weiter untermauern, da sich die redoxsensitiven Eigenschaften von Mangan und authentischem Uran entgegengesetzt zueinander verhalten. Dieses Verhalten lässt sich nahezu über den gesamten Zeitraum dieser beiden Profile beobachten. Damit spielt bei dieser Site (im Gegensatz zu Site 983, vergl. Kap. 5.1.4 a) die Inkorporation bzw. Adsorption von gelöstem Uran keine große Rolle.

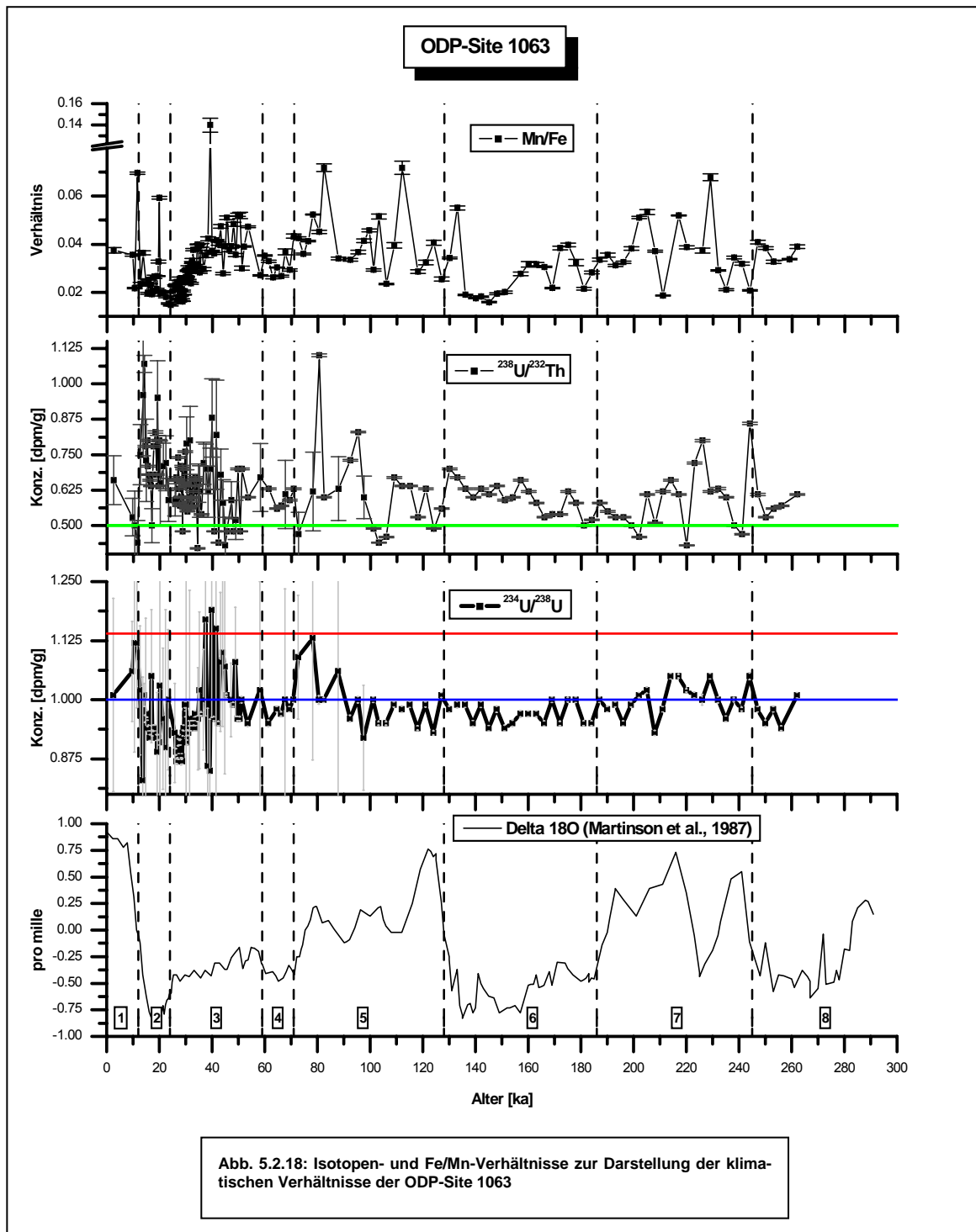
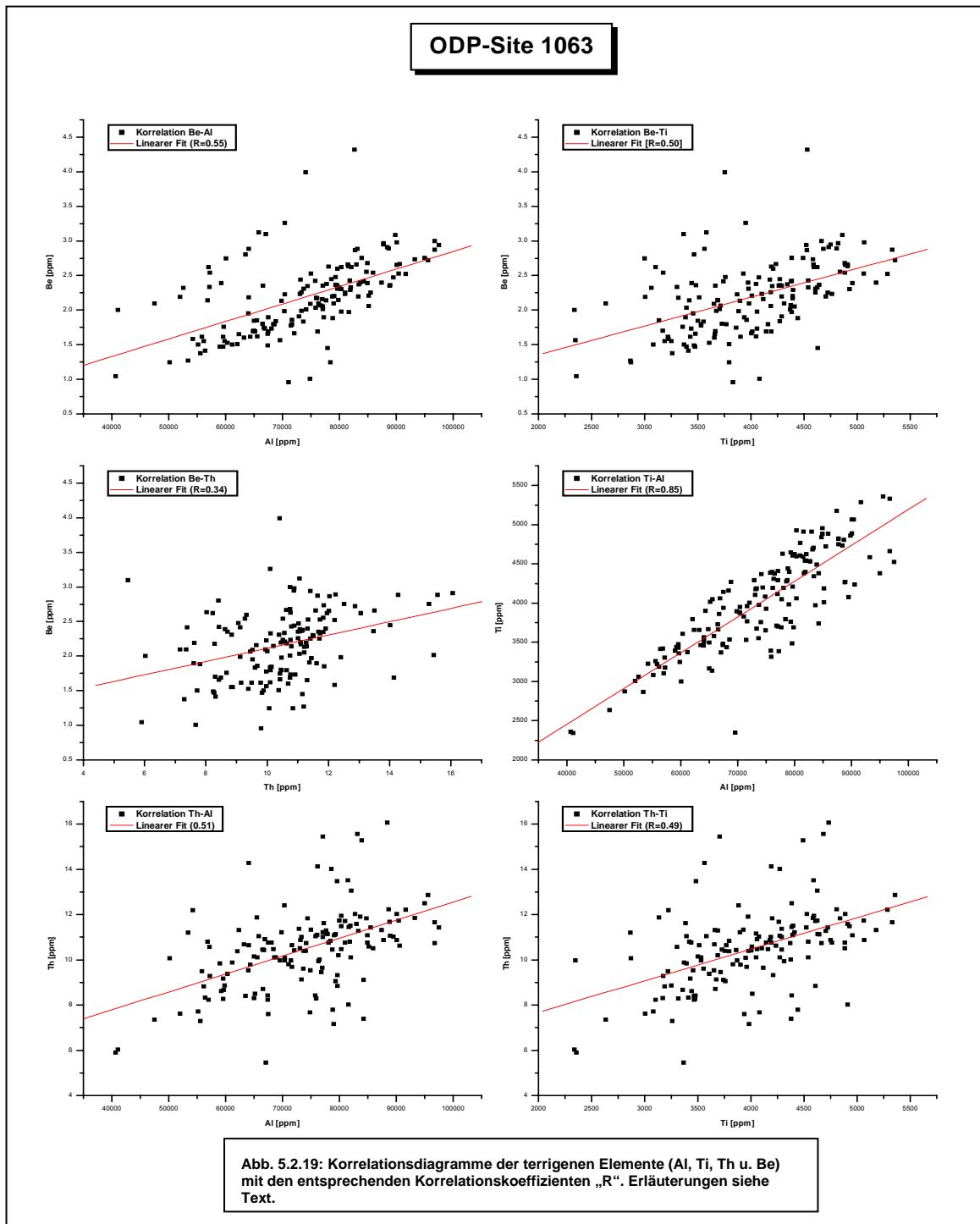


Abb. 5.2.18: Isotopen- und Fe/Mn-Verhältnisse zur Darstellung der klimatischen Verhältnisse der ODP-Site 1063

Die in den Abb. 5.2.19 dargestellten terrigenen Komponenten Al, Ti, Be und Th wurden zur Prüfung der Anzahl der vorhandenen Sedimentationsquellen (Liefergebiete) jeweils gegeneinander aufgetragen. Hierbei ist festzustellen, dass zwischen allen terrigenen Elementen eine gute bis sehr gute Korrelation vorliegt. Die Korrelationskoeffizienten schwanken hierbei zwischen 0,34 und 0,85. Die Korrelationskoeffizienten erreichen bei der jeweiligen Kombination mit Aluminium ihre höchsten Werte. Hieraus ist der Schluss zulässig, dass für den gesamten untersuchten Zeitraum von 263 bis 0 ka nur ein einziges sedimentäres Liefergebiet, nämlich der ostkanadische Raum (siehe Kap. 3.2), vorliegt. Lügen

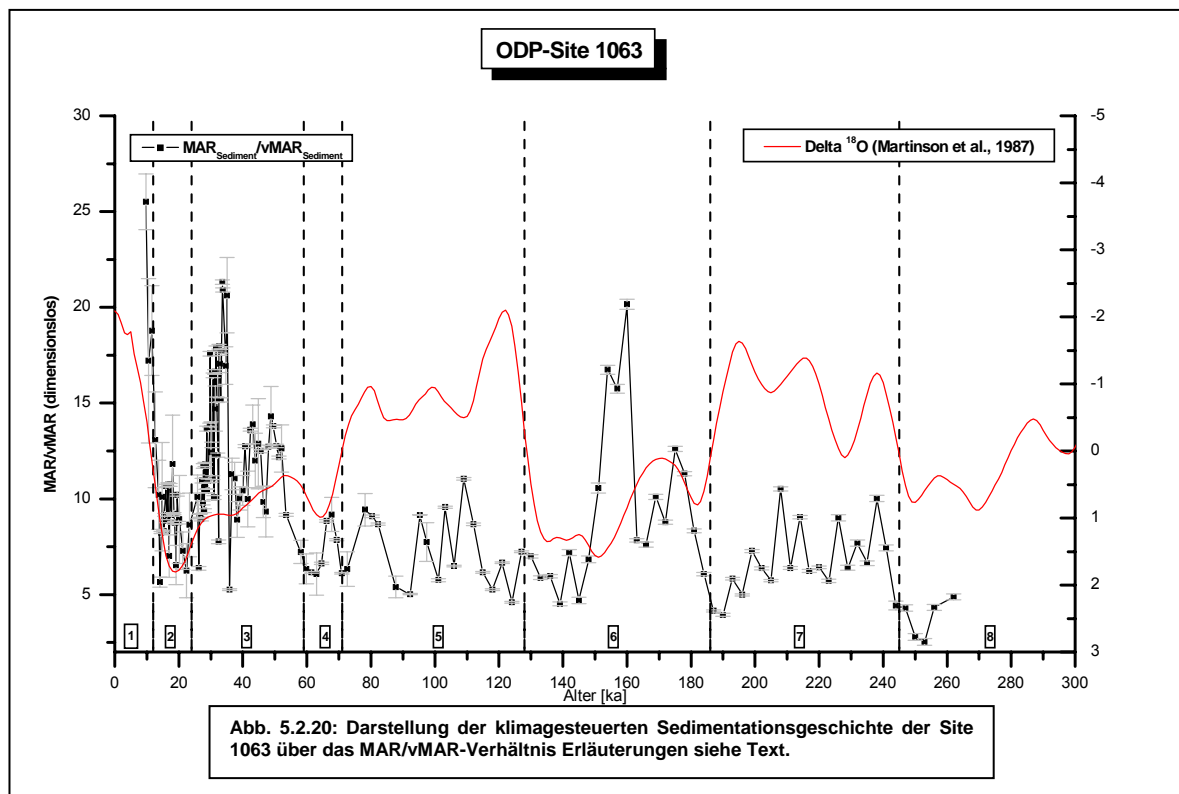


mehrere sedimentäre Liefergebiete vor, so wären z.B. nicht vorhandene oder polymodale Verteilungsmuster in den Korrelationsdiagrammen zu erwarten. Darüber hinaus zeigen alle terrigenen Kon-

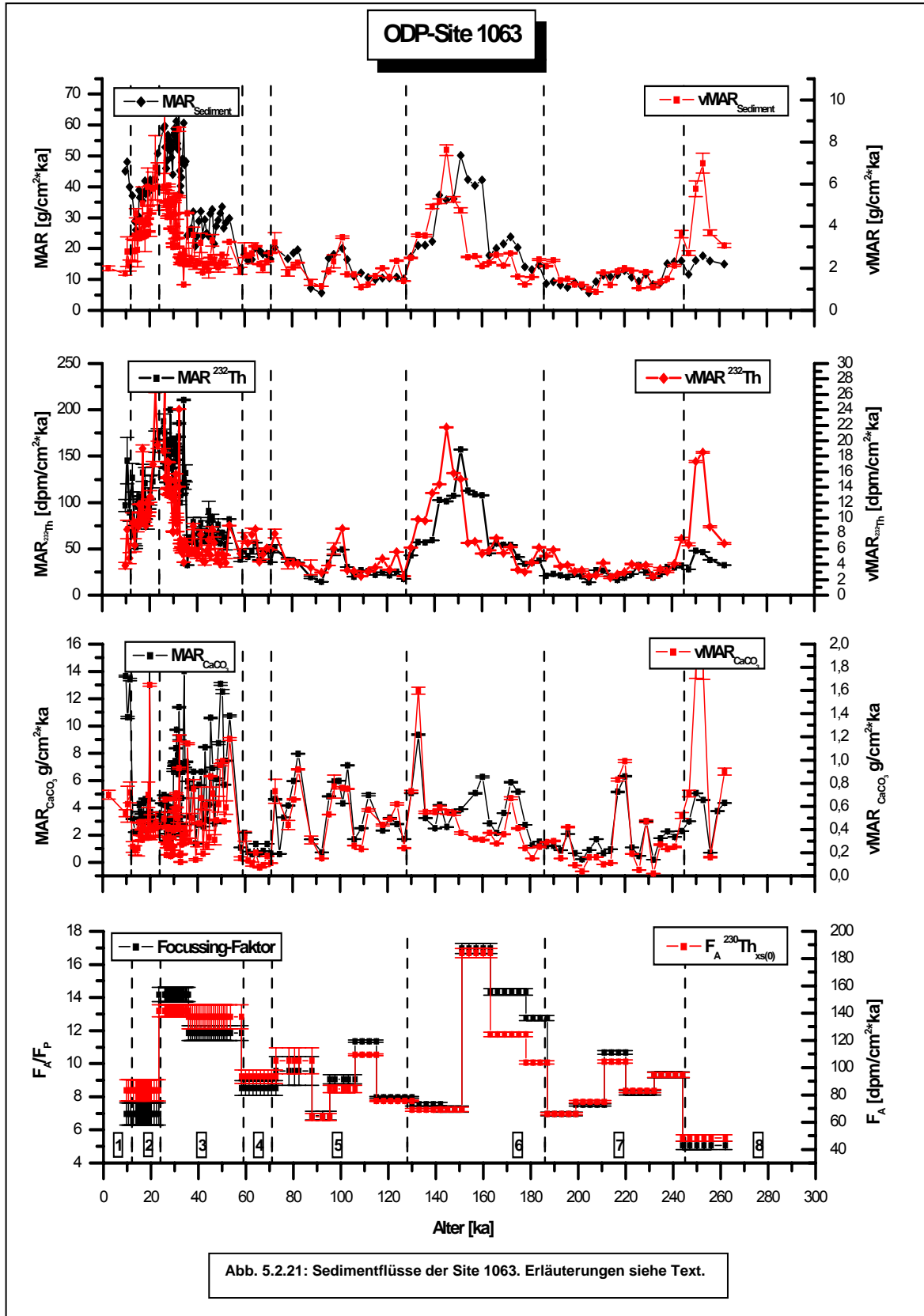


zentrationenprofile nach der Eliminierung des Karbonat (bzw. Kalzium) Anteils (siehe Abb. 5.2.9 – 5.2.12) einen ähnlichen qualitativen Verlauf wie die zuvor beschriebenen Diagramme, welche zur Interpretation der Redoxbedingungen herangezogen wurden. Dies legt die Vermutung nahe, dass in interglazialen Zeiten, in denen die Ozeanzirkulation gegenüber von Kaltzeiten erhöht gewesen ist, auch eine Erhöhung des terrigenen Eintrags in den Sedimentkörper des Bermuda Rise stattgefunden hat. D.h. also, während in den Kaltzeiten das Ostkanadische Schelfgebiet vereist gewesen ist, wurde

zum einen die Sedimentzufuhr in das Nordwest Amerikanische Becken von Seiten des Festlandes unterbunden und zum anderen der Transport von Sedimentmaterial aus benachbarten Meeresbecken durch die stark abgeschwächte Ozeanzirkulation vermindert. In den anschließenden Warmzeiten kehrten sich die Verhältnisse dann um, so dass Sedimentmaterial über den Laurentinischen Kanal (siehe Abb. 3.2.4) im Zuge des abschmelzenden Schelfeises in das Nordwest Amerikanische Becken eingetragen und (zusammen mit Sedimenten aus benachbarten Lokationen) durch die nun stärkere Ozeanzirkulation im Bereich des Bermuda Rise abgelagert werden konnten. Diese These von der klimagesteuerten Sedimentationsgeschichte findet ihre Bestätigung im Verlauf der Gesamtsedimentflüsse des  $MAR_{Sediment}/vMAR_{Sediment}$ -Graphen in Abb. 5.2.20. Bildet man das Verhältnis aus horizontaler ( $MAR_{Sediment}$ ) und vertikaler Komponente ( $vMAR_{Sediment}$ ) dieser Sedimentflüsse, so zeigt die daraus resultierende, gegen die Zeit aufgetragene Kurve für jeden Zeitpunkt einen hauptsächlich horizontalen Transport der Sedimente des Bermuda Rise an, der mit den oben geschilderten Glazial/Interglazial-Zyklen einhergeht. Der gleiche Sachverhalt trifft auch die Flüsse bezüglich der terrigenen Komponente  $^{232}Th$  zu.

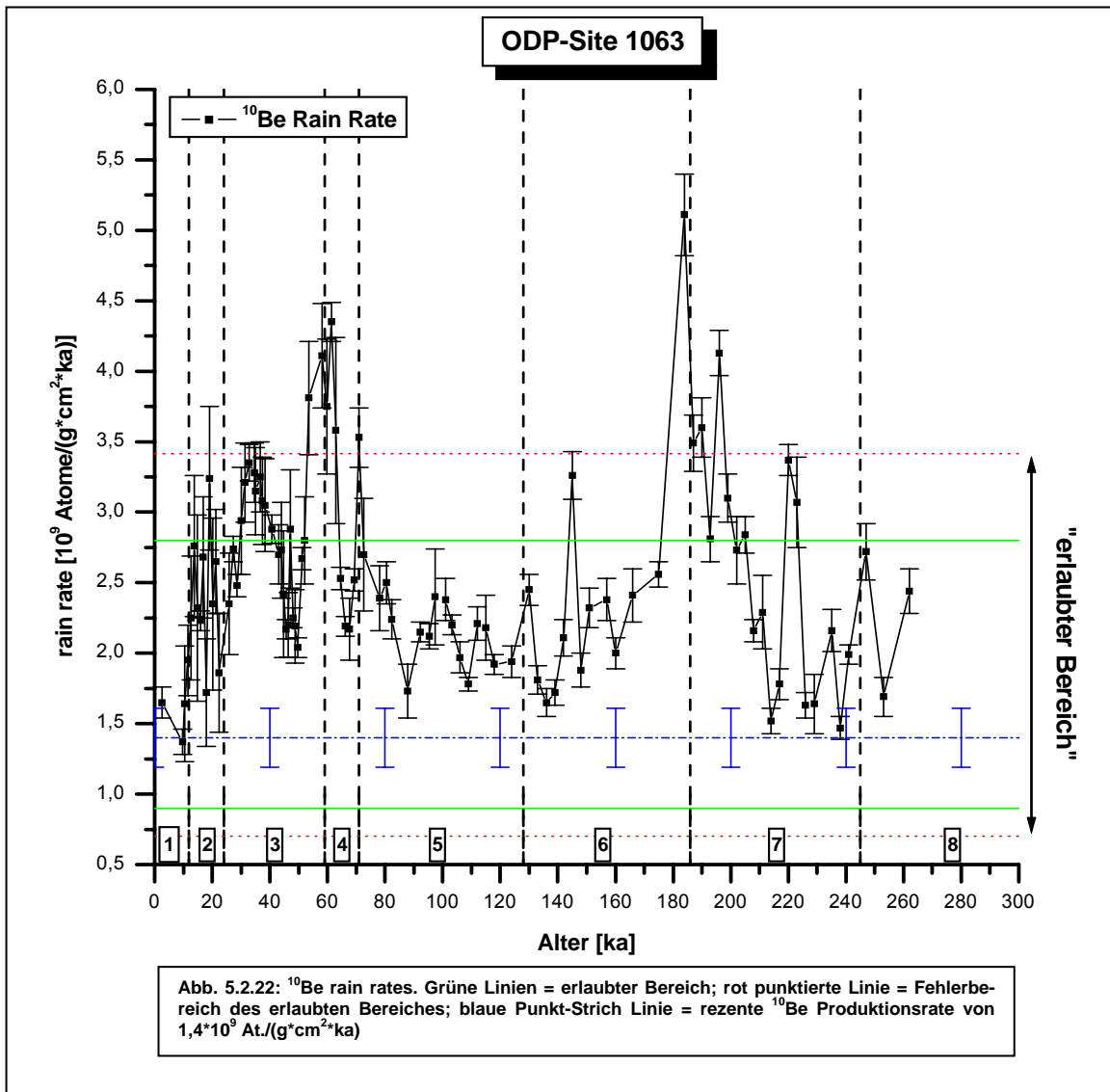


Die Sedimentflüsse  $MAR_{Sediment}$  und  $MAR^{232}Th$  in Abb. 5.2.21 zeigen, ebenso wie die dazugehörigen vertikalen Komponenten  $vMAR_{Sediment}$  und  $vMAR^{232}Th$ , erwartungsgemäß einen synchronen Verlauf. Letztgenannte sind gegenüber ihren jeweiligen Gesamtlüssen im Mittel um ungefähr den Faktor 8 - 10 erniedrigt. Das bedeutet, dass 8 - 10 Mal Sediment aus anderen Gebieten über Ozeanbodenströmungen in das Bermuda Rise eingeschwenmt worden sein müssen. Dies zeigt sich auch bei der Betrachtung des Verlaufes der Focussing Faktoren, die über den gesamten untersuchten Zeitbereich von 263 - 0 ka Sedimentfocussing anzeigen. Die Focussing Faktoren variieren hierbei zwischen 5 und 15.



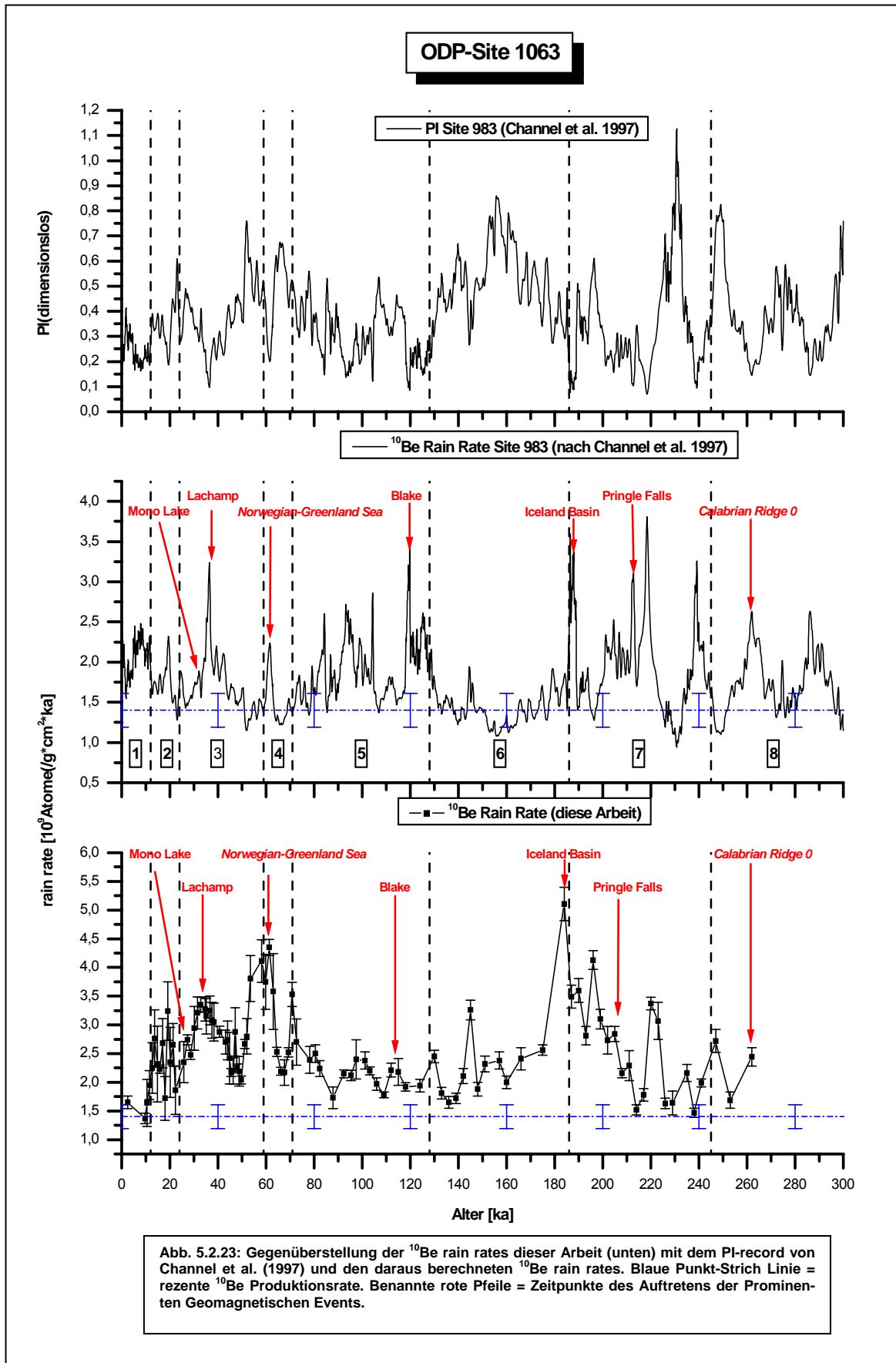
**b.) Rekonstruktion der Erdmagnetfeldstärke**

Die Überprüfung der  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  normierten  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphie der Site 1063 im Hinblick auf ihre Validität, erfolgt nach den gleichen Kriterien wie bereits im Kapitel 5.1.4 beschrieben. Entsprechend werden auch hier zunächst die im Rahmen dieser Arbeit erhobenen Daten daraufhin untersucht, ob sie sich im sog. erlaubten Bereich befinden (vgl. Kap. 2). Die Minima des in Abb. 5.2.22 dargestellten Graphen der  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflussdichten sind weitestgehend mit der rezenten  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsrate (im Rahmen der Fehlergrenzen) verträglich. Allerdings lassen sich auch einige Bereiche erkennen, in denen die Peaks der Kurve am Ende eines Events einen erhöhten Wert gegenüber der  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsrate aufweisen. Dieses Verhalten zeigt sich bei ca. 50, 65 und 190 ka. Diese Zeitpunkte markieren gleichzeitig die aufsteigenden Flanken von größeren Events. Hierbei ist zu beobachten, dass diese Events offensichtlich keinen scharfen Übergang besitzen und vielmehr über größere Zeitintervalle anwachsen, bevor sie nach dem Erreichen ihrer Maxima langsam wieder abklingen. Der erlaubte Bereich, unter



Einbeziehung der oberen und unteren Fehlergrenze von 22%, beträgt  $0,7$  bis  $3,42 \cdot 10^9$  At./( $g \cdot cm^2 \cdot ka$ ). Dieser Bereich wird von der  $^{10}Be$ -Kurve bei ca. 60, 185 und 195 ka überschritten. Hierbei ist zu berücksichtigen, dass der Peak bei 60 ka durch seine großen Fehlerbalken noch mit der oberen Fehlergrenze des erlaubten Bereiches verträglich ist. Das Event bei der Zeitmarke um 185 ka zeigt sich hingegen um einen Faktor von ca. 1,5 gegenüber der oberen Fehlergrenze des erlaubten Bereiches erhöht. Der Peak bei 185 ka bildet dagegen den Kumulationspunkt des Iceland-Basin Events. Die Ursache für seinen hohen Absolutwert könnte im Einfluss des NADW auf die Sedimente der Site 1063 liegen. Betrachtet man nämlich hierzu die dazugehörigen Werte der  $^{230}Th_{xs}$ -Produktionsflussdichten (siehe Abb. 5.2.21) fällt auf, dass letztgenannter hier einen auffällig niedrigen Wert aufweist. Ferner besteht die Möglichkeit, dass in diesem Zeitintervall der  $^{230}Th_{xs}$ -Gehalt durch Resuspension entweder älteren Materials verfälscht wurde (Sedimentmaterial, das aufgrund seines sehr hohen Alters zerfallsbedingt einen für die abgelagerte Tiefe zu geringen  $^{230}Th_{xs}$ -Wert besitzt), oder Sediment aus geringeren Wassertiefen in die Site eingeschwemmt wurde.

Um die  $^{10}Be$ -Stratigraphie im Hinblick auf ihre methodische Aussagekraft zu untersuchen, wurde letztere auch an dieser Stelle mit dem Paläointensitäts Record von Channel et al. (1997) verglichen. Der Graph, welcher die relativen Paläointensitätsmessungen im obersten Teil der Abb. 5.2.23 repräsentiert, wurde herangezogen, um hieraus die  $^{10}Be$ -Produktionsflüsse nach der Gleichung 2.10 (siehe Kap. 2) zu berechnen (Abb. 5.2.23 mittlerer Graph). Vergleicht man nun die  $^{10}Be$ -Stratigraphie der Site 1063 (Abb. 5.2.23 unteres Diagramm) mit der zuvor genannten für den Zeitraum der letzten ca. 260 ka, fällt auf, dass sich fast alle Events mit einem sehr guten Timing in beiden Diagrammen wieder finden. Etwas problematisch wird die Eventzuordnung von Peaks, die sich aufgrund vom oben genannten Peak tailing nicht genau gegen andere Events abgrenzen lassen. Dies ist beim Pringle Falls Event (ca. 210 ka) und dem Monolake Event (ca. 30 ka) der Fall. Letzterer ist allerdings auch im relativen Paläointensitätsrecord kaum gegenüber seiner Umgebung zu identifizieren. Der Vergleich der Kurvenverläufe zwischen den prominenten geomagnetischen Events liefert ähnlich gute Ergebnisse. Dies ist besonders in Zeitintervallen der Fall, in denen die Beprobungsdichte der  $^{10}Be$ -Stratigraphie besonders hoch ist (70 – 10 ka). Die größten Abweichungen hingegen treten bei 210 – 190 sowie 90 – 70 ka auf, da hier die Beprobungsdichte gering ist. Die Unterschiede bezüglich der Absolutwerte der hier verglichenen Records variieren zwischen ca. 1,7 und 1,1. Die besten Übereinstimmungen lassen sich bei dem Lachamp Event beobachten (Faktor 1,1). Die größten Abweichungen treten beim Iceland Basin Event (1,7) auf. Das Blake und Pringle Falls Event zeigen Abweichungen, die geringere Werte als die aus den Paläointensitäten berechneten  $^{10}Be$  Produktionsflüsse besitzen, weisen Faktoren von -1,4 und -1,25 auf. Darüber hinaus besitzen die betrachteten  $^{10}Be$ -Stratigraphien auch hier neben den prominenten weitere geomagnetische Exkursionen, die in beiden Stratigraphien zeitgleich auftreten. Diese sind bei den Zeitmarken 235, 220 und 145 ka zu finden. Ihre Absolutwerte weichen in der gleichen Größenordnung ab, wie zuvor bei den prominenten Events beschrieben.



Zusammenfassend lässt sich hinsichtlich der Qualität der  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflüsse der ODP-Site 1063 festhalten, dass diese zur Rekonstruktion der Erdmagnetfeldstärke sehr gut geeignet sind. Es konnten im wesentlichen alle geomagnetischen Events wieder gefunden werden, die allgemein mit dem erlaubten Bereich verträglich sind und im Vergleich zum Paläointensitätsrecord der ODP Site 983 auch vergleichbare Absolutwerte liefern.





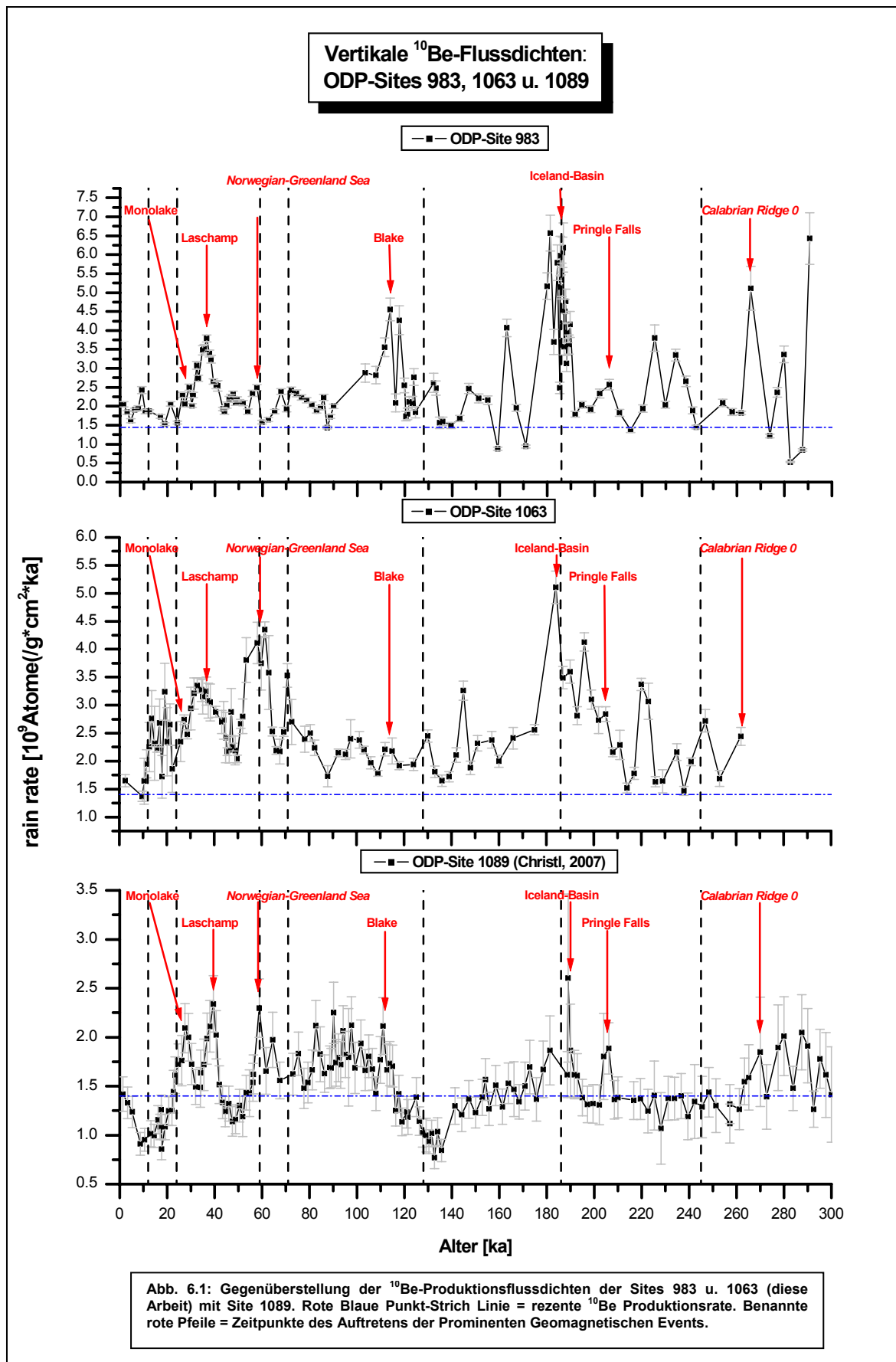
## 6. Vergleich der $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflüsse der ODP-Sites 983 und 1063 mit Datensätzen aus der Literatur

In diesem Kapitel werden die zuvor gemessenen, berechneten und interpretierten Stratigraphien der  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflussdichten mit Datensätzen aus der Literatur verglichen. Das Ziel dieser interhemisphärischen Vergleiche besteht darin zu zeigen, dass die im Rahmen dieser Arbeit berechneten  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien der ODP-Sites 983 und 1063 zu einer globalen Rekonstruktion der Erdmagnetfeldstärke für einen Zeitraum von 300 bis 0 ka herangezogen werden können. Von besonderer Bedeutung ist hierbei die Gegenüberstellung der Sites 983 und 1063 mit dem  $^{10}\text{Be}$ -Record der ODP-Site 1089. Die den zuvor genannten Sites zugrunde liegenden Sedimentproben wurden über einen Zeitraum von ca. 10 Jahren von verschiedenen Mitgliedern der Arbeitsgruppe Radiometrie der Heidelberger Akademie der Wissenschaften, chemisch aufbereitet, gemessen, ausgewertet und interpretiert. Damit repräsentieren sie zeitlich besonders hochaufgelöste  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien für den Atlantischen Ozean. Im Anschluss dieses Unterkapitels erfolgt dann der Vergleich mit Paläointensitäts-,  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ - und  $\Delta^{14}\text{C}$ -Messungen, um die globale Anwendbarkeit der Erdmagnetfelrekonstruktion der ODP-Sites 983 und 1063 zu überprüfen.

### 6.1 Gegenüberstellung der $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien der ODP-Sites 983 und 1063 mit ODP-Site 1089

Im folgenden werden die im Rahmen dieser Arbeit berechneten  $\text{Th}_{\text{xs}}$  normierten  $^{10}\text{Be}$ -Flüsse der ODP-Sites 983 (Nordost Atlantik) und 1063 (Nordwest Atlantik) mit denen der ODP-Site 1089 (Süd Atlantik) von Christl (2001) über einen Zeitraum von ca. 300 – 0 ka (Site 1063: 263 – 0 ka) verglichen. Diese Gegenüberstellung bietet die Möglichkeit einen Querschnitt für den gesamten Atlantik im Hinblick auf dessen  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflüsse zu erstellen. Als besonders interessant erweist sich hierbei der Umstand, dass diese drei Sedimentdriftkörper jeweils in unterschiedlichen ozeanographischen Regimen entstanden sind, die später (zusammen mit anderen Archiven) zur Beantwortung der Frage nach dem globalen Charakter der betrachteten  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien herangezogen werden. So befindet sich die Site 1089 nördlich des Agulhas Rückens im südlichen Cape Basin ( $40^\circ 56'S$ ,  $9^\circ 53'E$ ). Die Wassertiefe beträgt hier ca. 4600 m. Der beprobte Bereich liegt im nördlichen Teil des ostwärts fließenden Antarktischen Zirkumpolarstroms, welcher sich im Süden der Subtropischen Front befindet. Über der Site 1089 ist gegenwärtig eine Schichtung von Nordatlantischem- über Zirkumpolaren Tiefenwasser zu verzeichnen. Die gemittelte Sedimentationsrate für einen Zeitraum von 580 – 0 ka liefert einen Wert von ca. 15 cm/ka.

Die oben genannten berechneten  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflüsse der Atlantischen Sites sind in Abb. 6.1 dargestellt. Hierbei ist anzumerken, dass die  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphie der Site 1089 über ein Zweibox-Modell zusätzlich zur  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Methode auch auf das Boundary scavenging hin korrigiert wurde (vergl. Christl,



2007). Die Gegenüberstellung der  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien in Abb. 6.1 zeigt bereits auf den ersten Blick eine gute bis sehr gute Übereinstimmung. Fast alle prominenten geomagnetischen Ereignisse sind in den jeweiligen Diagrammen zweifelsfrei zu identifizieren. Innerhalb dieser lassen sich sogar die nicht so gut dokumentierten Events wieder finden. Hierbei handelt es sich einerseits um das Calabrian Ridge 0 (ca. 260 ka) und andererseits um das Norwegian-Greenland Sea Event. Erstgenanntes erscheint bei den Sites 983 und 1089 zeitlich zwar etwas verfrüht bei ca. 270 ka, allerdings endet es bei ca. 260 ka. Damit umfasst dieser Peak der Site 1089 ein Zeitintervall von ca. 10 ka. Berücksichtigt man, dass die verwendeten Altersmodelle gewisse zeitliche Unsicherheiten beinhalten, erscheint die oben genannte Zuordnung dieses Peaks zum Calabrian Ridge 0 Event als zulässig. Da die  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphie bei der Site 1063 bei 262 ka abgeschnitten ist, kann man hier allenfalls die abfallende Flanke des Calabrian Ridge 0 Peaks erkennen. Da dieser Datenpunkt gegenüber den Minima der folgenden Datenpunkte aber eine deutliche Erhöhung zeigt, wurde dieser dem zuvor genannten Ereignis zugeschrieben. Die Absolutwerte des Calabrian Ridge 0 Events in der Sites zeigen eine relative Erhöhung im Diagramm der Site 983 um den Faktor von ca. 2. Mögliche Gründe hierfür wurden bereits im Kap. 5.1.3 diskutiert. Das Pringle Falls Event (ca. 210 ka) lässt sich sehr gut aus den Graphen der Site 983 und 1063 herauslesen, während es sich bei der Site 1063 in der aufsteigenden Flanke eines breiteren Peaks befindet (vergl. Kap. 5.1.3). Neben der zeitlichen ist hier auch eine sehr gute Übereinstimmung der Absolutwerte beim Vergleich aller drei Sites hervorzuheben. Das Iceland Basin Event (ca. 188 ka) weist in allen drei Atlantischen Sites eine sehr gute zeitliche Übereinstimmung aus. Die maximale Abweichung beträgt hier ca. 5 ka. Besonders hervorzuheben sei an dieser Stelle die besonders auffällige Synchronität dieser Peaks bei den Sites 983 und 1063. Hierdurch kann die Gültigkeit der Mittelung (siehe Kap. 5.1.3) der Datensätze für den Iceland Basin Peak der Site 983 belegt werden. Die Absolutwerte, bezüglich des Iceland Basin Peaks, zeigen die Sites 983 und 1063 im Vergleich zur Site 1089 einen um den Faktor 2 erhöhten Wert an. Hierbei muss allerdings berücksichtigt werden, dass der Absolutwert von letztgenannter Site mit einem sehr großen Fehler behaftet ist (ca. 40 %). Das Blake Event (ca. 120 ka) lässt sich zwar in allen drei Records an den entsprechenden Zeitmarken identifizieren, hebt sich aber von den jeweiligen umgebenen Datenpunkten, im Hinblick der Ausprägung eines markanten Maximums nur bei der Site 983 ab. Diese zeigt zudem auch den höchsten Absolutwert an, der gegenüber den Peaks der Sites 1063 und 1089 um einen Faktor von ca. 1,7 erhöht ist. Obwohl das Norwegian-Greenland Sea Event eher zu den untergeordneten geomagnetischen Events gehört, zeigt es sich in allen drei hier dargestellten  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien bei ca. 60 ka, wobei die zeitliche Abweichung weniger als 5 ka beträgt. Darüber hinaus weisen die Sites 983 und 1089 fast identische Werte bezüglich der  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  normierten  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflüsse auf. Die Absolutwerte dieses Events der Site 1063 sind gegenüber letztgenannter Sites um ca. 1,5 erhöht. Das Zeitintervall um ca. 40 ka zeichnet in allen bisher betrachteten  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien das in der Literatur sehr gut dokumentierte Laschamp Event nach. Auch hier können wiederum höhere Werte in den betreffenden Datensätzen der Site 983 und 1063 gegenüber der Site 1089 festgestellt werden. Der Faktor liegt hier bei ca. 1,5 bis 1,6. Ferner zeigt das Laschamp Event bei den Sites 983 und 1063 Peakbreiten, welche eine genaue Identifizierung des Monolake Events (ca. 33 ka) erschweren. Letzteres ist besonders gut im Verlauf des Transport korrigierten  $^{10}\text{Be}$ -Graphen der Site 1089 gegen das Laschamp

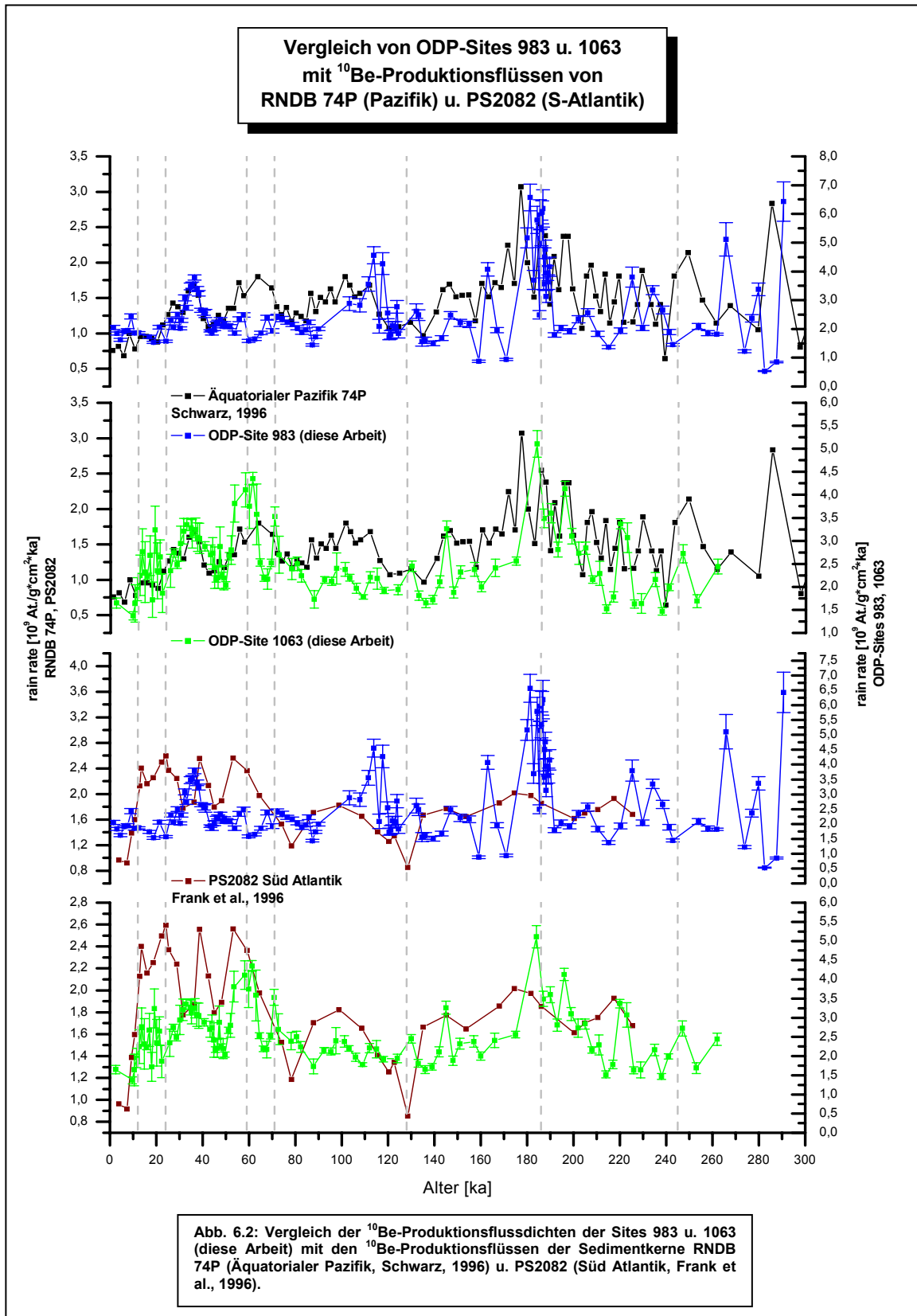
Event abgegrenzt. Vergleicht man nun die Bereiche der Kurvenverläufe zwischen den prominenten geomagnetischen Events miteinander, so ist zu erkennen, dass das Zeitintervall zwischen 80 und 0 ka eine sehr gute Übereinstimmung aufweist. Das ist damit zu begründen, dass in diesem Zeitbereich in allen drei dargestellten Archiven die zeitliche Auflösung am größten ist. Darüber hinaus konnte in allen  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien der Wert der rezenten  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsrate von  $1,4 \cdot 10^9 \text{ At./g} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{ka}$  ( $\pm 22 \%$ ) im Rahmen der Fehlertoleranzen, für den unmittelbaren Zeitbereich um 0 ka, reproduziert werden. Der allgemeine Trend der Kurvenverläufe zwischen 300 (bzw. 262 ka für Site 1063) und ca. 80 ka korreliert in Abhängigkeit der miteinander verglichenen Sites mäßig bis gut untereinander. Die größten Übereinstimmungen gibt es für diesen Bereich zwischen den Sites 983 und 1063. Der Grund hierfür liegt offensichtlich darin, dass beide Records eine ähnliche Beprobungsdichte aufweisen. Es sei an dieser Stelle aber nochmals darauf hingewiesen, dass die  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflussdichten der Sites 983 und 1063 nicht im Hinblick auf den Boundary scavenging Transport korrigiert wurden.

Zusammenfassend lässt sich also für die Atlantischen ODP-Sites 983, 1063 und 1089 feststellen, dass diese sehr gut miteinander in Einklang zu bringen sind. Als besonders herausragend ist in diesem Zusammenhang die Synchronität hinsichtlich der prominenten geomagnetischen Events. Diesbezüglich konnten neben den gut dokumentierten Events auch die in der Literatur untergeordneten Peaks in den  $^{10}\text{Be}$ -Records gefunden werden. Hinsichtlich der Absolutwerte der Sites 983 und 1063, kann konstatiert werden, dass diese im allgemeinen mit dem erlaubten Bereich verträglich sind (vergl. Kap. 5.1.3 u. 5.2.3), obwohl die entsprechenden Datensätze nicht um den Faktor des Boundary scavengings korrigiert wurden. Hiermit stehen nun beispiellose, hochaufgelöste Datensätze für den gesamten Atlantik zur Verfügung, die in Kombination miteinander zur Rekonstruktion der Erdmagnetfeldstärke über einen Zeitraum von ca. 300 bis 0 ka, mittels der  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  normierten  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphie herangezogen werden können. Ob diese über den Atlantik hinaus für die entsprechende globale Rekonstruktion verwendet werden können, wird in den folgenden Unterkapiteln durch den Vergleich mit Records anderer Archive und Messmethoden überprüft.

## 6.2 Gegenüberstellung der $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien der ODP-Sites 983 und 1063 mit $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien anderer Lokationen

Im folgenden werden die  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflussdichten der Sites 983 und 1063 mit den Transport korrigierten Sedimentkernen RNDB 74P (Schwarz, 1996) sowie PS2082 (Frank et al., 1996) verglichen. Im Anschluss daran erfolgt eine Gegenüberstellung der im Rahmen dieser Arbeit erstellten  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien mit einem Sedimentrecord, der von Carcaillet et al. (2004) mittels der Methode der relativen  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ -Methode gemessen und berechnet wurde. Den Abschluss der in diesem Unterkapitel angestellten Vergleiche bildet dann eine Gegenüberstellung der Sites 983 und 1063 mit  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflüssen, die aus den Eisbohrkernen GISP2 und GRIP isoliert wurden (Muscheler et al., 2005).

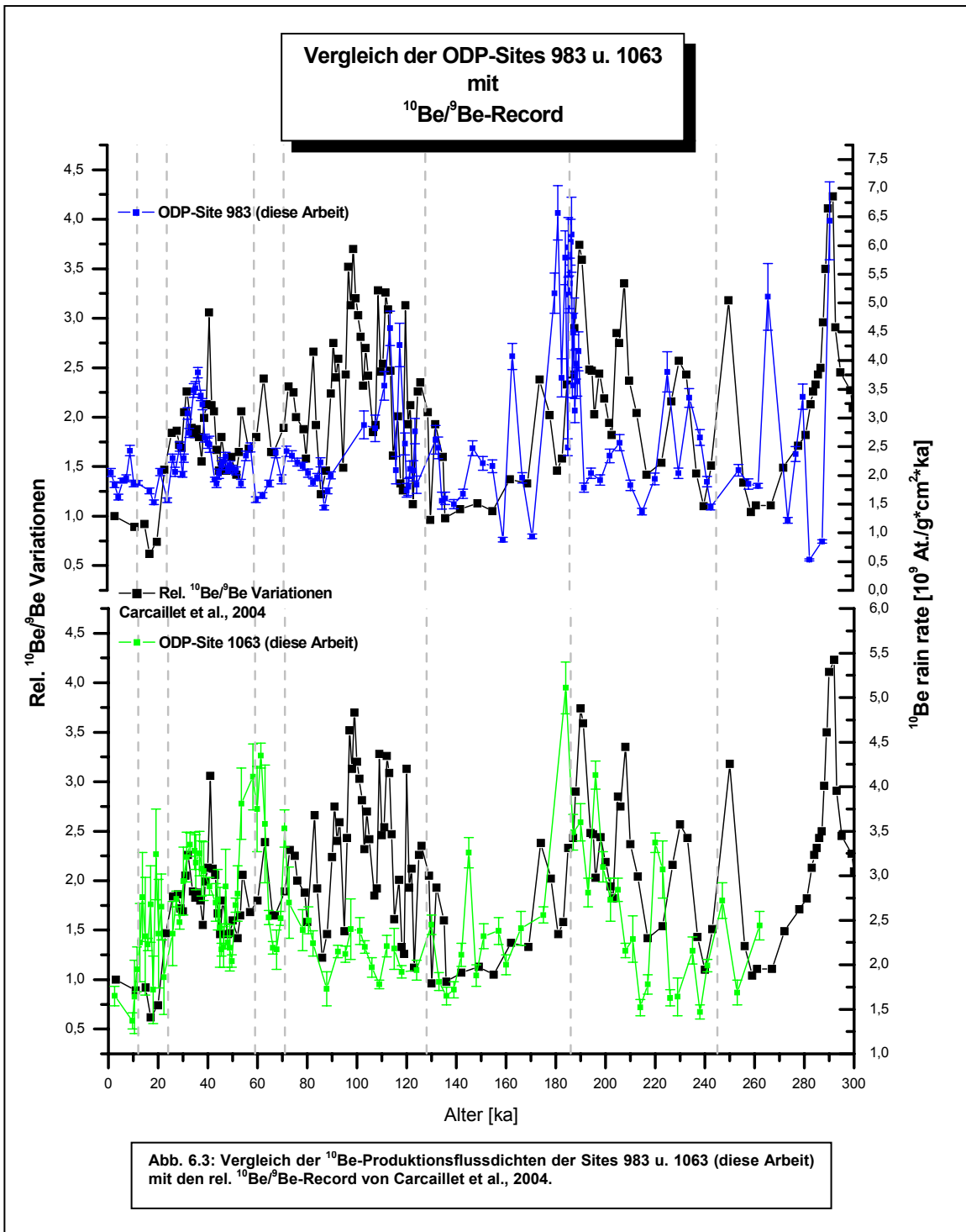
Bei dem Kern RNDB 74P handelt es sich um einen langsam akkumulierten Sedimentkern aus dem offenen Pazifik, der auf dem Ontong Java Plateau erbohrt wurde. Der andere in Abb. 6.2 dargestellte Vergleichskern stammt, wie der bereits in Kap. 6.1 beschriebene Kern der ODP-Site 1089, aus dem



Agulhas Becken (Südatlantik). Im Gegensatz zum Record der Site 1089 befindet sich der PS2082 ca. 250 km näher an der Zone der polaren Front, wodurch er eine etwas andere ozeanographische Geschichte aufweist (vergl. Frank et al., 1996). Der in Abb. 6.2 vorgenommene Vergleich des Kerns RNDB 74P mit den Sites 983 und 1063 liefert in beiden Fällen eine sehr gute Korrelation. Die zeitlichen Variationen zwischen ihnen betragen in der Regel weniger als 5 ka. Dies betrifft zum einen die Bereiche, in welchen die prominenten geomagnetischen Events auftreten, aber auch die Zeitintervalle zwischen ihnen. Neben dem sehr schwach ausgeprägten Calabrian Ridge 0 Event (ca. 260 ka) im Pazifischen Kern lassen sich alle anderen beschriebenen Events wieder finden. Auffällig ist in diesem Zusammenhang, dass ähnlich wie im Kern der Site 1063, auch im RNDB 74P das Blake Event (ca. 117 ka) kaum als Peak gegenüber seinen umgebenden Datenpunkten in Erscheinung tritt. Ferner besitzen die dargestellten Stratigraphien ähnliche Peakbreiten. Dies scheint ein typisches Phänomen bei  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien zu sein, die aus Sedimentkernen extrahiert werden, wodurch die in Kap. 5 geäußerte Theorie von der Beeinflussung der Tiefseesedimente durch unterschiedliche Wassermassen (bes. durch Tiefenwasserneubildung) eine mögliche Erklärung hierfür sein könnte. Ein Vergleich der Absolutwerte der Sites 983 und 1063 mit Kern RNDB 74P liefert Abweichungen, die ihr Maximum bei ca. 2,5 erreichen. Man darf hierbei allerdings nicht vergessen, dass die  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflüsse der Site 983 und 1063 nicht Transport korrigiert sind und dennoch im Allgemeinen mit dem erlaubten Bereich verträglich sind. Während der zuvor erwähnte Vergleichskern RNDB 74P eine ähnlich gute Auflösung besitzt wie die der Sites 983 und 1063, zeigt die  $^{10}\text{Be}$ -Kurve von Kern PS2082 eine deutlich schlechtere an, und umfasst zudem nur einen Bereich von ca. 210 bis 0 ka. Dort wo die Auflösung dieses Records eine vergleichsweise bessere Auflösung darbietet, lassen sich auch gute Übereinstimmungen zu den Kernen der Sites 983 und 1063 beobachten. Dies ist besonders für das Zeitintervall zwischen ca. 70 und 0 ka der Fall, in welchem die dort auftauchenden prominenten geomagnetischen Events (Norwegian-Greenland Sea-, Laschamp- und Monolake Event) innerhalb einer Abweichung von ca. 5 ka in allen drei Stratigraphien zur Deckung zu bringen sind.

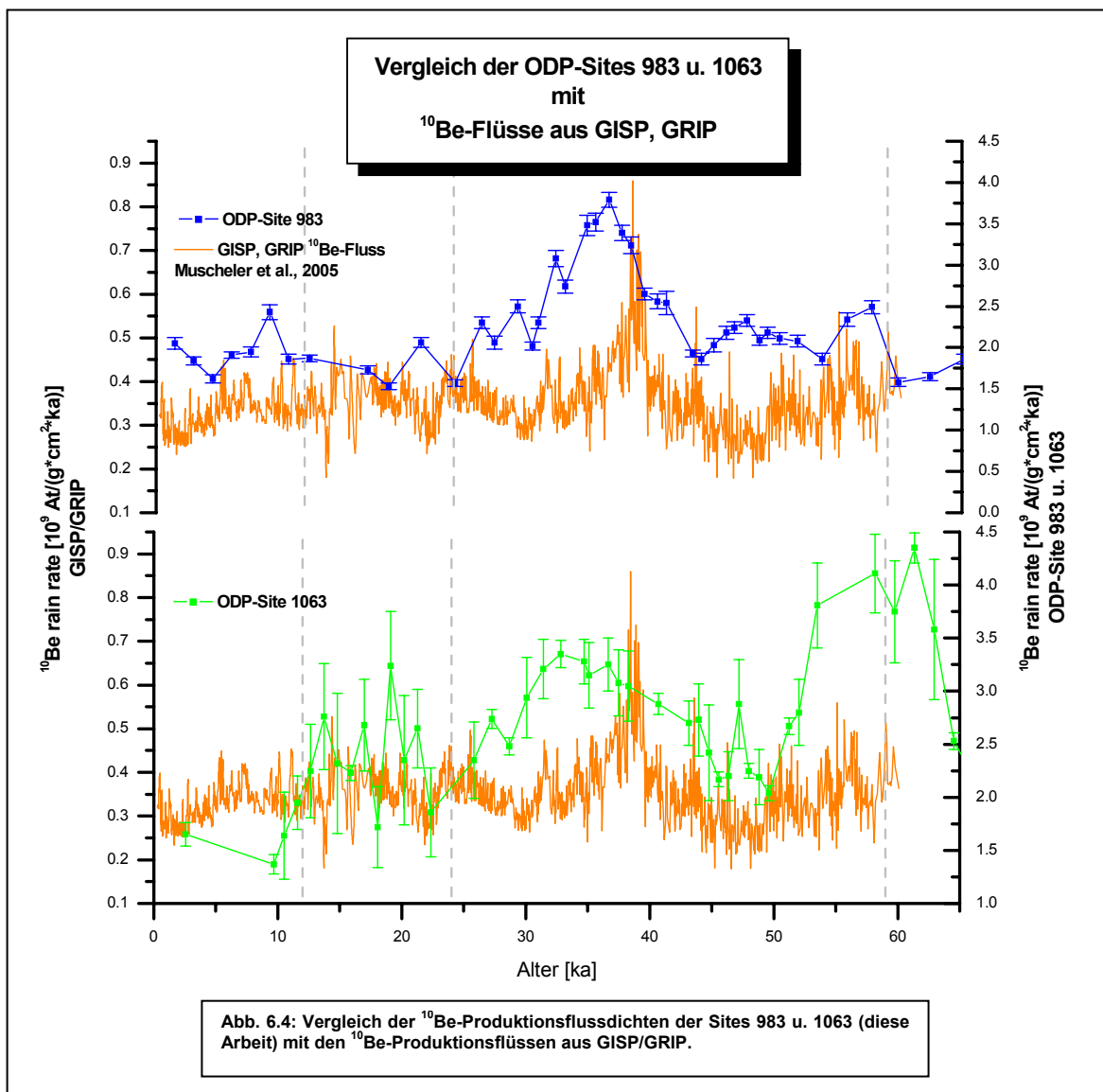
Der in Abb. 6.3 dargestellte relative  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ -Record, basiert auf der Extraktion der authigenen Fraktionen von  $^{10}\text{Be}$  und  $^9\text{Be}$  aus den Sedimenten eines Kerns, der in einem Tiefseebecken vor der Küste Portugals geborgen wurde. Diese Methode (vergl. z.B. Bayon et al., 2002) beinhaltet den Nachteil, dass hierbei bestenfalls eine relative Variation des Erdmagnetfeldes bestimmt werden kann. Ein Vorteil dieses Verfahrens liegt jedoch in dessen zeitlicher Anwendung, dass theoretisch eine Rekonstruktion, bedingt durch die Halbwertszeit von  $^{10}\text{Be}$  (1,5 Mio. Jahre), der letzten ca. 10 Mio. Jahre zulässt. Vergleicht man diesen Record mit den Sites 983 und 1063 so fällt sofort die nahezu detailgetreue Übereinstimmung dieser Be-Stratigraphien auf. Die Abweichungen hinsichtlich der temporalen Variationen liegen auch bei dieser Gegenüberstellung bei maximal 5 ka. Dies trifft nicht für die Bereiche zu, in denen die prominenten geomagnetischen Events in Erscheinung treten, sondern auch zwischen diesen. Neben der Abwesenheit des Calabrian Ridge 0 Events, lassen sich alle übrigen Events mit den  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien der Sites 983 und 1063 in Übereinstimmung bringen. Trotz dieser hervorragenden Korrelationen sollte man aber bedenken, dass die hier dargestellte  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ -Stratigraphie in Bezug auf ihren relativen Variationen wesentlich höhere Werte aufweist als dies von Carcaillet et al. (2004) erwartet wurde. Demnach beinhaltet diese Stratigraphie offensichtlich ein relevantes Klimasig-

nal, welches z.B. von sich ändernden Ozeanzirkulationsmustern herrühren könnte (Frank et al., 2000). Der alleinige Vergleich von relativen  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ -Stratigraphien mit den im Rahmen dieser Arbeit aufgestellten  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien lässt deshalb noch keinen Rückschluss auf den globalen Charakter letztgenannter Records der Sites 983 und 1063 zu.



In Abb. 6.4 ist der Vergleich der  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflüsse der Site 983 und 1063 mit der  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphie aus den Eisbohrkernen des GISP2 und GRIP (Muscheler et al., 2005) dargestellt. Bei letzteren handelt es sich dabei um eine zusammengesetzte Stratigraphie, welche über die  $\Delta^{14}\text{C}$ -

Methode datiert wurde und die letzten 60 ka dokumentiert. Ein Vorteil beim Vergleich von Eiskernen mit anderen Archiven im Hinblick auf ihre  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflüssen besteht darin, dass man bei ihnen keine Korrekturen bezüglich bestimmter Effekte wie Sedimentumlagerungen oder Boundary scavenging vornehmen muss, wodurch sie sich als „direkteres“ System für diesen Sachverhalt erweisen (Christl et al., 2003). Für die an dieser Stelle verwendeten Kerne GISP2 und GRIP gilt zudem, dass diese keinen signifikanten Klimaschwankungen unterlegen sind (Muscheler et al., 2005). Der in Abb. 6.4 vorgenommene Vergleich zeigt, dass die Peaks um ca. 40 ka (Laschamp Event) mit einer Genauigkeit von ca. 5 ka übereinstimmen. Hierbei ist diese Korrelation zwischen der Site 983 und dem GISP2/GRIP Kern besser als die mit der Site 1063. Das liegt in erster Linie an der etwas besser ausgeprägten Form des Laschamp Peaks bei der Site 983, während dieser bei Site 1063 in der dargestellten Auflösung sehr viel breiter ist als in dem zusammengesetzten Eisbohrkern. Neben weiteren



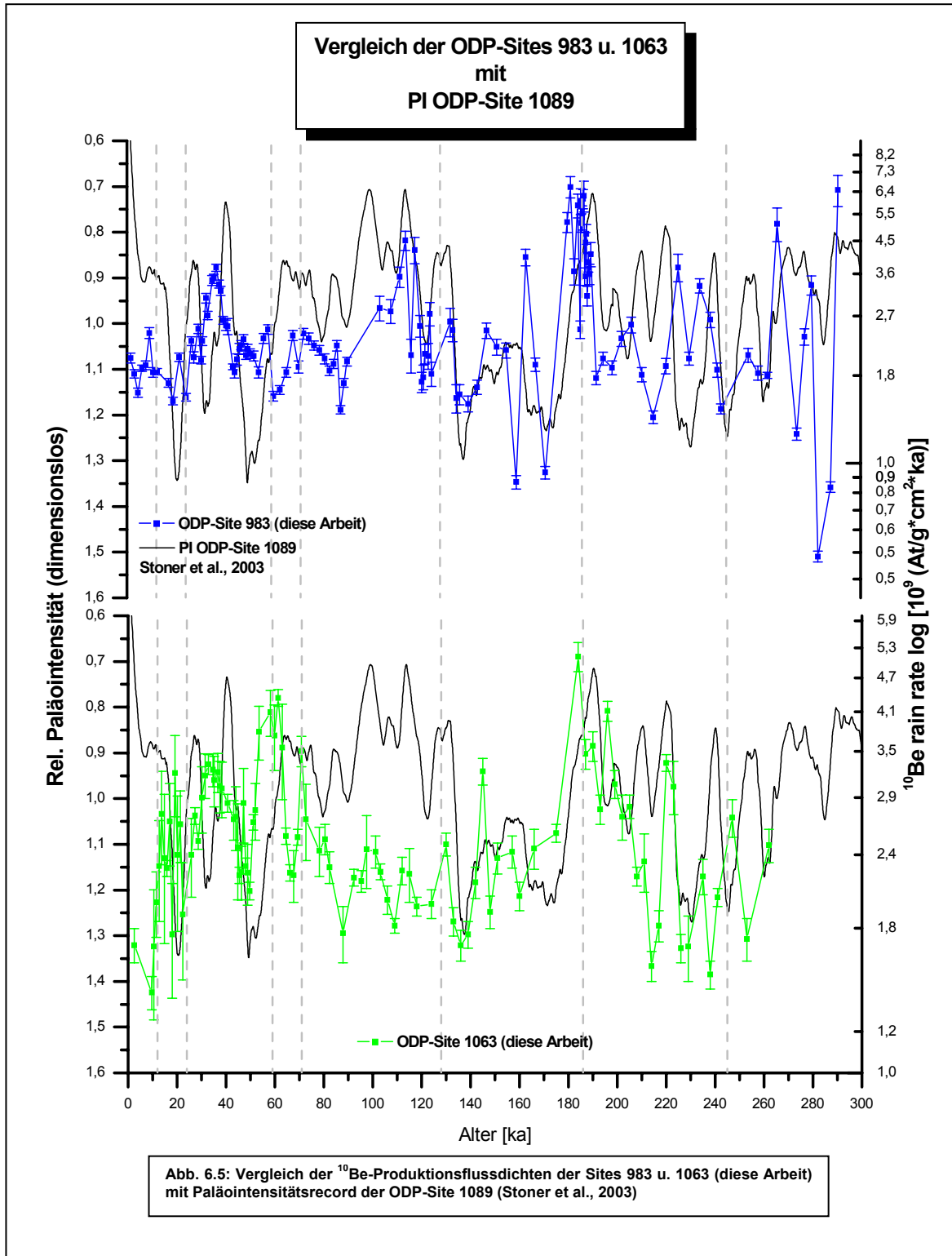
nur sehr groben Übereinstimmungen dieser Kurven lassen sich keine weiteren Aussagen treffen. Das liegt in erster Linie an den unterschiedlich hohen zeitlichen Auflösungen der miteinander verglichenen Kerne.



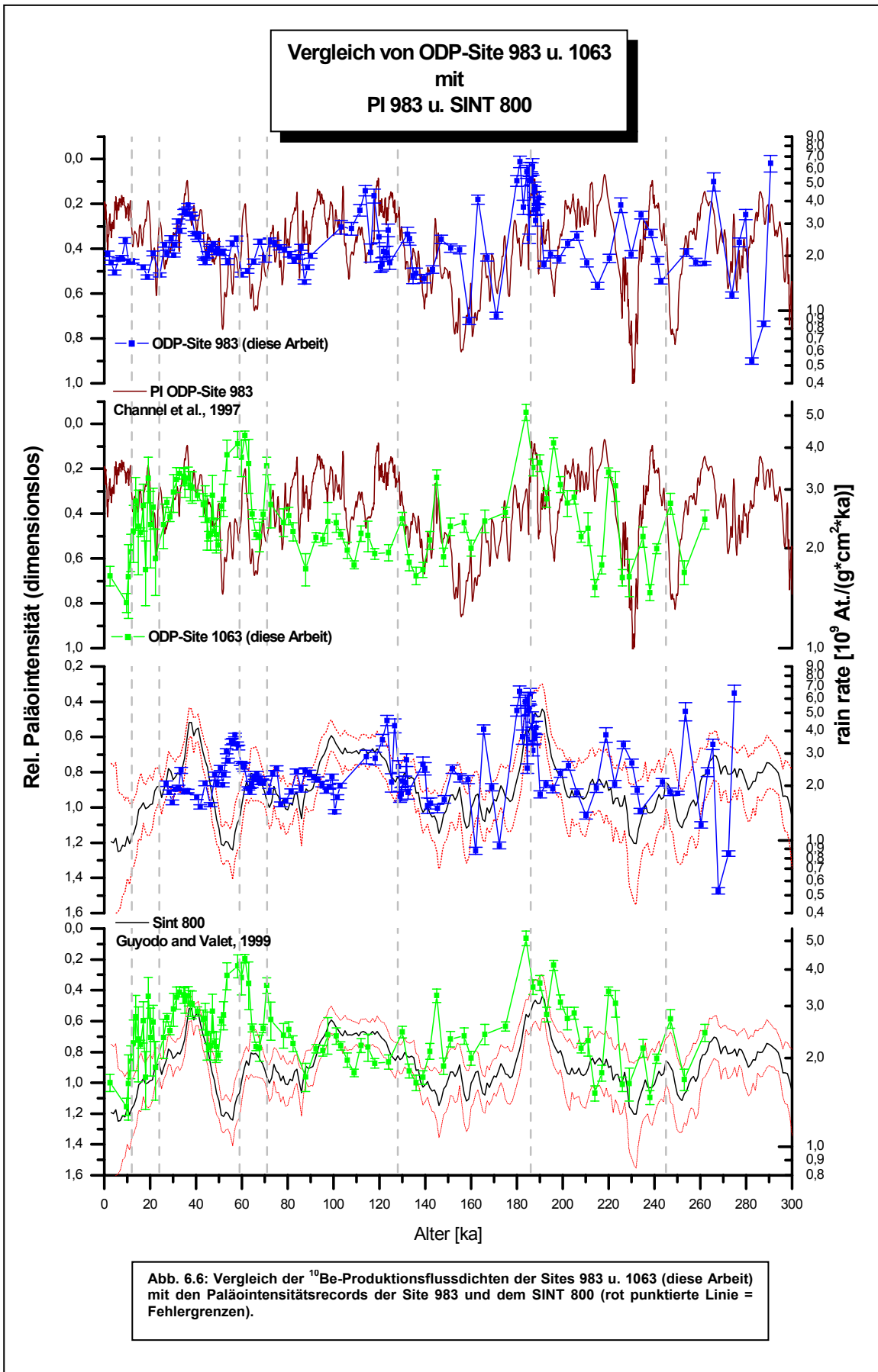
### 6.3 Gegenüberstellung der $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien der ODP-Sites 983 und 1063 mit Paläointensitätsmessungen anderer Lokationen

Innerhalb dieses Unterkapitels besteht die Zielsetzung darin, die  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflüsse der Sites 983 und 1063 mit verschiedenen Paläointensitätsrecords zu vergleichen. Obwohl die Messungen der Paläointensitäten ebenfalls an Tiefseesedimenten durchgeführt wird, unterscheidet sich diese rein geophysikalische Messmethode grundlegend von der, die zur Erlangung der  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien von Site 983 und 1063 geführt hat. Bei der Auswahl der PI Records, die im folgenden als Vergleichkerne dienen sollen, wurde Wert darauf gelegt, auf in der Literatur gut dokumentierte und allgemein anerkannte Archive zurückzugreifen, die zudem für einen interhemisphärischen Vergleich geeignet sind. Aus diesem Grund wurden einerseits PI Records von den in dieser Arbeit beschriebenen Atlantischen Sites (PI 983 u. PI 1089) und den bekanntesten synthetischen PI Records (SINT 800 u. NAPIS 75) zu Vergleichszwecken herangezogen.

Zunächst erfolgt die in den Abb. 6.5 und 6.6 vorgenommene Gegenüberstellung der Sites 983 und 1063 mit den PI Records der Site 1089 (PI 1089; Stoner et al., 2003), dem bereits in Kapitel 5 dargestellten PI 983 (Channel et al., 1997) und dem SINT 800 (Guyodo u. Valet, 1999). Es sei darauf hingewiesen, dass in allen Diagramme, in denen  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflüsse mit Paläointensitäten verglichen werden, gegenläufige Skalen verwendet werden. Diese hier getroffene Konvention soll der besseren Vergleichbarkeit dieser unterschiedlichen Records dienen. Darüber hinaus sind die  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien auf dekadisch logarithmischen Skalen aufgetragen, da der Zusammenhang zwischen  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflüssen und Paläointensitäten nicht linear verläuft. Die Verwendung einer logarithmischen Skala für  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien stellt nach Christl et al. (2007) eine ausreichende Annäherung an die höheren Sensitivitäten der  $^{10}\text{Be}$ -Produktion in Bezug auf niedrige Dipolmomente des Erdmagnetfeldes dar. Betrachtet man zunächst den Vergleich mit dem PI 1089 (Abb. 6.5), so lässt sich für den Kern der Site 983 eine sehr gute Übereinstimmung konstatieren. Es zeigen sich nur an sehr wenigen Stellen dieser Records größere Unterschiede. Der auffälligste befindet sich im Intervall zwischen ca. 20 und 0 ka. Diese Abweichung tritt auch im Vergleich mit Site 1063 auf. Davon abgesehen, lässt sich besonders bei der Gegenüberstellung mit Site 983 eine hervorragende Korrelation beobachten. Die zeitliche Verschiebung beträgt hier in den seltensten Fällen mehr als ca. 5 ka. In Bezug auf den Kern der Site 1063 ergeben sich im Zeitintervall zwischen ca. 260 und 240 ka gegenläufige Kurvenverläufe, die durch eine Abweichung von ca. 10 ka gekennzeichnet sind. Eine entsprechende Verschiebung des PI Records in diesem Bereich zu größeren Altern hin, würde auch hier zu einer exzellenten Korrelation führen. Darüber hinaus sind alle prominenten geomagnetischen Events in allen dargestellten Records im Rahmen der oben genannten geringen zeitlichen Abweichungen in Übereinstimmung. Diese äußerst positiven Befunde erscheinen vor dem Hintergrund der Tatsache, dass der PI 1089 von Stoner et al. (2003) als problematisch für die Rekonstruktion der Paläointensität eingestuft wird, als sehr überraschend. Demnach sind die Sedimente der Site 1089 von postdiagenetischen Umwandlungsprozessen hinsichtlich des Mineralgehaltes betroffen, wodurch es bei der Messung des Magnetisierungssignal zu Problemen geführt haben soll. Die in Abb. 6.6 dargestellten Graphen dokumentieren

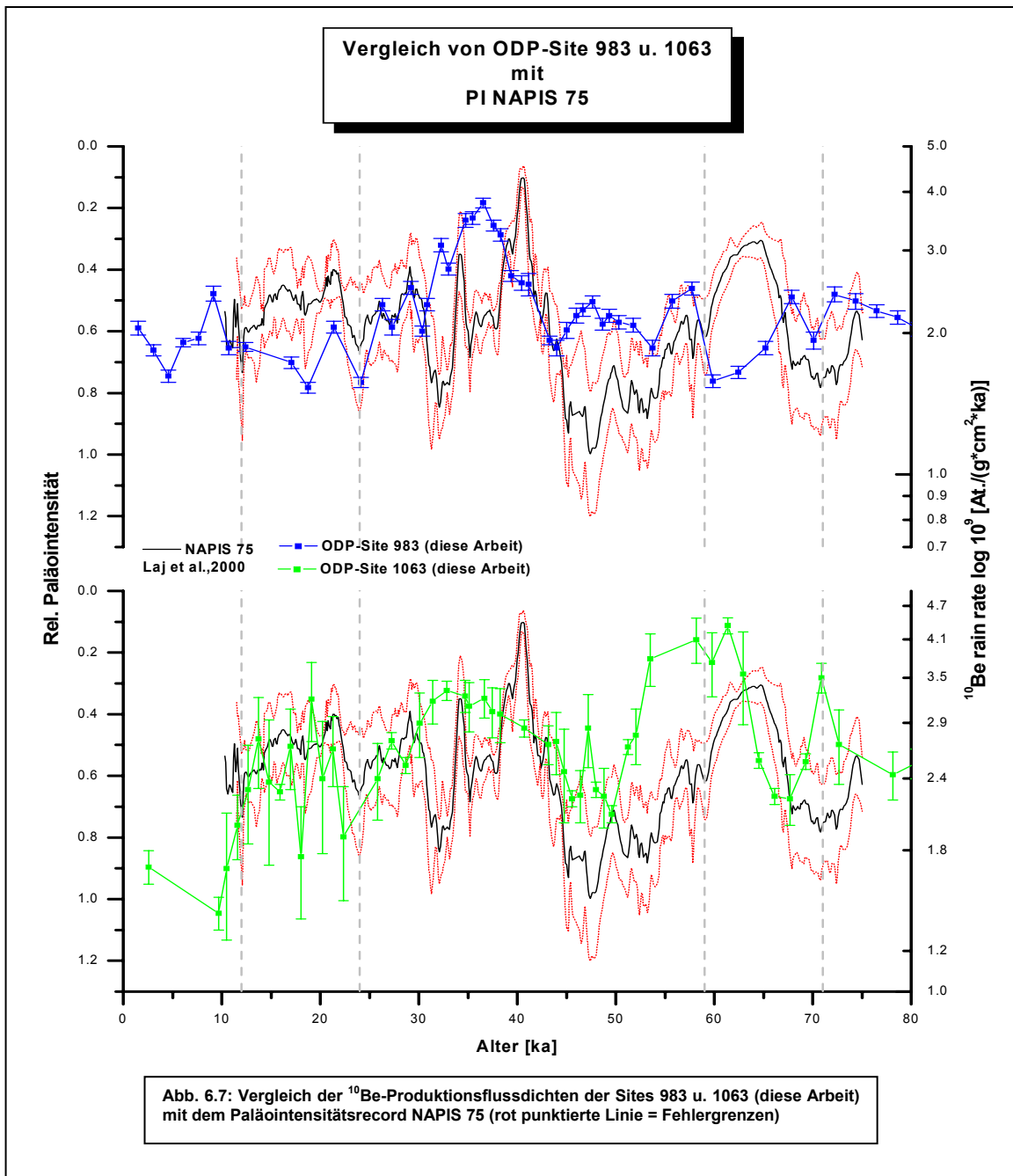


den Vergleich der in dieser Arbeit untersuchten Sites mit dem PI der Site 983 (wurde bereits genauer in Kap. 5 im Hinblick auf den Vergleich mit Site 983 und 1063 beschrieben und soll an dieser Stelle nur ganz allgemein zu Vergleichszwecken gezeigt werden) und dem SINT 800. Bei letzterem handelt es sich um einen synthetisch konstruierten PI Record, der sich aus Tiefseesedimenten von 33 Sites zusammensetzt und 800 ka in die Vergangenheit zurückreicht. Bei der Auswahl der Sites sind sämtliche Ozeane einbezogen worden, wodurch dieser Record wohl derzeit die zuverlässigste Referenz für



Paläointensitätsmessungen darstellt. Auch bei diesem Vergleich mit den  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflüssen der Sites 983 und 1063 zeigt sich eine sehr gute Korrelation. Alle beschriebenen prominenten geomagnetischen Exkursionen sind innerhalb einer zeitlichen Verschiebung von ca. 5 ka untereinander in Übereinstimmung zu bringen. Ferner werden auch die dazwischen befindlichen Zeitintervalle von den Atlantischen Sites wieder gegeben. Besonders gut zeichnet dabei die  $^{10}\text{Be}$ -Kurve der Site 983 den Verlauf des SINT 800 Records nach. Größere Abweichungen treten immer an den Stellen auf, wo die Sites 983 oder 1063 eine größere Abweichung in der zeitlichen Auflösung offenbaren. Dies gilt im allgemeinen auch für die Gegenüberstellung der Sites 983 und 1063 mit dem PI 983.

Der NAPIS 75, der zu weiteren Vergleichszwecken zusammen mit den Sites 983 und 1063 in Abb. 6.7 dargestellt ist, umfasst im Gegensatz zu den bisher in diesem Unterkapitel betrachteten PI Record nur

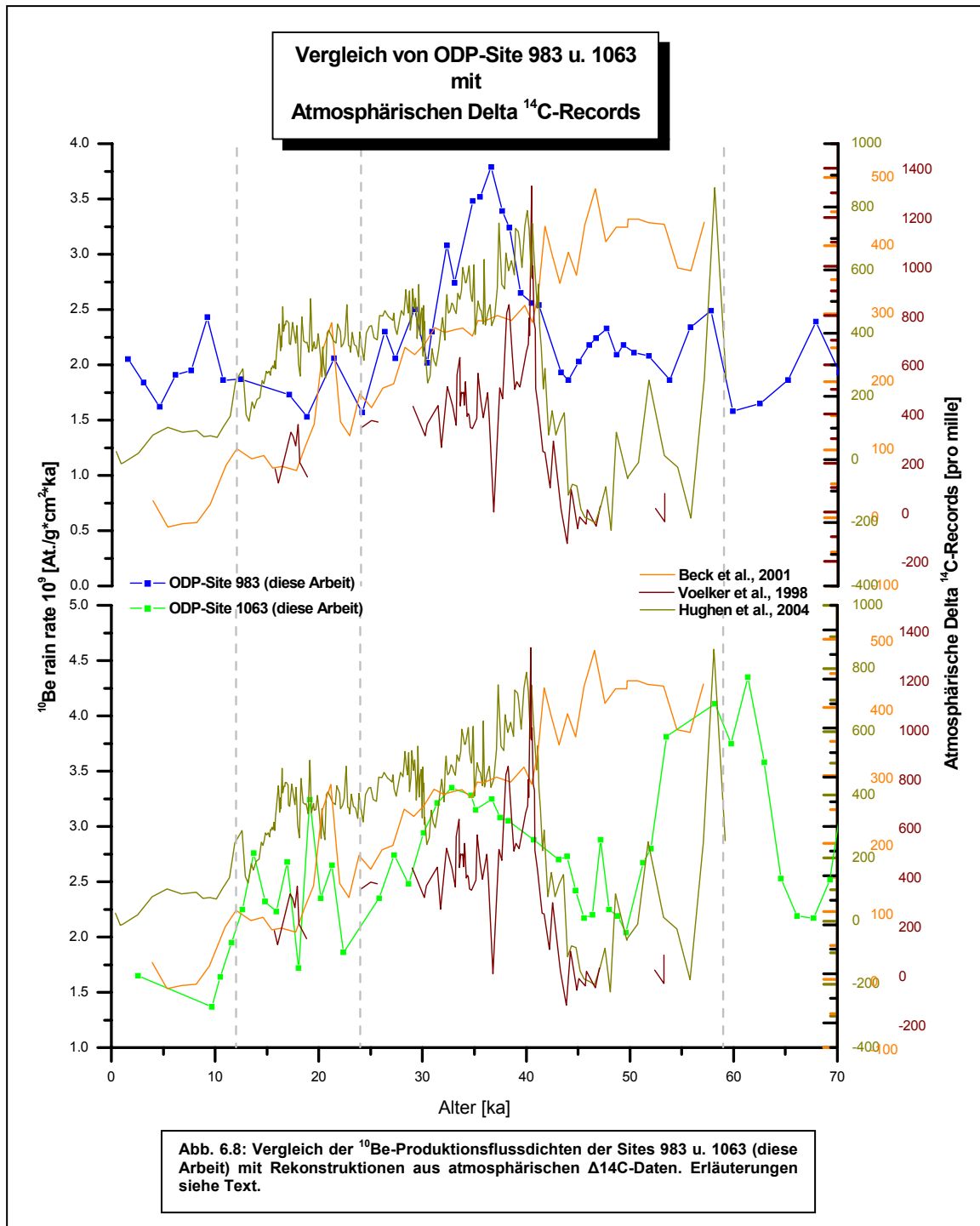


einen Zeitbereich von 75 ka. Die Abkürzung NAPIS steht dabei für „North Atlantic Paleointensity Stack“. Diese Paläointensitätsrekonstruktion beinhaltet sechs Sedimentkerne aus dem Nordatlantik, welche ungefähr 5 km auseinander liegen und Sedimentationsraten von mindestens 10 cm/ka aufweisen. Betrachtet man die in Abb. 6.7 aufgetragenen Stratigraphien, fällt sofort auf, dass die  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflüsse gegenüber dem Datensatz des NAPIS 75 verschoben ist. Dies zeigt sich sowohl bei der Site 983 als auch bei Site 1063. Beide Atlantischen Sites treten in ihrem Laschamp Event (ca. 37 - 41 ka) um ca. 5 ka später auf als das beim NAPIS 75 Record der Fall ist. Dies betrifft in beiden Vergleichen auch das Norwegian-Greenland Sea Event bei ca. 60 ka. Eine Verschiebung um diesen zeitlichen Betrag würde also zu einer Verbesserung in Korrelation der Sites 983 und 1063 mit dem NAPIS 75 führen. Da letzterer mit dem Altersmodell des Eiskerns GISP2 gekoppelt ist und die Altersmodelle der Sites 983 und 1063 sicherlich auch Datierungsunsicherheiten (wenn auch unbekannt) beinhalten, wäre diese gegenseitige Verschiebung sicherlich zu vertreten. Ferner liefert der hier angestellte Vergleich unter den zuvor genannten Vorbehalten annehmbare Korrelation bezüglich der allgemeinen Kurvenverläufe. Dabei zeigt sich der Laschamp Peak in Site 983 deutlich besser ausgeprägt als in Site 1063. Weiterreichendere Aussagen sind an dieser Stelle aber nicht möglich, da die Atlantischen Kerne für den dargestellten Zeitbereich eine deutlich schlechtere Auflösung als der NAPIS 75 Record besitzen.

#### **6.4 Gegenüberstellung der $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien der ODP-Sites 983 und 1063 mit atmosphärischen $\Delta^{14}\text{C}$ -Rekonstruktionen**

Das Radioisotop  $^{14}\text{C}$  entsteht in der Erdatmosphäre auf die gleiche Art und Weise wie das Radionuklid  $^{10}\text{Be}$ . Demnach besteht auch zwischen der Produktion von  $^{14}\text{C}$  und der Erdmagnetfeldstärke eine Antikorrelation. Aus diesem Grund scheint ein Vergleich von  $\Delta^{14}\text{C}$ -Daten mit  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflüssen besonders interessant und aufschlussreich zu sein. Um aber neben einem qualitativen auch einen quantitativen Vergleich dieser beiden Nuklide vornehmen zu können, müsste man zunächst die  $^{10}\text{Be}$  Datensätze in die entsprechenden  $\Delta^{14}\text{C}$  Records umrechnen. Hierzu wären weiterhin Modellierungen notwendig, die den Kohlenstoffkreislauf sowie Ozeanzirkulationsmuster über Glazial/Interglazial-Zeitskalen zu berücksichtigen hätten. Da hierzu bisher aber keine vertrauenswürdigen Modellrechnungen vorliegen, können solche Gegenüberstellungen nur auf qualitativem Wege beurteilt werden (Hughen et al., 2004). Die Vergleiche der Sites 983 und 1063 beziehen sich in Abb. 6.8 auf drei  $\Delta^{14}\text{C}$ -Rekonstruktionen aus zwei unterschiedlichen Archiven. Zum einen handelt es sich um zwei Rekonstruktionen, die aufgrund von Stalagmiten (Beck et al., 2001; Hughen et al., 2004) und zum anderen über entsprechende Daten aus zwei Sedimentkernen der Isländischen und Norwegischen See (Voelker et al., 1998) durchgeführt wurden. Der in Abb. 6.8 unternommene qualitative Vergleich zeigt, ebenso wie bereits bei den zuvor beschriebenen Vergleichsrecords, eine zeitliche Abweichung von ca. 5 ka zwischen den Atlantischen Kernen und den  $\Delta^{14}\text{C}$ -Datensätzen. Die besten Übereinstimmungen der Sites 983 und 1063 ergeben sich hierbei mit den  $\Delta^{14}\text{C}$ -Rekonstruktionen von Beck et al. (2001)

und Hughen et al. (2004). Berücksichtigt man die genannte zeitliche Drift lassen sich das Laschamp sowie das Norwegian-Greenland Sea Event jeweils miteinander in Einklang bringen. Bezüglich der  $\Delta^{14}\text{C}$ -Daten aus der Rekonstruktion von Voelker et al. (1998) lässt sich feststellen, dass jene besser zu den  $^{10}\text{Be}$ -Flüssen der Site 983 passt als dies bei Site 1063 der Fall ist. Bei erstgenannter stimmen die Trends der beiden Records relativ gut überein. Für eingehendere Untersuchungen müssten die  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien höher aufgelöst sein.



## 6.5 Zusammenfassung der Ergebnisse aus den Vergleichen der $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflüsse der Site 983 und 1063 mit Datensätzen aus der Literatur

Die Ergebnisse aus den Vergleichen zwischen den  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  normierten  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflüssen der ODP-Sites 983 und 1063, die im Rahmen der hier vorliegenden Dissertation erstellt wurden, und den Datensätzen aus der Literatur zeigen deutlich, dass die  $^{10}\text{Be}$ -Flussdichten der untersuchten Sites die globalen Schwankungen des Erdmagnetfeldes für die vergangenen ca. 300 ka widerspiegeln. Dies äußert sich vor allem in den vorhandenen Übereinstimmungen der prominenten geomagnetischen Events, die alle in Kombination beider  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien nachgewiesen werden konnten. Darüber hinaus lassen sich auch im Gesamtverlauf (also in Bereichen zwischen den geomagnetischen Events) dieser Graphen außergewöhnlich gute Korrelationen zu den unterschiedlichsten Records beobachten. Die besten Übereinstimmungen liefern die Vergleiche mit den PI Records der Sites 983, 1089 und dem SINT 800 sowie der Site 1089 im Hinblick auf ihre  $^{10}\text{Be}$  rain rate. Von ebenfalls hoher Qualität erweist sich die Gegenüberstellung der Sites 983 und 1063 mit den authigenen  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ -Verhältnissen. Beim Vergleich mit den Records des NAPIS 75 (PI), GISP2/GRIP (Eiskerne) und atmosphärischen  $\Delta^{14}\text{C}$  können zwar bezüglich der Gesamtverläufe in der Regel nur grobe Trends erkannt werden, dies liegt aber in erster Linie daran, dass diese Records im Hinblick auf die  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien der Sites 983 und 1063 über wesentlich höhere zeitliche Auflösungen verfügen. Nichtsdestotrotz konnten auch hier die prominenten geomagnetischen Events (Laschamp und Norwegian-Greenland Sea Event) gegenseitig in Übereinstimmung gebracht werden. Die zeitlichen Abweichungen zwischen den in diesem Kapitel betrachteten Records betragen allgemein bis maximal 5 ka. Als Grund hierfür kommen Datierungsunsicherheiten bei den verwendeten Altersmodellen und der Vergleich von unterschiedlichen Archiven in Frage.



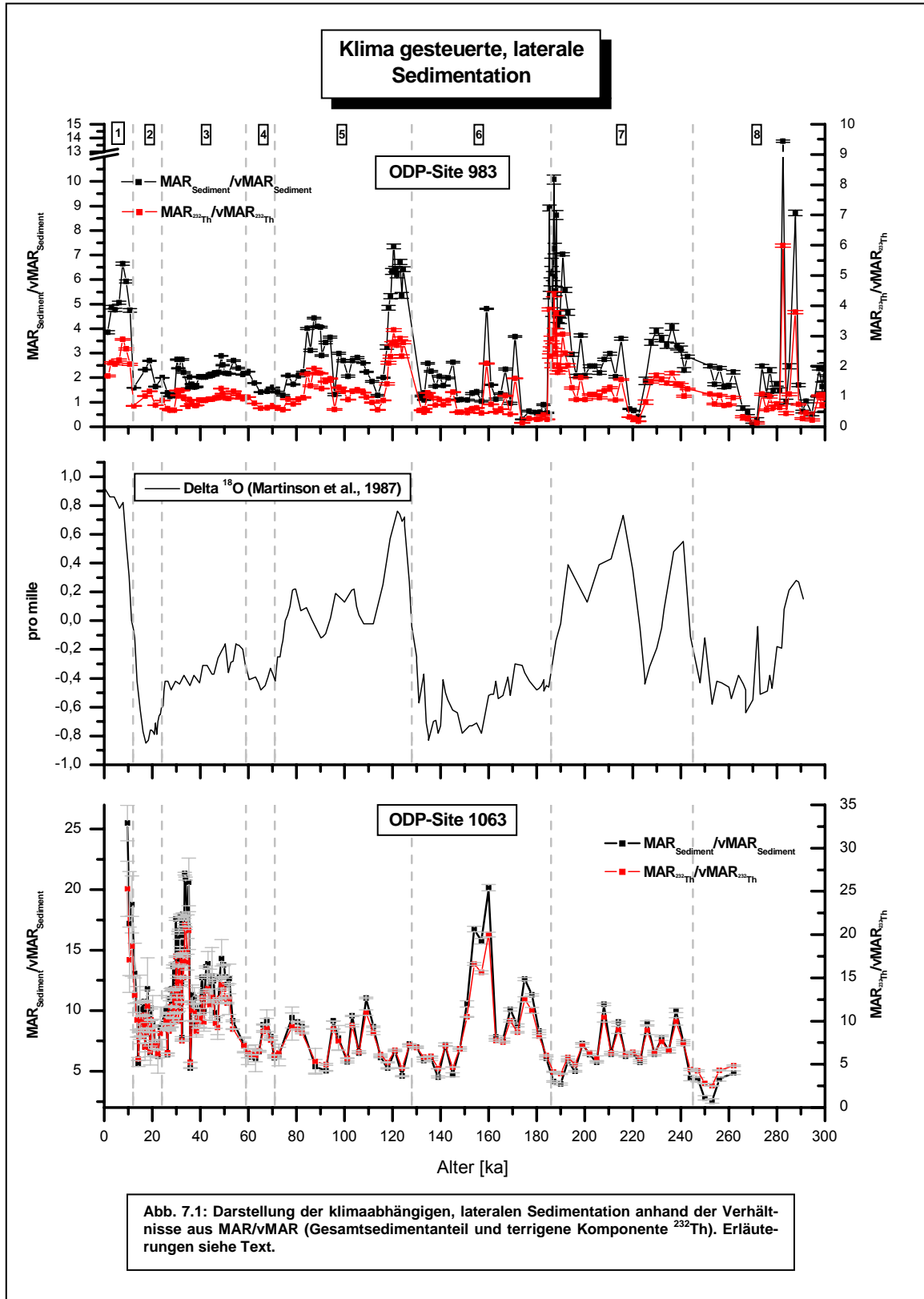


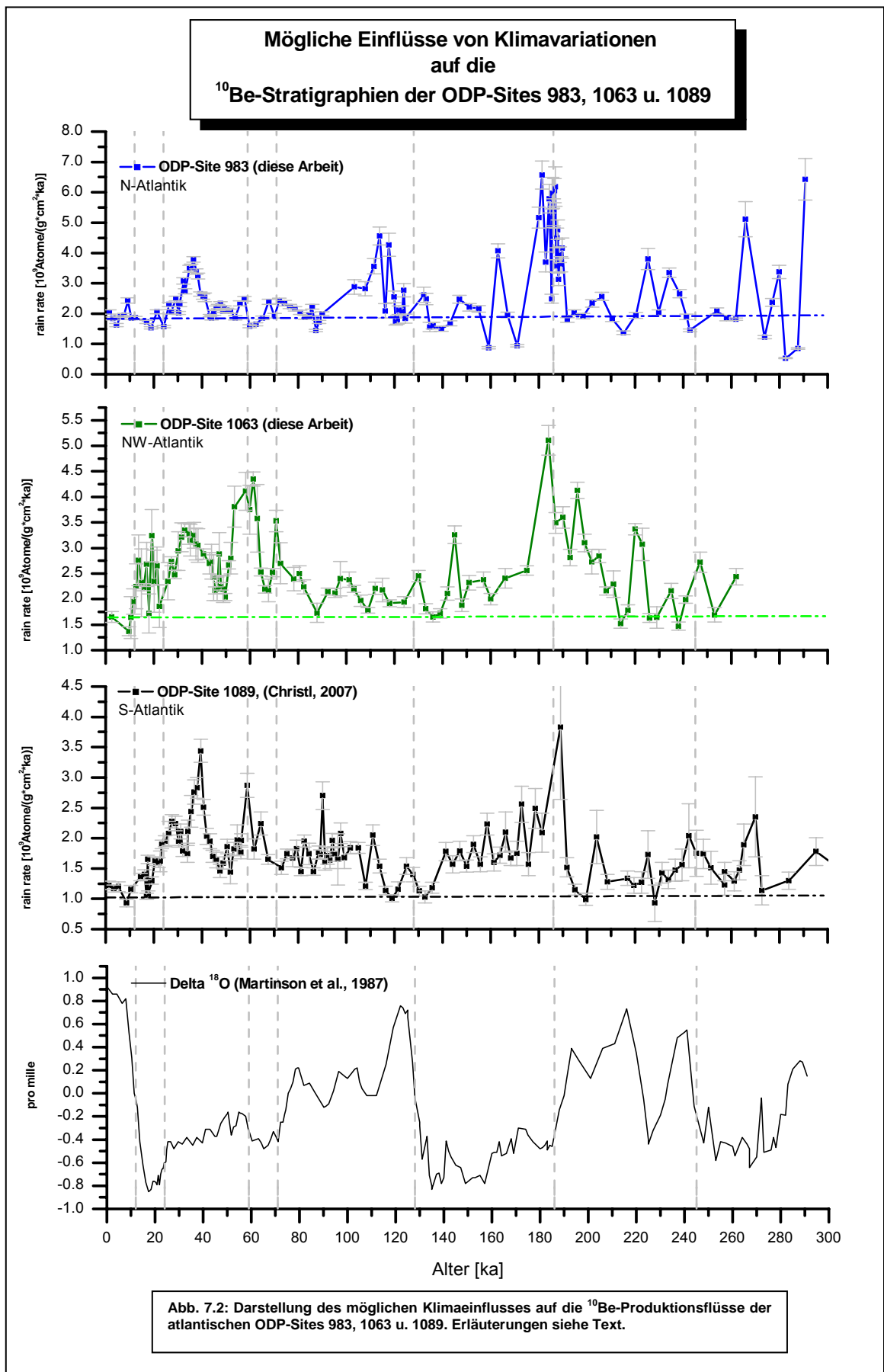
## 7. Zusammenfassung und abschließende Diskussion

Das Ziel dieser Arbeit bestand darin, zu überprüfen, ob es möglich ist die Erdmagnetfeldstärke über das kosmogene Radionuklid  $^{10}\text{Be}$  für die letzten ca. 300 ka aus Tiefseesedimenten zu rekonstruieren. Entsprechend dieser Aufgabenstellung wurden Sedimentproben zweier Kerne aus dem Nordatlantik untersucht, die den Ansprüchen genügen mussten, über hohe Sedimentationsraten und eine ungestörten Sedimentstratigraphie zu verfügen, um eine möglichst hohe zeitliche Auflösung zu erhalten. Diese Voraussetzungen werden von den ODP-Sites 983 und 1063 erfüllt. Bei diesen Nordatlantischen Probenlokationen handelt es sich um mächtige Sedimentdriftkörper der Gardar Drift (Site 983; Island Becken) und dem Bermuda Rise (Site 1063 NW Amerikanisches Becken) mit Sedimentationsraten über 10 cm/ka. Die insgesamt ca. 400 Proben dieser Kerne wurden in drei hauptanalytischen Phasen auf ihre Uran/Thorium-Isotopie (MC-ICP-MS; Universität Frankfurt a. M.),  $^{10}\text{Be}$ -Isotope (AMS, ETH Zürich; Paul Scherer Inst.) und ausgewählte Hauptelemente (ICP-OES, Universität Heidelberg) analysiert. Dabei dienten die  $^{10}\text{Be}$ - und Uran/Thorium Messungen im Wesentlichen der Erstellung der für die Sites entsprechenden  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphie ( $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  normierte  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflüsse). Mit den Messungen der Hauptelemente Ca, Al, Ti, Be, Fe und Mn wurde einerseits das Ziel verfolgt, die Sedimentationsgeschichte der untersuchten Sites abzuschätzen (Al, Ti, Be) und andererseits einen groben Einblick in den Durchlüftungszustand (bzw. der Ozeanzirkulation) der Wassersäule zu glazialen/interglazialen Zeiten zu erhalten (Fe und Mn). Diese Vorgehensweise erweist sich deshalb als ratsam, da das hier angewandte Verfahren zur Bestimmung der Erdmagnetfeldstärke auf rein geochemischen Methoden basiert und deshalb zu prüfen ist, inwiefern die resultierenden  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien auf Änderungen der Erdmagnetfeldstärke von evtl. klimatischen Variationen des Ozeans beeinflusst wurden.

Die oben angeführten Hauptelementmessungen ergaben, dass für beide untersuchten Sites hauptsächlich jeweils ein sedimentäres Liefergebiet vorliegt, dessen Sedimentationspulse in der Regel mit den durch das Klima gesteuerten Variationen der Meeresströmungen einhergehen. Besonders deutlich zeigt sich dieser Zusammenhang anhand der in Abb. 7.1 dargestellten lateralen Sedimentflüsse, die aus den Quotienten der Gesamtsediment- ( $\text{MAR}_{\text{Sediment}}$ ) und vertikalen Sedimentflüsse ( $\text{vMAR}_{\text{Sediment}}$ ) sowie aus den entsprechenden Quotienten der Thoriumflüsse (als Repräsentanten der terrigenen Sedimentflüsse) gebildet wurden. Ein Vergleich dieser Sedimentflüsse mit der  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve („Klimakurve“) weist im Hinblick auf beide Sites eine tendenzielle Übereinstimmung auf. Hierbei lässt sich besonders an den Glazial/Interglazial Grenzen 6/7, 5/6 und 1/2 der Site 983 erkennen, dass im Zuge des Abschmelzens großer Eismassen die terrigene Sedimentation ihre Höchstwerte erreichten. Dieses Verhalten, wenn auch nicht so stark ausgeprägt, ist auch bezüglich der Site 1063 an den Isotopenstadiengrenzen 6/7, 3/4 und 1/2 zu beobachten. Ein Unterschied in den Amplituden der Sedimentflüsse dieser beiden Sites könnte darin begründet liegen, dass die Sedimente der Site 983 durch ihre unmittelbare Nähe zum Entstehungsort (Island Becken) des NADW, die damit verbundenen klimatischen Variationen besser aufgezeichnet haben als dies bei den Sedimenten der Site 1063 der Fall gewesen ist, welche eher marginal vom NADW beeinflusst wurde. Ferner zeigen auch die Al-, Ti-, Be- und Tho-

rium-Konzentrationsprofile der Sites 983 und 1063, die ihrerseits gut mit den Mn/Fe-, Ca-,  $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ -Profilen korrelieren, dass die Sedimentation in Warmzeiten (stärkere Ozeanzirkulation) gegenüber den Kaltphasen erhöht gewesen ist. Geht man also von der These aus, dass das Klima gesteuerte NADW zu einem großen Teil die chemischen Stoffflüsse im Atlantik beeinflusst hat, lassen sich hierdurch die





teilweise sehr hohen (über den „erlaubten Bereich“ hinaus)  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflussdichten erklären. So zeigen die in Abb. 7.2 dargestellten  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien der Atlantischen ODP-Sites 983, 1063 und 1089 einen allgemein zunehmenden Trend von Süden nach Norden hinsichtlich ihrer „Baseline“ (gestrichelte Linien in Abb. 7.2, aus denen sich die Maxima und Minima der entsprechenden Kurven bilden) sowie ihrer Absolutwerte, wobei der Einfluss der Nordatlantischen Tiefenwasserbildung im Süden allgemein schwächer ausgeprägt ist als im Norden. Dies legt den Schluss nahe, dass bei den Sedimenten der Site 983 ein allgemein stärkeres  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Defizit vorliegt als bei denjenigen die sich wesentlich weiter südlich vom Ursprungsort der Nordatlantischen Tiefenwasserbildung befinden. Unterstützt wird diese Theorie von den Forschungsergebnissen von Vogler et al. (1998) sowie Francois et al. (2004), welche in früheren Arbeiten den Einfluss der Nordatlantischen Tiefenwasserbildung (NADW) auf die vertikale  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Konzentrationsverteilung in der Wassersäule des Atlantiks untersucht haben. Dieses Verhalten zeigt sich u.a. auch im Vergleich der Sedimentfocussing Faktoren. Obwohl die Site 983 fast über den gesamten Zeitraum von 300 ka Sedimentfocussing anzeigt, weist sie im Vergleich zur Site 1063 wesentlich geringere Focussingfaktoren auf. Zudem gibt es in dem entsprechenden Profil der Site 983 Bereiche, in denen die vertikalen Sedimentflüsse ( $\text{vMAR}_{\text{Sediment}}$ ) wesentlich höhere Werte annehmen als die zugehörigen Gesamtsedimentflüsse ( $\text{MAR}_{\text{Sediment}}$ ). Als weitere Möglichkeit für erhöhte  $^{10}\text{Be}$ -Flüsse, gibt Schulze (2005) resuspendiertes Sedimentmaterial aus intermediären Wassertiefen an, welche durch ihre vergleichsweise geringeren  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Konzentrationen die in größeren Tiefen beprobten Sedimente „verdünnen“.

Nichtsdestotrotz lieferte allein die Anwendung der  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Methode auf die entsprechenden  $^{10}\text{Be}$ -Datensätze der Sites 983 und 1063 eine aussagekräftige Rekonstruktion der Stärke der Erdmagnetfeldvariationen. Hierfür spricht, dass die  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflüsse der Sites 983 und 1063 in fast allen Bereichen dieser Stratigraphien mit dem erlaubten Bereich verträglich sind. Ferner konnte für die Sites 983 und 1063 die rezente Produktionsrate von  $1,4 \cdot 10^9 \text{ At.}/(\text{g} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{ka})$  im Rahmen der Fehlergrenzen annähernd gut reproduziert werden. Den überzeugendsten Beweis lieferte allerdings die Gegenüberstellung der Site 983 und 1063 mit einer Vielzahl von Datensätzen aus der Literatur. Dementsprechend konnten weitestgehend alle prominenten geomagnetischen Events mit den in Kap. 6 beschriebenen Records zeitlich in Einklang gebracht werden. Die zeitliche Variabilität betrug hier im allgemeinen maximal 5 ka. Dabei wiesen die Vergleiche mit den Paläointensitätsrecords PI 983 und PI 1089 sowie der Vergleich mit der  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphie der Site 1089 und der relativen authigenen  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ -Stratigraphie sehr gute Übereinstimmungen auf. Diese Tatsache allein ist vor dem Hintergrund der Tatsache, dass die Sites 983 und 1063 nur auf Sedimentumlagerungsprozesse korrigiert wurde, besonders bemerkenswert. Die Vergleiche, bei denen nur grobe Trends korrelierten ( $^{10}\text{Be}$ -Flüsse aus GISP2/GRIP, PI Record: NAPIS 75 und atmosph.  $\Delta^{14}\text{C}$  Record) wurden maßgeblich von den vergleichsweise wesentlich geringeren zeitlichen Auflösungen der Sites 983 und 1063 in den entsprechenden Bereichen beeinflusst. Aber dennoch konnten auch hier, die für die entsprechenden Zeitintervalle typischen geomagnetischen Events, gegenseitig in Übereinstimmung gebracht werden.

Aus den oben angeführten Gründen lässt sich also zusammenfassend schlussfolgern, dass die im Rahmen dieser Dissertation aufgestellten  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -normierten  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsflüsse der ODP-Sites 983 und 1063 die globalen Schwankungen des Erdmagnetfeldes für den Zeitraum von 300 bis 0 ka

wiedergeben. Zudem beinhalten diese Datensätze das Potenzial zur Synchronisation anderer Archive über die angesprochenen geomagnetischen Events.



## 8. Ausblick

Aufgrund der hier geschilderten positiven Ergebnisse ergeben sich aus den Datensätzen der ODP-Sites 983 und 1063 weitere vielfältige Aufgaben für zukünftige Arbeiten. Durch die Ergänzung der Hauptelementdaten mit z.B. K/Ti Verhältnissen, Korngrößen- und Tonmineralanalysen ließe sich das Verständnis über die Ozeanzirkulationsmuster besonders für die Site 983 weiter ergründen. Eine weitere Zielsetzung sollte darin bestehen, den Einfluss der Ozeanzirkulation auf  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$  normierte  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien zu quantifizieren, um möglichst alle klimatischen Einflussgrößen aus diesen zu eliminieren. Einen hoffnungsvollen Ansatz bietet das  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Verhältnis als Paläozeanzirkulationstracer. Entsprechende Untersuchungen finden derzeit in der Arbeitsgruppe Radiometrie (Heidelberger Akademie der Wissenschaften) statt und werden in Zukunft für weitere Betrachtungen zur Verfügung stehen. Ebenso berücksichtigt werden sollte der Boundary scavenging Effekt. Entsprechende erfolgreiche Modellrechnungen wurden bereits von Christl (2003) auf die Datensätze des Südatlantischen Sedimentkerns der ODP-Site 1089 angewandt. Aus diesem Grund erscheint es sinnvoll, dieses computergestützte Modellierungsverfahren auf die Verhältnisse der Sites 983 und 1063 im Nordatlantik anzupassen. Ferner sollte angestrebt werden, die  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien der Sites 983 und 1063 im Hinblick auf ihre zeitlichen Auflösung weiterhin zu verfeinern, um detailliertere Vergleichsanalysen mit den sehr hochauflösenden Eisbohrkernen anstellen zu können. Viel versprechend erscheinen auch die authigenen relativen  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ -Stratigraphien zu sein, die für Erdmagnetfeldvariationen jenseits der Anwendbarkeit der  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -Methode (max. ca. 350 ka) für einen Zeitraum von theoretisch ca. 10 Mio. Jahren eingesetzt werden können. Hierdurch bestünde die Möglichkeit, auch über die großen geomagnetischen Reversals (z.B. das Matuyama-Brunhes Ereignis bei ca. 580 ka) hinaus Untersuchungen bezüglich der Anwendbarkeit der  $^{10}\text{Be}$ -Stratigraphien anzustellen.





## 9. Literaturverzeichnis

- Baumgartner, S., Beer, J., Masarik, J., Wagner, G., Meynadier, L. & Synal, H.-A., Geomagnetic modulation of the  $^{36}\text{Cl}$  flux in the GRIP ice core, Greenland, *Science*, **279**, 1330–1332, 1998.
- Bayon, R., German, C.R., Boella, R.M., Milton, J.A., Taylor, R.N., Nesbitt, R.W., An improved method for extracting marine sediment fraction and its application to Sr and Nd isotopic analysis, *Chemical Geology*, **187**, 179-199, 2002.
- Beck, J.W. et al., Extremely large variations of atmospheric  $^{14}\text{C}$  concentration during the last glacial period, *Science*, **292**, (5526), 2453–2458, 2001.
- Beer, J. (and 12 others), Use of  $^{10}\text{Be}$  in polar ice to trace the 11-year cycle of solar activity, *Nature*, **347**, 164–166, 1990.
- Beer, J., Joos, C.F., Lukaszczuk, C., Mende, W., Siegenthaler, U., Stellmacher, R., Suter, M.,  $^{10}\text{Be}$  as an indicator of solar variability and climate. In: Nesme-Ribes, E. (Ed.),  *$^{10}\text{Be}$  as an Indicator of Solar Variability and Climate*. Springer, Berlin, pp. 221–233, 1994.
- Beer, J., Muscheler, R., Wagner, G., Laj, C., Kissel, C., Kubik, P.W., Synal, H.-A., Cosmogenic nuclides during Isotope Stages 2 and 3. *Quaternary Science Reviews* 21, 1129–1139, 2002.
- Berger, W.H., Finkel, R.C., Killingley, J.S., Marchig, V., Glacial-Holocene Transition in Deep-Sea Sediments: Manganese-Spike in the East Equatorial Pacific, *Nature*, **303**, 231-233, 1983.
- Bianchi, G.G. and McCave, I.N., Hydrography and sedimentation under the deep western boundary current on Björn and Gardar Drifts, Iceland Basin, *Marine Geology*, **165**, 137-169, 2000.
- Blunier, T., Chappellaz, J., Schwander, J., Dällenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T.F., Raynaud, J., Jouzel, D., Clausen, H. B., Hammer, C.U. and Johnsen, S.J., Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period, *Nature*, **394**, 739-743, 1998.
- Breuer, H., dtv-Atlas zur Chemie, *Deutscher Taschenbuch Verl.*, 7. Aufl., München, 1993.
- Broecker, W.S. and Peng, T.H., *Tracers in the Sea*, Lamont-Doherty Geological Observatory, Columbia University, Palisades, New York, 10964, 1982.
- Carcaillet, J., Bourles, D.L., Thouveny, N., Arnold, M., A high resolution authigenic  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  record of geomagnetic moment variations over the last 300 ka from sedimentary cores of the Portuguese margin, *Earth Planet. Sci. Lett.* **219**,(3-4), 397–412, 2004.
- Channell, J. E. T., Hodell, D. A. & Lehman, B., Relative geomagnetic paleointensity and  $\delta^{18}\text{O}$  at ODP Site 983 (Gardar Drift, North Atlantic) since 250 ka. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **153**, 103–118, 1997.
- Channell, J. E. T., Hodell, D. A., McManus, J. & Lehman, B., Orbital modulation of the Earth's magnetic field intensity. *Nature*, **394**, 464–468, 1998.
- Chen, J. H., Edwards, R. L. and Wasserburg, G. J., U-238, U-234 and Th-232 in the sea water. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **80**, 241-251, 1980

- Christl, M., Mangini, A., Kubik, P.W., Highly resolved Beryllium-10 record from ODP Site 1089—A global signal?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **257**, 245-258, 2007.
- Christl, M., Rekonstruktion der Erdmagnetfeldstärke während der letzten 200.000 Jahre basierend auf Beryllium-10-Profilen von Tiefseesedimenten, *Dissertation Ruprecht-Karls Universität Heidelberg*, 2003.
- Cofflet, L., Paläomagnetische Untersuchungen am Rheinischen Löss, *Dissertation, Heinrich-Heine Universität Düsseldorf*, 2005.
- D.J. Stevenson, Planetary magnetic fields, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **208** 1–11, 2003.
- Duncan, R.A., Age progressive volcanism in the New England Seamounts and the opening of the central Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, **89**, 9980-9990, 1984.
- Egloff, J and Johnson, G.L., Erosional and depositional structures of the southwest Iceland insular margin: thirteen geophysical profiles, in: Watkins, J.S., Montadert, L., Dickerson, P.W. (Eds.), *Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins: AAPG Memoir*, **vol. 29**, pp. 43-63, 1979.
- Elsaesser, W., Ney, E. P. & Winckler, J. R., Cosmic-ray intensity and geomagnetism, *Nature* **178**, 1226–1227, 1956.
- Emilliani, C., Pleistocene Temperatures, *J. Geol.*, **63**, 583-578, 1955.
- Fagel, N., Robert, C., Hillaire-Marcel, C., Clay mineral signature of the NW Atlantic Boundary Undercurrent, *Marine Geology*, **130**, 19-28, 1996.
- Fietzke, J., Massenspektrometrische Untersuchungen zur Verteilung natürlicher Radionuklide im Arabischen Meer, *Dissertation, Ruprecht-Karls Universität Heidelberg*, 2000.
- Francois, R., Frank, M., Rutgers van der Loeff, M.M. and Bacon, M., <sup>230</sup>Th normalisation: an essential tool for interpreting sedimentary fluxes during the late Quaternary, *Paleoceanography*, **19**, 2004.
- Frank, M., Comparison of cosmogenic radionuclide production and geomagnetic field intensity over the last 200 000 years, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **358**, 1089–1107, 2000.
- Frank, M., Gersonde, R., Rutgers van der Loeff, M., Kuhn, G. & Mangini, A, Late Quaternary sediment dating and quantification of lateral sediment redistribution applying <sup>230</sup>Th: a study from the eastern Atlantic sector of the Southern Ocean, *Geol. Rundsch.*, **85**, 554–566, 1996.
- Giosan, L., Flood, R.D., Grützner, J. and Mudie, P., Paleoceanographic significance of sediment color on western North Atlantic Drifts: II. Late Pliocene-Pleistocene sedimentation, *Mar. Geol.*, **189**, 43-61, 2002.
- Glatzmaier, G.A. and Coe, R.S., Magnetic Polarity Reversals in the core, *Treatise on Geophysics*, **Vol. 8**, Core Dynamics, Chap. 9, ed. Schubert, G. (Elsevier), pp. 283-297, 2007.
- Gradstein, F., Ogg, J. and Smith, A., *A Geologic Time Scale*, *Cambridge Univ. Press*, Cambridge, 2004.
- Grützner, J., Giosan, L., Franz, S.O., Tiedemann, R., Cortijo, E., Chaisson, W.P., Flood, R.D., Hagen, S., Keigwin, L.D., Poli, S., Rio, D. and Williams, T., Astronomical age models for Pleis-

- tocene drift sediments from the western North Atlantik (ODP Sites 1055-1063), *Mar. Geol.*, **189**, 5-23, 2002.
- Guyodo, Y. & Valet, J. P., Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr., *Nature* 399, 249–252, 1999.
  - Guyodo, Y. & Valet, J. P., Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr. *Nature* , **399**, 249–252, 1999.
  - Hansen, B, Hansen, W.R., Turell, W.R. and Osterhus, S., Decreasing overflow from the Nordic Seas into the Atlantic Ocean through the Faroe Bank Channel since 1950, *Nature*, **411**, pp. 927-929, 2001.
  - Henderson, G.M., Heinze, C., Anderson, R.F. and Winguth, A.M.E. Global distribution of the Th-230 flux to ocean sediments constrained by GCM modelling, *Deep-Sea Res.*, **46** (11),1861-1893, 1999.
  - Hohl, R., Die Entwicklungsgeschichte der Erde, *Brockhaus Verl.*, 7. Aufl., Leipzig, 1981.
  - Hollister, C.D. and Heezen, B.C., Geologic effects of ocean bottom currents: Western North Atlantic, in: Gordon, A.L., (Ed.), *Studies in Physical Oceanography*, pp. 37-66, 1972.
  - Holton, J.R., Haynes, P.H., McIntyre, M.E., Douglass, A.R., Rood, R.B., Pfister, L., Stratosphere-troposphere exchange, *Reviews of Geophysics*, **33**, 403-439, 1995.  
[http://www-odp.tamu.edu/publications/172\\_IR/172TOC.HTM](http://www-odp.tamu.edu/publications/172_IR/172TOC.HTM)
  - Hughen, K. et al., <sup>14</sup>C activity and global carbon cycle changes over the past 50,000 years, *Science*, **303**, (5655), 202–207, 2004.
  - Hydes, D.J., Aluminium in the seawater: Control by inorganic processes, *Science*, **205**, 1260-1262, 1979.
  - Hydes, D.J., Distribution of aluminium in waters of the North East Atlantic 25°N to 35°N, *Geochim. Acta*, **47**, 967-973, 1983.
  - Hyun, S., Ortiz, J., Raymo, M.E., and Taira, A., Low-frequency oscillations in Site 983 sediments: relationships between carbonate and productivity proxies, *Scientific Results of the Ocean Drilling Prog.*, v. **162**, p. 197-207, 1999.
  - Ivanovich, M und Harmon, R. S.: Uranium-series Disequilibrium, Applications to Earth, Marine and Environmental Sciences. *Sec. Ed.*, *Oxford Science Publications*, Oxford, 1992.
  - Jacobs, J., Reversals of the earth's magnetic field, 2. ed., 346 p., Cambridge University, 1994.
  - Jansen, E., Raymo, M., Blum, P, Ocean Drilling Program Leg 162 Preliminary Report: North Atlantic Arctic Gateways II, 1995, aus: [http://www-odp.tamu.edu/publications/162\\_Prelim.html](http://www-odp.tamu.edu/publications/162_Prelim.html)
  - Jaroslow, G.E. and Tucholke, B.E., Mesozoic-Cenozoic sedimentation in the Kane Fracture Zone, western North Atlantic, and uplift history of the Bermuda Rise, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 106, 319-337, 1994.
- Keigwin, D., Rio, Acton, G.D. et al.. Proc. ODP, Init. Repts. 172, 1998. aus: [http://www-odp.tamu.edu/publications/172\\_IR/172TOC.HTM](http://www-odp.tamu.edu/publications/172_IR/172TOC.HTM)

- Keigwin, L.D. and Jones, G.A., Western North Atlantic evidence for millennial-scale changes in ocean circulation and climate, *J. Geophys. Res.*, **99**, (C6), 12397-12410, 1994.
- Keigwin, L.D., Rio, D., Acton, D et al., *Proc. ODP, Init. Repts.*, **172**, 1997, aus:
- Keigwin, L.D., Rio, D., Acton, G.D. et al., *Proc. ODP, Init. Repts.* **172**, 1998. [Online] Available from World Wide Web: <[http://www.odp.tamu.edu/publications/172\\_IR/172TOC.HTM](http://www.odp.tamu.edu/publications/172_IR/172TOC.HTM)>
- Klinkhammer, G.B. u. Bender, M.L., The distribution of manganese in the pacific ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **46**, 361-384, 1980.
- Koroleva, M., Basic studies for the incorporation of uranium in sediments, *Dissertation, Ruprecht-Karls Universität Heidelberg*, 2005.
- Laine, E.P. and Hollister, Ch. D., Geological Effects of the Gulf Stream System on the Northern Bermuda Rise. *Mar. Geol.*, **39**, 277-310, 1981.
- Laj, C., Kissel, C., Mazaud, A., Channell, J.E.T., Beer, J., North Atlantic palaeointensity stack since 75 ka (NAPIS-75) and the duration of the Laschamp event, *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A: Math. Phys. Eng. Sci.*, **358**, (1768), 1009–1025, 2000.
- Lal, D. and Peters, B., Cosmic ray produced radioactivity on the Earth. *In Handbook of physics vol. 46/2*, pp. 551–612. Springer, 1967.
- Lal, D., Theoretically expected variations in the terrestrial cosmic-ray production rates of isotopes, *Soc. Italiana di Fisica-Bologna-Italy XCV corso*, 216–233, 1988.
- Landing, W.M. and Bruland, K.W., The contrasting biogeochemistry of iron and manganese in the Pacific Ocean, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 29-43, 1987.
- Leonard et al., Evaluation of cold-water carbonates as a possible paleoclimatic indicator, *Sed. Geol.*, **28**, 1-28, 1981, aus:  
[http:// userpage.fu-berlin.de/~voelker/Vorlesung\\_Chemische/karbochemie.html](http://userpage.fu-berlin.de/~voelker/Vorlesung_Chemische/karbochemie.html)
- Lowrie, W., Fundamentals of geophysics, 1st ed., 354 p., Washington, Woodrow Wilson Center Press, 1997.
- Maciejczyk, K., Modellversuche zur natürlichen abiotischen Bildung von Organohalogenen, *Dissertation, Ruprecht-Karls Universität Heidelberg*, 2005.
- MacKenzie, S.M. and Wollast, R., Aluminium in seawater: control by biological activity, *Science*, **199**, 680-682, 1978.
- Manda, M., Lesur, V., Wardinski, I, Das erdmagnetische Kernfeld, GFZ Potsdam, 2007. aus:  
[http://www.gfz-potsdam.de/pb2/pb23/Mag/index\\_main\\_d.html](http://www.gfz-potsdam.de/pb2/pb23/Mag/index_main_d.html)
- Manda, M., Lesur, V., Wardinski, I, Das erdmagnetische Kernfeld, GFZ Potsdam, 2007. aus:  
[http://www.gfz-potsdam.de/pb2/pb23/Mag/index\\_main\\_d.html](http://www.gfz-potsdam.de/pb2/pb23/Mag/index_main_d.html)
- Mangini, A., Eisenhauer, A., Walter, P., The Relevance of Manganese in the Ocean for the Climatic Cycles in the Quarternary. Sitzungsbericht Heidelberger Akad. der Wiss., Math.-Nat. Klasse, **4. Abh.**, 263-289, *Springer Verl., Heidelberg, Tokyo, New York*, 1990.
- Mangini, A., Jung, M. and Laukenmann, S., What so we learn from peaks of uranium and of manganese in deep sea sediments?, *Marine Geology*, **177**, (1-2), 63-78, 2001.

- Mangini, A., Sonntag, Ch., Bertsch, G. and E. Müller, Evidence for a higher natural U-content in world rivers, *Nature*, **79**, 337-339, 1979
- Martin, J.H. and Knauer, G.A., Lateral Transport of Manganese in the North-East Pacific Gyre Oxygen Minimum, *Nature*, **314**, 524-526, 1985.
- Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, Jr, T. C. & Shackelton, N. J., Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high resolution 0 to 300 000 year chronostratigraphy, *Quat. Res.*, **27**, 1–29, 1987.
- Masarik, J. & Beer, J., Simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the Earth's atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **104**, 12 099–12 111, 1999.
- McCartney, M.S., Recirculation components to the deep boundary current of the northern North Atlantic, *Progr. Oceanogr.*, **29**, 283-383, 1992.
- McCave, I.N., Hollister, Ch. D., Laine, E.P., Lonsdale, P.F. and Richardson, M.J., Erosion and deposition on the eastern margin of the Bermuda Rise in the late Quaternary, *Deep-Sea Res.*, **29**, (5A), 535-561, 1982.
- McCave, I.N., Sediments in the abyssal boundary layer, *Oceanus*, **21**, 1978
- Measures, C.I., Ku, T., Luo, S., Southon, J.R., Xu, X., Kusakabe, M., The distribution of <sup>10</sup>Be and <sup>9</sup>Be in the South Atlantic, *Deep Sea Research*, **43**, 987-1009, 1996.
- Merkel B., Dudel G. (und 11 weitere Autoren), Untersuchungen zur radiologischen Emission des Uran-Tailings Schneckenstein, *TU Bergakad. Freiberg und Inst. für Allg. Ökologie und Umweltschutz der TU Dresden*, 1988.
- Milankovitch, M., Astronomische Theorie der Klimaschwankungen, ihr Werdegang und Wiederhall, *Serb. Acad. Sci. Mono.*, **280**, 1, 1957.
- Milankovitch, M., Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen, in: Koppen, W., Geyer, R. (eds.): *Handbuch der Klimatologie*, **I(A)**, Bornträger Verl. Berlin, in: Geyer und Schleicher (1990), 1930.
- Monaghan, M.C., Krishnaswami, S., Turekian, K.K., The global average production rate of <sup>10</sup>Be, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **76**, (3-4), 279–287, 1986.
- Morgan, W.J., Hot spot tracks and the early lifting of the Atlantic, *Tectonophysics*, **94**, 123-139, 1983.
- Mueller, R.D., Royer, J-Y. and Lawver, L.A., Revised plate motions relative to hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hot spot tracks, *Geology*, **21**, 275-278, 1993.
- Muscheler, R., Beer, J., Kubik, P.W., Synal, H.-A., Geomagnetic field intensity during the last 60,000 years based on <sup>10</sup>Be and <sup>36</sup>Cl from the summit ice cores and <sup>14</sup>C, *Quat. Sci. Rev.* **24** 16-17, 1849–1860, 2005.
- Olson, P., Christensen, U.R., Dipole moment scaling for convection-driven planetary dynamos, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **250**, 561-571, 2006.
- Oppo, D.W. and Lehmann, S.J., Mid-depth circulation of the subpolar North Atlantic during the last glacial maximum, *Science*, **259**, 1148-1152, 1993.

- Orians, K.J. and Bruland, K.W., Dissolved aluminium in the central North Pacific, *Nature*, **316**, 427-429, 1985.
- Pilkey, O.H. and Cleary, W.J., Turbidite sedimentation in the northwestern Atlantic Ocean basin, in: Vogt, P.R. and Tucholke, B.E. (eds.), Turbidite sedimentation in the northwestern Atlantic Ocean basin, v.M, The Western North Atlantic Region, Geology of North America, *Geol. Soc. Amer.*, Boulder, 437-450, 1986.
- Piper, D.J.W., Mudie, P.J., Aksu, A.E. and Skene, K.I., A 1ma record of sediment flux south of the Grand Banks used to infer the development of glaciation in Southern Canada, *Quat. Sci. Rev.*, **13**, 23-27, 1994.
- Poore, H.R., Samworth, R., White, N.J., Jones, S.M., McCave, I.N., Neogene Overflow of Northern Component Water at the Greenland-Scotland Ridge, *Geochem. Geophys. Geosys.*, **7**, Q06010, doi: 10.1029/2005GC001085, 2006.
- Press, F. and Siever, R., Allgemeine Geologie: Eine Einführung, *Spektrum Akad. Verl., Heidelberg, Berlin, Oxford*, 1995.
- Raisbeck, G.M., Yiou, F., Fruneau, M., Loiseaux, J.M., Lieuvin, M., Ravel, J.C., Cosmogenic  $^{10}\text{Be}/^{7}\text{Be}$  as a probe of atmospheric transport processes. *Geophysical Research Letters* **8**, 1015–1018, 1981.
- Reeder R.; Nugent M., Tait C., Morris D., Heald S., Beck K., Hess, W., Lanzirotti A., Coprecipitation of uranium(VI) with calcite; XAFS, micro-XAS, and luminescence characterization, *Geochimica et Cosmochimica Acta* **65**, **20**, pp.3491-3503, 2001.
- Riech et al., Gebänderte Sedimente am Ostpazifischen Rücken: Hydrothermale oder klimatologische Ursachen?, *Abschlußbericht GEOMETEP-5*, BGR, 1992.
- Robinson, S.G. and McCave; N., Orbital forcing of bottom-current enhanced sedimentation on Feni Drift, NE Atlantic, during the mid-Pleistocene, *Paleoceanography*, **9**, (6), 943-972, 1994.
- Ruddiman, W.F., Sediment redistribution on the Reykjanes Ridge: seismic evidence, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **83**, 2039-2062, 1972.
- Rutgers van der Loeff, M.M. and G. W. Berger, Scavenging of  $^{230}\text{Th}$  and  $^{231}\text{Pa}$  near the Antarctic Polar Front in the South Atlantic, *Deep-Sea Res.*, **40**, 339-357, 1993.
- Schmitz, Jr., W.J. and McCartney, M.S., On the North Atlantic circulation, *Rev. Geophys.*, **31**, 29-49, 1993.
- Schmitz, W.J.Jr. and McCartney, M.S., On the North Atlantic Circulation, *Rev. Geophys.*, **31**, (1),29-49, 1993.
- Schott, F.A., Zantopp R, Stramma, L Dengler M, Fischer J, Wibaux, M., Circulation and Deep-Water Export at the Western Exit of the Subpolar North Atlantic., *Journal of Physical Oceanography*, **34**(4), 817-843, 2004.
- Schulze, B., Hochaufgelöste Rekonstruktion der  $^{10}\text{Be}$ -Produktionsrate aus Tiefseesedimentkernen des Bermuda Rise über die letzten 70.000 Jahre, *Dipl. Arbeit Ruprecht-Karls Universität Heidelberg*, 2005.

- Schwarz, B., Mangini, A., Segl, M., Geochemistry of a piston core from Ontong Java Plateau (western equatorial Pacific); evidence for sediment redistribution and changes in paleoproductivity. In: Anonymous (Editor), Global change and marine geology. *Geologische Rundschau*. Springer International, Berlin, Federal Republic of Germany, pp. 536-545, 1996.
- Stoner, J.S., Channell, J.E.T., Hodell, D.A., Charles, C.D., A 580 kyr paleomagnetic record from the sub-Antarctic South Atlantic (Ocean Drilling Program Site 1089), *J. Geophys. Res.*, **108**, (B5) 2244, 2003.
- Strobl, C., Geochemische Untersuchungen am Sedimentkern P-361 vom Ostpazifischen Rücken (EPR), *Dipl. Arbeit Ruprecht-Karls Universität Heidelberg*, 1994.
- Suman, D.O., und Bacon, M.P., Variation in Holocene Sedimentation in the North American Basin determined from <sup>230</sup>Th measurements, *Deep Sea Res.*, **36**, (6), 869-878, 1989.
- Thermo Fisher Scientific, Hardware Manual for MC-ICP-MS (Neptune), *Firmenschrift*, 2004.
- Tucholke, B.E., Sediment distribution, in: Srivastava, S.P., Voppel, D., Tucholke, B.E. (eds.), Geophysical Atlas of the North Atlantic between 50° to 70°N and 0° to 65°W, Deutsches Hydrographisches Institut Hamburg, pp. 9-12 + 7 maps, 1989.
- Tucholke, B.E., Sediment thickness in the western North Atlantic Ocean, Plate 6, in: Vogt, P.R., and B.E. Tucholke (eds), The Western Atlantic Region, v.M., The Geology of North America, *Geol. Soc. Am.*, Boulder, Colorado, 1986.
- Usoskin, I., und Mursula, K., Heliospheric Physics and Cosmic Rays, 2001.
- Valet, J.-P., Tric, E., Herrero-Bervero, E., Meynadier, L., L. & Lockwood, J. P., Absolute paleointensity from Hawaiian lavas younger than 35 ka, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 161, 19–32, 1998.
- van Akten, H.M. and de Boer, C.J., On the synoptic hydrography of intermediate and deep water masses in the Iceland Basin, *Deep-Sea Research*, **42**, 165-189, 1995
- Voelker, A. H. L., Sarthein, M., Grootes, P. M., Erlenkeuser, H., Laj, C., Mazaud, A., Nadeau, M.-J. & Schleicher, M., Correlation of marine <sup>14</sup>C ages from the Nordic Seas with the GISP2 isotope record: implications for <sup>14</sup>C calibration beyond 25 ka BP. *Radiocarbon*, **40**, 517–534, 1998.
- Vogler, S., Scholten, J., Rutgers van der Loeff, M., Mangini, A., <sup>230</sup>Th in the eastern North Atlantic: the importance of water mass ventilation in the balance of <sup>230</sup>Th, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **156**, 61–74, 1998.
- Vogt, P.R. & W.-Y. Jung, Origin of the Bermuda volcanoes and Bermuda Rise: History, observations, models, and puzzles in Plates, Plumes, and Planetary Processes, G.R. Foulger and D.M. Jurdy (Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, **430**, 2007.
- Vogt, S., Herzog, G.F., Reedy, R.C., Cosmogenic nuclides in extraterrestrial materials, *Rev. Geophys.*, **28**, 253–275, 1990.
- Waagstein, R., Structure, composition and age of the Faroe basalt plateau, in: Morton, A.C., and Parson (Eds.), Early Tertiary Volcanism and the Opening of the Northeast Atlantic, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, **39**, 225-238, 1988.
- Wagner, G., Masarik, J., Beer, J., Baumgartner, S., Imboden, D., Kubik, P. W., Synal, H.-A. & Suter, M., Reconstruction of the geomagnetic field between 20 and 60 ka B.P. by the cos-

- mogenic radionuclides  $^{10}\text{Be}$  and  $^{36}\text{Cl}$  from the GRIP ice core and a new production model, *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. Mater. Atoms*, **172**, 597–604, 2000.
- Yamazaki, T., Oda, H., Orbital influence on Earth's magnetic field: 100,000-year periodicity in inclination, *Science*, **295**, (5564), 2435–2438, 2002.
  - Wenderoth, P., Untersuchung der Anwendbarkeit des authigenen  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ -Verhältnisses in Tiefseesedimenten als Proxy zur Rekonstruktion der Erdmagnetfeldstärke, *Dipl. Arbeit Ruprecht-Karls Universität Heidelberg*, 2005.
- 

### Internet-Ressourcen:

- <http://www.mineralienatlas.de/lexikon/index.php/llit>
- <http://www.lennotech.com/deutsch/Data-PSE/Be.htm>
- [http://www.leifi.physik.uni-muenchen.de/web\\_ph10/umwelt-technik/08erdfeld/erdfeld.htm](http://www.leifi.physik.uni-muenchen.de/web_ph10/umwelt-technik/08erdfeld/erdfeld.htm)
- <http://www.geoware-online.com>
- [http://www-odp.tamu.edu/publications/172\\_SR/synopsis/cs\\_f2.htm#130842](http://www-odp.tamu.edu/publications/172_SR/synopsis/cs_f2.htm#130842)

### Nachtrag:

- Detrick, R.S., P.R. Von Herzen, B. Parsons, D. Sandwell, and M. Dougherty, Heat flow observations on the Bermuda Rise, *J. Geophys. Res.*, **91**, 3701–3723, 1986.
- Piper, D.J.W., Late Cenozoic evolution of the continental margin of eastern Canada, *Norwegian Journal of Geology*, Vol. 85, pp. 305-318, 2005.
- Reed, J.C. Jr., J.O. Wheeler, and B.E. Tucholke, Compilers, Geologic Map of North America (chart), *Geol. Soc. Amer.*, 205-213, 2005



## 10. Anhang

### A. Chemische Aubereitungsrezepturen

#### A.1 Uran/Thorium Volaufschlussverfahren für MC-ICP-MS Messungen

##### 1. Mikrowellenaufschluss

##### 1.1 Reinigungsschritt für Teflonbecher (klein):

##### Benötigte Materialien und Chemikalien:

**Chemikalien:** HNO<sub>3</sub>(konz.) und Bidest.-Wasser

**Materialien:** Teflonbecher (klein), Teflonbechereinsätze für HT-Gefäße (braune Becher) der Mikrowelle, Aufschlussrotor (Typ 100/10) mit passenden Einsätzen.

- **Durchführung:** Teflonbecher zu ca. 1/3 mit HNO<sub>3</sub> (8M) füllen.
- Teflonbecher in die größeren Teflonbecher stellen und diese wiederum in die braunen HT-Einsätze einsetzen. Letztere mit Einspannvorrichtung verschließen (Deckel und Tellerfedern) und den Rotor füllen.
- Gefüllten Rotor in die Mikrowelle stellen.
- Vor dem Einschalten der Mikrowelle Abgasschlauch in den HF-Abzug hängen (hierfür blaue Plexiglasscheibe in die rechte Schiebetür vom Abzug klemmen und Ende des Abgasschlauches in das Loch der Plexiglasscheibe stecken).  
Danach Einschalten der Mikrowelle unter Aktivierung des Programms **Nr.1** (Dauer ca. 45 Min.).
- Nach der Reinigung die HNO<sub>3</sub>-Lösung in den entspr. Abfallkanister schütten. Danach werden die Becher mit VE-Wasser gespült und im Trockenschrank bei ca.80°C getrocknet. ⇒**Probeneinwaage**

##### 1.2 Einwiegen der Sedimentproben:

- Der Vorgang des Einwiegens geschieht (entsprechend der hierzu angefertigten Wägeprotokolle) in folgender Reihenfolge, wobei jede Einzelwägung 3 mal wiederholt werden muss:
  1. Einwiegen des kleinen Teflonbechers (mit entspr. Deckeln, welche zuvor mit Laborfilm eingewickelt werden).
  2. Einwiegen von ca. 0,1g der Sedimentprobe (nicht weniger verwenden!)
  3. Zugabe von 3 ml HNO<sub>3</sub> (konz.)

**Nach Zugabe der 3 ml HNO<sub>3</sub> (konz.) Teflonbecher mit leicht geöffneten Deckel über Nacht (mind. 6 Stunden) equilibrieren lassen!!!**

4. Einwiegen von 100 µl Uran-Doppelspike (U233/U236). Darauf achten, dass nur die speziell hierfür vorgesehene Pipette benutzt wird (Beschriftung: „U233“)
5. Einwiegen von 200 µl Th-Spike (Th229)
6. Zugabe von 2ml HCl und 4ml HF (**HF nur im HF-Labor unter dem entspr. Abzug hinzufügen!!!**) und Teflonbecher mit den zugehörigen Deckeln verschließen⇒**Mikrowellen-Aufschluss**

### **1.3 Aufschluss der Sedimentproben (Mikrowellen-Aufschluss):**

#### **Benötigte Materialien und Chemikalien:**

**Chemikalien:** H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>(30%) und Bidest.-Wasser

**Materialien:** Teflonbecher (klein, spitz zulaufend), Teflonbechereinsätze für HT-Gefäße der Mikrowelle, Aufschlussrotor (Typ 100/10) mit passenden Einsätzen.

- **Durchführung:**
- Große Teflonbecher mit jeweils 20 ml eines 1:1 Gemisches aus H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>(30%) und VE-Wasser füllen (Flüssigkeitsstand muss über dem Flüssigkeitsstand des später darin befindlichen kleinen Teflonbechers sein!).
- Die kleineren (probenführenden) Teflon-Becher werden anschließend in die größeren weißen Teflonbechereinsätze gestellt, in welche zuvor die Mischung aus H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> und Bidest.-Wasser eingefüllt wurde. Letztere werden wie bereits oben erwähnt (siehe Reinigungsschritt) in die HT-Einsätze (braune Becher) gestellt und wie beschrieben verschlossen, in die Mikrowelle gestellt, um dann mit dem Aufschlussprogramm Nr.5 aufgeschlossen zu werden (Dauer ca. 1,1 Stunden).
- Nach Beendigung des Programms den Aufschluss-Rotor unter den HF-Abzug stellen.
- Probengefäße aus den einzelnen Halterungen holen (**Säurehandschuhe tragen!!!**) und Aufschlussqualität überprüfen. Falls Probe nicht ausreichend aufgeschlossen ist muss das Aufschlussprogramm erneut gestartet werden. ⇒**Abbrauchen d. Säuren**

### **2. Abbrauchen der Säuren (komplett unter dem HF-Abzug durchzuführen):**

#### **Benötigte Materialien:**

Teflonbecher (klein, spitz zulaufend), Teflonbechereinsätze für HT-Gefäße der Mikrowelle, Abbrauchrotor (Typ MCR-8) mit passenden Einsätzen.

**Durchführung:**

- Nach erfolgreichem Aufschluss die probenführenden Teflonbecher aus den großen, Teflonbecher herausnehmen und in die entspr. Vorrichtung (Kunststoff-Block) stellen.
- Anschliessend das  $\text{H}_2\text{O}_2$ -Wasser-Gemisch aus den Teflonbechern in die Schale mit der  $\text{CaCl}_2$ -Lsg. schütten.
- Danach die probenführenden Teflonbecher nach Abnahme der Deckel wieder in die großen, weißen Teflonbecher stellen, die ihrerseits in die schwarzen Becher des Abrauchrotors eingesetzt werden.
- Anschliessend den Kopf des Abrauchrotors auf das Karussell setzen (rote Markierung zwischen Probenbecher 4 u. 5 platzieren).
- Abrauchrotor in die Mikrowelle stellen und Schlauchverbindungen herstellen. Hierzu schließt man:
  - 1.) den Schlauch des Kondensors (ragt von außen in die Mikrowelle hinein) mittels der daran befindlichen Überwurfmutter an den Kopf des Abrauchrotors an.
  - 2.) den Schlauch (Überwurfmutter!) für die Kühlung des Kondensors an den Brauchwasserhahn an und legt den Schlauch, durch welchen das Kühlwasser zurückgeführt wird im Waschbecken ab und dreht den Wasserhahn etwas auf.
- Danach PTFE- (weißer Kunststoffschlauch der an Membranpumpe angeschlossen ist) und großen Abgasschlauch der Mikrowelle in den HF-Abzug hängen und Abrauchprogramm Nr.6 (dauert ca. 1 Stunde) starten.
- Nachdem alle Schlauchverbindungen in oben dargestellter Weise generiert wurden ist die Membranpumpe einzuschalten. Um zu Prüfen ob sich in den Bechern des Abdampfrotors ein Vakuum eingestellt hat, hebt man vorsichtig den Kopf des Rotors an. Hierbei müssen sich alle weißen Teflonbecher aus den äußeren schwarzen Bechern herausheben lassen.

**3. Überführen:**

- Zuvor abgerauchte Proben werden zunächst mit 9N HCl in 50 ml PP-Becher überführt. Es ist unbedingt darauf zu achten, dass nach Möglichkeit die gesamte Probenlösung in die PP-Becher überführt wird!
- Anschl. geschlossene PP-Becher zur vollständigen Lösung der aufgeschlossenen und abgerauchten Proben auf die Heizplatten stellen (hin und wieder schwenken).
- $\Rightarrow$ HCl-Säule

#### **4. HCl-Säule zur Abtrennung der Ca/Th u. Fe/U Fraktionen:**

##### **Benötigte Materialien und Chemikalien:**

**Chemikalien:** HCl (1N, 8N, 9N), DOWEX 1x8, Bidest.-Wasser

**Materialien:** Messkolben (mind. 25 ml), PP-Becher, 60ml Teflonbecher, Biorad Kunststoffsäulen, Säulenkarussell

##### **Vorbereitung:**

- Die auf den Heizplatten gelösten Proben auf Umgebungstemperatur abkühlen lassen.
- In der Zwischenzeit die Säulen in das „Säulenkarussell“ stellen und mit 2ml DOWEX 1x8 füllen (darauf achten dass unter jeder Säule ein Becher steht).
- Danach werden die Säulen (bzw. das Ionentauschermaterial) mit ca. 30 ml Bidest.-Wasser gespült.

***Unbedingt darauf achten, dass die Säulen niemals trocken fallen!!!***

##### **Durchführung der Ca/Th u. Fe/U Trennung:**

###### **Ca/Th-Fraktion:**

- Säulen mit jeweils 20 ml 8N HCl beladen. Durchgelaufene Lösung verwerfen.
- Neu beschriftete PP-Becher (**Ca/Th + Probennummer**) unter die Säulen stellen und Proben in kaltem Zustand auf die Säulen geben.
- Anschliessend 3x jeweils 10 ml (insgesamt also 30 ml je Probe) 9N HCl auf die Säule geben.
- Lösungen aus den PP-Bechern in die Teflonbecher umfüllen (PP-Becher mit etwas 9N HCl ausspülen und in die entspr. Teflonbecher umfüllen) und diese in die Teflonkammern stellen. Lösungen werden nun bis zur Trockne unter den IR-Lampen eingedampft (dauert ca. 4-5 Stunden für insgesamt 8 Proben)
- **⇒HNO<sub>3</sub>-Säule**

###### **Fe/U-Fraktion:**

- Nachdem die Ca/Th-Fraktion durch die zuvor erwähnten Schritte entfernt wurde, müssen im folgenden neu beschriftete PP-Becher (**Fe/U + Probennummer**) unter die Säulen gestellt werden.
- Im Anschluss daran wird die Fe/U-Fraktion mit jeweils 25 ml 1N warmer HCl von den Säulen gespült.
- Danach nochmals jeweils 7,5 ml Bidest.-Wasser über die Säulen laufen lassen und im gleichen Becher wie oben auffangen (Fe/U + Probennummer).
- Lösungen aus den PP-Becher in die Teflonbecher umfüllen (PP-Becher mit etwas 1N HCl ausspülen und in die entspr. Teflonbecher umfüllen) und diese in die Teflonkammern stellen.

Lösungen werden nun bis zur Trockne unter den IR-Lampen eingedampft (dauert ca. 4-5 Stunden für insgesamt 8 Proben)

- ⇒**Essigsäure-Säule**

#### **5. HNO<sub>3</sub>-Säule zur Ca/Th Abtrennung:**

##### **Benötigte Materialien und Chemikalien:**

**Chemikalien:** HNO<sub>3</sub> (8N), HCl (9N), VE-Wasser

**Materialien:** Glastrichter, Filter, Messkolben (mind. 25 ml), PP-Becher, 60ml Teflonbecher Biorad-Kunststoffsäulen, Säulenkarussell

##### **Vorbereitung:**

- Getrocknete Ca/Th-Proben mit jeweils 10 ml 8N HNO<sub>3</sub> aufnehmen und auf Heizplatten stellen (Festphase muss vollständig in Lösung gehen).
- Anschl. gelöste Proben auf Umgebungstemperatur abkühlen lassen.

##### **Durchführung der Ca/Th Trennung:**

###### **Ca-Fraktion:**

- Säulen mit jeweils 25 ml 8N HNO<sub>3</sub> beladen. Durchgelaufene Lösung verwerfen.
- Neu beschriftete PP-Becher (**Ca + Probennummer**) unter die Säulen stellen und Proben in kaltem Zustand auf die Säulen geben.
- Anschließend 3x jeweils 10 ml (insgesamt also 30 ml je Probe) 8N HNO<sub>3</sub> auf die Säule geben, um Ca-Fraktion von der Säule zu spülen und aufgefangene Lösung verwerfen.

###### **Th-Fraktion:**

- Nach Abtrennung der Ca-Fraktion neu beschriftete PP-Becher (**Th + Probennummer**) unter die Säulen stellen.
- Danach jeweils 3x 10 ml 9N HCl auf die Säulen geben.
- Lösungen aus den PP-Becher in die Teflonbecher umfüllen (PP-Becher mit etwas 9N HCl ausspülen und in die entspr. Teflonbecher umfüllen) und diese in die Teflonkammern stellen. Lösungen werden nun bis zur Trockne unter den IR-Lampen eingedampft (dauert ca. 4-5 Stunden für insgesamt 8 Proben)
- ⇒**Probenaufnahme**

### 6 CH<sub>3</sub>COOH-Säule zur Abtrennung von U/Fe:

#### Benötigte Materialien und Chemikalien:

**Chemikalien:** CH<sub>3</sub>COOH (50%; pH ca. 4,5-5) HCl (1N), Bidest.-Wasser

**Materialien:** Messkolben (mind. 25 ml), PP-Becher, 60ml Teflonbecher, Biorad-Kunststoffsäulen

#### Vorbereitung:

- Getrocknete U/Fe-Proben mit jeweils 5 ml CH<sub>3</sub>COOH aufnehmen und auf Heizplatten stellen (Festphase muss vollständig in Lösung gehen).
- Anschl. gelöste Proben auf Umgebungstemperatur abkühlen lassen.
- In der Zwischenzeit die Säulen in das „Säulenkarussell“ stellen und mit 4ml DOWEX 1x8 füllen (darauf achten dass unter jeder Säule ein Becher steht).
- Danach werden die Säulen (bzw. das Ionenaustermaterial) mit ca. 30 ml Bidest.-Wasser gespült.

#### Durchführung der Fe/U Trennung:

##### Fe-Fraktion:

- Säulen mit jeweils 25 ml CH<sub>3</sub>COOH beladen. Neu beschriftete PP-Becher (**Fe + Probennummer**) unter die Säulen stellen und Proben in kaltem Zustand auf die Säulen geben. Anschließend 2x jeweils 2,5 ml (insgesamt also 5 ml je Probe) Bidest.-Wasser auf die Säule geben, um Fe-Fraktion von der Säule zu spülen und aufgefangene Lösung verwerfen.

##### U-Fraktion:

- Nach Abtrennung der Ca-Fraktion neu beschriftete PP-Becher (**U + Probennummer**) unter die Säulen stellen.
- Danach jeweils 25 ml 1N, warme HCl auf die Säulen geben.
- Anschl. mit 10 ml Bidest.-Wasser nachspülen (in gleichem Becher wie oben auffangen).
- Lösungen aus den PP-Becher in die Teflonbecher umfüllen (PP-Becher mit etwas Bidest-H<sub>2</sub>O ausspülen und in die entspr. Teflonbecher umfüllen) und diese in die Teflonkammern stellen. Lösungen werden nun bis zur Trockne unter den IR-Lampen eingedampft (dauert ca. 4-5 Stunden für insgesamt 8 Proben)
- ⇒**Probenaufnahme**

### **7. Probenaufnahme:**

- Eingedampfte Proben werden nun mit 3ml (Einmalpipetten benutzen) einer 6,5%-igen  $\text{HNO}_3$ -Lösung aufgenommen. Teflonbecher nach Zugabe der  $\text{HNO}_3$  mindest. 30min. stehen lassen (hin und wieder schwenken).
- Anschl. Lösungen in beschriftete (Labor-Nr.) 15ml Zentrifugen-Tubes überführen (Teflonbecher mit wenigen Tropfen der 6,5%  $\text{HNO}_3$  ausspülen und in entspr. Zentrifugen-Tube füllen).

### **A.2 $^{10}\text{Be}$ -Leachingverfahren für AMS Messungen**

Hier werden die für die Aufbereitung der  $^{10}\text{Be}$ -Sedimentproben durchgeführten Schritte wiedergegeben. Üblicherweise wurden die Schritte wie angegeben an aufeinanderfolgenden Tagen mit jeweils 20 Proben durchgeführt. Bei allen Arbeitsschritten ist darauf zu achten dass weder die Proben noch die verwendeten Chemikalien mit Glasgeräten in Berührung kommen, da sie sonst mit dem darin enthaltenen Beryllium kontaminiert werden können. Statt Glas werden Teflon- oder Plastikgefäße verwendet. Mit Wasser/  $\text{H}_2\text{O}$  ist immer MilliQ-Wasser gemeint (aus: Schulze, 2005).

#### **1. Tag**

Ca. 0,5g gemörsertes Sediment wird in einem Teflonbecher eingewogen und sofort mit wenigen Tropfen MilliQ-Wasser aufgenommen. 500 $\mu\text{l}$   $^9\text{Be}$ -Spike, 5 ml  $\text{H}_2\text{O}_2$  (30%) und ca. 25 ml  $\text{HCL}$  (25%) werden nacheinander hinzugegeben und die Probe über Nacht geleacht.

#### **2. Tag**

Probe 5 min bei 3900 U/min zentrifugieren, die Lösung dekantieren und in anderen Teflonbechern aufbewahren (die Lösung enthält das  $^{10}\text{Be}$ ). Den Rückstand mit 15 ml  $\text{HCL}$  (25%) versetzen und tagsüber (ca. 8 Stunden) reagieren lassen. Erneut zentrifugieren und die Lösungen zusammenführen; das Zentrifugat wird verworfen und die Lösung über Nacht unter IR-Lampen bis zur Trockne eingedampft.

#### **3. Tag**

Der Rückstand wird mit 2 ml  $\text{HNO}_3$  konz. und 2 ml  $\text{HCL}$  konz. aufgenommen. 30 min. reagieren lassen. Probe mit etwas (3 ml) (MilliQ-) Wasser verdünnen und etwa 8 ml  $\text{NaOH}$  zugeben bis pH bei 2,5 (eher leicht darunter [2-2,5], nicht darüber!). 2 ml  $\text{Na-EDTA}$  zugeben (pH nicht mehr auf 2,5 nachkorrigieren) und 1h warten  $\text{Na-EDTA}$  bildet mit Aluminium wasserlösliche Komplexe). Mit etwa 15 Tropfen  $\text{NaOH}$  wird ein Farbumschlag von gelb nach orange erreicht (pH 8-9 mehrfach kontrollieren!)

#### 4. Tag

Probe wird zentrifugiert und die Lösung verworfen (Aluminium und Alkali- bzw. Erdalkalimetalle, die in der gelösten Phase vorliegen, werden verworfen). Der Rückstand wird mit etwa 7 ml NaOH gelöst (aufschütteln) und auf pH 14 gebracht ( $\text{Be}(\text{OH})_2$  geht bei pH 14 in Lösung, Eisen bleibt ausgefällt). Probe je nach Probenvolumen in kleine (ca. 15 ml) oder große (ca. 25 ml) Test-Tubes transferieren, evtl. mit wenig verdünnter NaOH nachspülen um Rückstände zu vermeiden.

#### 5. Tag

Zentrifugieren und den Niederschlag (enthält z.B. Eisen) verwerfen. Mit  $\text{HNO}_3$  konz. auf pH 2,5 bringen (ca. 10-15 Tropfen) und 1 ml Na-EDTA zufügen und erneute Abtrennung von Aluminium und Alkali- bzw. Erdalkalimetallen. 1h warten! Mit ca. 7 Tropfen NaOH den pH-Wert auf 8-9 erhöhen (Tubes gut schütteln und pH kontrollieren)

#### 6. Tag

Zentrifugieren und die Lösung (enthält z.B. Aluminium) verwerfen. Der geleeartige weiße Niederschlag von  $\text{Be}(\text{OH})_2$  in der Spitze der Tubes wird mit 5-10 ml Wasser (enthält sehr wenig  $\text{NH}_3$  [einige Tropfen auf 500 ml], pH 9-10) aufgeschüttelt und im gefällten Zustand fixiert Bor bleibt bei pH 8,5-9 in Lösung, während  $\text{Be}(\text{OH})_2$  ausgefällt bleibt). Zentrifugieren und die Lösung (enthält z.B. Bor) verwerfen. Die Borwäsche kann mehrfach wiederholt werden (z.B. am nächsten Tag)

#### 8. Tag (Ag-Methode)

Zugabe von 5 ml  $\text{H}_2\text{O}$  und 0,5 ml  $\text{HNO}_3$  (0,1 mol/l), pH muss kleiner als 4 sein! Aufschütteln; Be geht in Lösung. Zugabe von 0,5 ml  $\text{AgNO}_3$  (5%) (typisch: 1ml pro 1ml Be-Spike). Ausfällen: 2 ml  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  (1%) hinzugeben, pH muss zwischen 9 und 10 liegen. Durchmischen und dunkel stellen (mind. 30 min. oder über Nacht)

#### 9. Tag

Borwäsche: zentrifugieren (5 min., 3000 U/min), dekantieren, ca. 10 ml  $\text{H}_2\text{O}$  (evtl. mit 1 Tropfen  $\text{NH}_3$ ), mit Kunststoffspatel vom Boden lösen und mit dem Rüttler Probe aufschütteln. Borwäsche evtl. 2x durchführen (auch hierbei die Probe nicht länger im Licht stehen lassen, sondern weiterhin dunkel stellen)

#### 10. Tag

Lösung dekantieren und mit einer Kapillarpipette (Plastik) in die Quarzriegel hinüberspülen. Restliche Probe mit möglichst wenigen Tropfen  $\text{H}_2\text{O}$  hinüberspülen. Im Ofen zuerst bei unter  $100^\circ\text{C}$  (z.B.  $90^\circ\text{C}$ ) trocknen lassen (1-2 Stunden), dann bei  $500^\circ\text{C}$  für 4h brennen (Oxidation zu  $\text{BeO}$ )

#### 11. Tag

Gesamte Probe in gereinigte Kupfer-Targets pressen. Mit Kupferpulver auffüllen.



### **A.3 Vollaufschlussverfahren für ICP-OES Messungen (Haupt- u. Nebenelemente)**

Bei einem Vollaufschluss muss die Probe vollständig aufgeschlossen werden. Um dies zu ermöglichen, werden die Proben in konzentrierten Säuren gelegt und erhitzt. Um Sedimentproben vollständig aufzuschließen, werden folgende Verfahren benötigt: (aus Wenderoth, 2005):

- Reinigen
- Aufschließen
- Abrauchen
- Homogenisieren

Nachstehend werden die jeweiligen Schritte beschrieben. *Geräte und Materialien:* Alu-Block (Unterteil), Stahl-Andruckscheiben (16 Stck. pro Block), Stahl-Aufsatz (Deckel), 16 Teflon Becher (Bomben) und Deckel *Einwaage:* 70 mg

#### ***Reinigungsprogramm:***

- Becher mit VE-Wasser abspülen und trocknen
- Becher und Deckel mit sauberem Papiertuch trocknen
- Die Behälter werden mit 10 ml konzentrierte Salpetersäure (HNO<sub>3</sub>) gefüllt und etwa 4 Stunden auf 160°C erhitzt. Danach werden die Behälter gut getrocknet.

#### ***Aufschließen:***

- Benutzte Säuren:

3 ml 65%ige HNO<sub>3</sub> (Salpetersäure)

2 ml 27%ige HCL (Salzsäure)

4 ml 48%ige HF (Flusssäure)

Die zuvor gewogenen Proben werden zusammen mit diesen Säuren für ca. 7 Stunden auf 160°C erhitzt.

#### ***Abrauchen:***

- Benutzte Materialien:

• Wasserstrahlpumpe

• Zum Neutralisieren der Säuren wurde eine 6%ige Natriumhydroxydlösung (NaOH) in einer PE-Weithals Flasche angesetzt. Die abgepumpten Säuregase werden in die „Neutralisationsflasche“ geführt.

- Die Heizblöcke werden an die „Neutralisationsflasche“, diese an die Wasserstrahlpumpe angeschlossen.
- Die Proben werden für ca. 8 Stunden auf 180°C erhitzt.

### Homogenisieren

- Benutzte Säure:  
2 ml 65%ige HNO<sub>3</sub>  
8 ml VE-Wasser
- die Probe wird dabei mit der genannten Säure- und Wassermenge für 5 Stunden auf 80°C erhitzt.
- Die Aufschlusslösung in einen 20ml Kolben auffüllen.

## B. Analytische Standards („Spikes“)

### B.1 Uran/Thorium

Konzentrationen und Isotopenverhältnisse: Uran-Doppelspike ( <sup>233</sup> U/ <sup>236</sup> U)						
Lab.Nr.	236U (ng/g)	Fehler (abso.)	233U (ng/g)	Fehler (abso.)	233U/236U	Fehler (abso.)
3927	39,113	0,113	0,38928	0,00113	0,010081	0,000041
3927	39,088	0,051	0,39022	0,00051	0,010111	0,000019
3927	39,095	0,055	0,39110	0,00055	0,010133	0,000020
3927	39,263	0,059	0,38949	0,00058	0,010048	0,000021
3933	39,063	0,051	0,39084	0,00051	0,010134	0,000019
3933	39,103	0,059	0,38966	0,00058	0,010093	0,000021
3933	39,229	0,071	0,38933	0,00070	0,010052	0,000026
3933	38,960	0,039	0,38966	0,00039	0,010130	0,000014
3934	39,077	0,051	0,38844	0,00050	0,010068	0,000019
3934	38,940	0,090	0,38903	0,00089	0,010119	0,000033
Mittelwert	39,093		0,38970		0,010097	
2Sigma	0,063		0,00051		0,000021	
%	0,16		0,13		0,21	
Untergrund						
Lab.Nr.	238/233	Fehler (%)	234/233	Fehler (%)	235/233	Fehler (%)
3928	0,0259	2,0	0,00221	7,0	0,004243	4,3

Konzentrationen und Verhältnisse: Thoriumspike: <sup>229</sup> Th-Spike		
<sup>229</sup> Th	=	0,17587±0,0002 ng/g
<sup>230</sup> Th/ <sup>229</sup> Th	=	4,8e-5±7e-6
<sup>232</sup> Th/ <sup>229</sup> Th	=	3,88e-4±8e-6

B.2 Haupt- und Nebenelemente („PACS-2“)

Zertifizierter Meeressediment Standard "PACS2"					
Ca [Gew%]	Al [Gew%]	Ti [Gew%]	Be [Gew%]	Fe [Gew%]	Mn [ppm]
1,96 ± 0,18	6,62 ± 0,32	0,443 ± 0,032	1,0 ± 0,2	4,09 ± 0,06	440 ± 19



## Kapitel 10: Anhang

### C. Messdaten

#### C.1 ODP-Site 983

##### C.1.1 Uran/Thorium Daten

ODP-Kennung									Messwerte			
Site	Hole	Core	H	Section	W	top [cm]	bottom [cm]	Alter [ka]	Akt. <sup>234</sup> U [dpm/g]	Fehler [abs.]	Akt. <sup>238</sup> U [dpm/g]	Fehler [abs.]
983	A	1	H	1	W	40	42	1.53	1.29	0.0039	1.17	0.0025
983	A	1	H	1	W	80	82	3.05	0.95	0.0035	0.87	0.0018
983	A	1	H	1	W	120	122	4.58	1.45	0.0046	1.32	0.0028
983	A	1	H	2	W	10	12	6.11	1.46	0.0045	1.34	0.0028
983	A	1	H	2	W	50	52	7.64	1.41	0.0045	1.29	0.0027
983	A	1	H	2	W	90	92	9.16	1.87	0.0059	1.71	0.0036
983	A	1	H	2	W	130	132	10.69	1.27	0.0039	1.20	0.0025
983	A	1	H	3	W	20	22	12.40	1.57	0.0048	1.49	0.0031
983	A	1	H	3	W	60	62	17.07	1.04	0.0034	1.11	0.0023
983	A	1	H	3	W	80	82	18.77	0.98	0.0031	1.06	0.0022
983	A	1	H	3	W	101	103	21.38	1.18	0.0036	1.22	0.0026
983	A	1	H	3	W	120	122	24.13	1.29	0.0041	1.34	0.0028
983	A	1	H	3	W	135	137	26.29	0.98	0.0030	1.06	0.0022
983	A	1	H	3	W	142	144	27.30	0.75	0.0024	0.81	0.0017
983	A	1	H	4	W	5	6	29.18	0.84	0.0028	0.88	0.0018
983	A	1	H	4	W	14	15	30.36	0.86	0.0026	0.91	0.0019
983	A	1	H	4	W	20	21	30.85	0.74	0.0024	0.78	0.0016
983	A	1	H	4	W	37	38	32.26	0.93	0.0030	0.97	0.0020
983	A	1	H	4	W	46	47	33.01	0.95	0.0030	0.96	0.0020
983	A	1	H	4	W	53	54	33.70	1.29	0.0039	1.26	0.0027
983	A	1	H	4	W	62	63	34.76	1.74	0.0055	1.70	0.0036
983	A	1	H	4	W	68	69	35.47	2.64	0.0080	2.45	0.0052
983	A	1	H	4	W	77	78	36.54	2.39	0.0077	2.22	0.0047
983	A	1	H	4	W	86	87	37.60	1.55	0.0048	1.53	0.0032
983	A	1	H	4	W	92	93	38.32	1.19	0.0038	1.19	0.0025
983	A	1	H	4	W	101	102	39.38	1.07	0.0033	1.14	0.0024
983	A	1	H	4	W	110	111	40.45	0.98	0.0030	1.05	0.0022
983	A	1	H	4	W	116	117	41.16	0.82	0.0027	0.88	0.0019
983	A	1	H	4	W	125	126	42.22	0.83	0.0028	0.89	0.0019
983	A	1	H	4	W	134	135	43.29	0.76	0.0024	0.81	0.0017
983	A	1	H	4	W	140	141	44.00	0.88	0.0032	0.95	0.0020
983	A	1	H	4	W	149	150	45.01	0.89	0.0029	0.96	0.0020
983	A	1	H	5	W	8	9	46.00	1.09	0.0033	1.16	0.0025
983	A	1	H	5	W	14	15	46.67	1.03	0.0032	1.09	0.0023
983	A	1	H	5	W	23	24	47.66	1.44	0.0045	1.44	0.0030
983	A	1	H	5	W	32	33	48.66	2.12	0.0065	2.00	0.0042
983	A	1	H	5	W	38	39	49.32	2.08	0.0065	1.94	0.0041
983	A	1	H	5	W	47	48	50.32	1.21	0.0041	1.20	0.0025
983	A	1	H	5	W	60	61	51.76	0.96	0.0032	1.00	0.0021
983	A	1	H	5	W	78	79	53.75	1.32	0.0041	1.30	0.0027
983	A	1	H	5	W	96	97	55.75	1.18	0.0038	1.19	0.0025
983	A	1	H	5	W	114	115	57.74	0.94	0.0030	1.01	0.0021
983	C	2	H	2	W	57	58	59.86	0.93	0.0029	1.01	0.0021
983	C	2	H	2	W	74	75	62.44	0.92	0.0030	1.14	0.0024
983	C	2	H	2	W	92	93	65.18	0.55	0.0018	0.61	0.0013
983	C	2	H	2	W	110	111	67.85	0.56	0.0018	0.62	0.0013
983	C	2	H	2	W	129	131	70.10	0.43	0.0015	0.47	0.0010
983	C	2	H	2	W	147	149	72.23	0.43	0.0015	0.47	0.0010
983	C	2	H	3	W	15	17	74.37	0.54	0.0016	0.57	0.0012
983	C	2	H	3	W	33	35	76.50	1.14	0.0037	1.04	0.0022
983	C	2	H	3	W	51	53	78.63	1.75	0.0053	1.60	0.0034
983	C	2	H	3	W	69	71	80.77	0.49	0.0019	0.51	0.0011
983	C	2	H	3	W	87	89	82.90	0.55	0.0018	0.57	0.0012
983	C	2	H	3	W	105	107	84.53	0.51	0.0016	0.54	0.0011
983	C	2	H	3	W	123	125	85.91	0.44	0.0017	0.45	0.0009
983	C	2	H	3	W	141	143	87.29	0.90	0.0030	1.00	0.0021
983	C	2	H	4	W	9	11	88.67	1.00	0.0033	1.08	0.0023
983	C	2	H	4	W	27	29	90.06	0.81	0.0031	0.89	0.0019
983	B	2	H	4	W	20	22	90.44	1.26	0.0043	1.24	0.0026
983	B	2	H	4	W	43	45	92.20	1.30	0.0044	1.27	0.0027
983	B	2	H	4	W	66	68	93.97	1.25	0.0042	1.22	0.0026
983	B	2	H	4	W	88	90	95.76	1.33	0.0049	1.30	0.0028
983	B	2	H	4	W	111	113	97.67	0.63	0.0028	0.64	0.0014
983	B	2	H	4	W	134	136	99.57	0.84	0.0030	0.82	0.0018
983	B	2	H	5	W	7	9	101.48	0.44	0.0027	0.43	0.0009
983	B	2	H	5	W	30	32	103.39	0.65	0.0024	0.68	0.0015

Kapitel 10: Anhang

ODP-Kennung									Messwerte			
Site	Hole	Core	H	Section	W	top [cm]	bottom [cm]	Alter [ka]	Akt. <sup>234</sup> U [dpm/g]	Fehler [abs.]	Akt. <sup>238</sup> U [dpm/g]	Fehler [abs.]
983	B	2	H	5	W	53	55	105.30	0.78	0.0031	0.73	0.0015
983	B	2	H	5	W	76	78	107.84	1.54	0.0056	1.43	0.0031
983	B	2	H	5	W	87	89	109.19	1.27	0.0048	1.22	0.0026
983	B	2	H	5	W	106	108	111.52	1.00	0.0034	0.95	0.0020
983	B	2	H	5	W	125	127	113.85	1.04	0.0037	0.96	0.0020
983	B	2	H	5	W	144	146	116.17	1.83	0.0062	1.69	0.0036
983	B	2	H	6	W	13	15	117.72	1.14	0.0040	1.06	0.0022
983	B	2	H	6	W	32	34	118.41	1.01	0.0036	0.95	0.0020
983	B	2	H	6	W	51	53	119.10	1.04	0.0041	0.99	0.0021
983	B	2	H	6	W	70	72	119.78	1.04	0.0034	0.98	0.0021
983	B	2	H	6	W	89	91	120.47	1.31	0.0045	1.25	0.0026
983	B	2	H	6	W	107	109	121.11	1.07	0.0045	1.02	0.0022
983	B	2	H	6	W	126	128	121.80	1.01	0.0040	0.99	0.0021
983	B	2	H	6	W	145	147	122.49	1.10	0.0046	1.09	0.0023
983	B	2	H	7	W	14	16	123.17	1.26	0.0047	1.22	0.0026
983	B	2	H	7	W	33	35	123.86	1.20	0.0041	1.19	0.0025
983	B	2	H	7	W	52	54	124.54	1.38	0.0051	1.35	0.0029
983	B	3	H	1	W	0	2	132.24	0.96	0.0033	1.01	0.0022
983	B	3	H	1	W	9	11	133.16	1.06	0.0042	1.12	0.0024
983	A	2	H	6	W	10.5	11.5	133.31	0.98	0.0034	1.03	0.0022
983	B	3	H	1	W	23	25	134.59	1.47	0.0047	1.51	0.0032
983	B	3	H	1	W	37	39	136.02	1.44	0.0052	1.46	0.0031
983	B	3	H	1	W	54	56	137.76	1.23	0.0042	1.23	0.0026
983	B	3	H	1	W	71	73	139.49	1.16	0.0039	1.20	0.0026
983	B	3	H	1	W	87	89	141.13	1.04	0.0038	1.02	0.0022
983	B	3	H	1	W	104	106	143.12	1.01	0.0041	1.05	0.0022
983	B	3	H	1	W	121	123	145.14	1.01	0.0034	1.11	0.0024
983	B	3	H	1	W	137	139	147.05	0.78	0.0034	0.85	0.0018
983	B	3	H	2	W	0	2	148.60	0.70	0.0030	0.78	0.0017
983	B	3	H	2	W	21	23	151.10	0.61	0.0025	0.70	0.0015
983	B	3	H	2	W	38	40	153.13	0.69	0.0030	0.75	0.0016
983	B	3	H	2	W	54	56	155.04	0.98	0.0042	1.05	0.0022
983	B	3	H	2	W	71	73	157.07	1.18	0.0048	1.17	0.0025
983	B	3	H	2	W	88	90	159.09	2.70	0.0086	2.46	0.0052
983	B	3	H	2	W	104	106	161.00	2.13	0.0072	1.98	0.0042
983	B	3	H	2	W	121	123	163.03	1.04	0.0037	1.06	0.0023
983	B	3	H	2	W	138	140	165.05	1.10	0.0039	1.10	0.0023
983	B	3	H	3	W	5	7	167.08	1.34	0.0046	1.35	0.0029
983	B	3	H	3	W	21	23	168.99	1.18	0.0047	1.25	0.0027
983	B	3	H	3	W	38	40	171.01	1.65	0.0055	1.67	0.0035
983	B	3	H	3	W	55	57	173.92	1.47	0.0046	1.29	0.0028
983	B	3	H	3	W	71	73	176.83	0.92	0.0032	0.95	0.0020
983	B	3	H	3	W	88	90	179.92	0.88	0.0041	0.86	0.0019
983	B	3	H	3	W	96	98	181.37	0.94	0.0032	0.94	0.0020
983	B	3	H	3	W	104	106	182.83	1.05	0.0043	1.05	0.0023
983	B	3	H	3	W	112	114	184.28	1.13	0.0039	1.09	0.0023
983	B	3	H	3	W	120	122	185.28	1.21	0.0047	1.21	0.0026
983	B	3	H	3	W	129	131	185.57	0.97	0.0035	1.00	0.0022
983	B	3	H	3	W	140	142	185.91	1.05	0.0039	1.10	0.0023
983	B	3	H	4	W	0	2	186.22	0.87	0.0031	0.89	0.0019
983	B	3	H	4	W	9	11	186.51	0.74	0.0029	0.74	0.0016
983	B	3	H	4	W	21	23	186.88	0.82	0.0036	0.81	0.0018
983	B	3	H	4	W	31	33	187.19	0.95	0.0041	0.95	0.0020
983	B	3	H	4	W	42	44	187.54	0.84	0.0034	0.86	0.0018
983	B	3	H	4	W	52	54	187.85	0.81	0.0030	0.86	0.0019
983	B	3	H	4	W	62	64	188.16	0.72	0.0028	0.67	0.0014
983	B	3	H	4	W	73	75	188.65	0.51	0.0029	0.47	0.0011
983	B	3	H	4	W	83	85	189.16	0.52	0.0021	0.52	0.0012
983	B	3	H	4	W	93	95	189.67	0.58	0.0026	0.59	0.0013
983	B	3	H	4	W	115	117	190.79	1.87	0.0064	1.74	0.0037
983	B	3	H	4	W	137	139	191.91	1.48	0.0056	1.37	0.0030
983	B	3	H	5	W	9	11	193.03	1.10	0.0046	1.04	0.0022
983	B	3	H	5	W	28	30	194.72	0.89	0.0039	0.92	0.0020
983	B	3	H	5	W	47	49	196.54	1.00	0.0032	0.98	0.0021
983	B	3	H	5	W	66	68	198.36	1.56	0.0055	1.48	0.0032
983	B	3	H	5	W	85	87	200.19	1.22	0.0044	1.17	0.0025
983	B	3	H	5	W	104	106	202.16	1.31	0.0049	1.24	0.0026
983	B	3	H	5	W	123	125	204.18	1.41	0.0050	1.33	0.0028
983	B	3	H	5	W	142	144	206.20	1.33	1.3556	1.25	0.0028
983	B	3	H	6	W	11	13	208.21	1.33	0.0048	1.29	0.0027
983	B	3	H	6	W	33	35	210.55	1.44	0.0052	1.40	0.0030
983	B	3	H	6	W	54	56	212.78	1.48	0.0049	1.46	0.0031
983	B	3	H	6	W	76	78	215.12	1.36	0.0048	1.35	0.0029
983	B	3	H	6	W	89	91	218.63	1.09	0.0036	1.12	0.0024

Kapitel 10: Anhang

ODP-Kennung									Messwerte			
Site	Hole	Core	H	Section	W	top [cm]	bottom [cm]	Alter [ka]	Akt. <sup>234</sup> U [dpm/g]	Fehler [abs.]	Akt. <sup>238</sup> U [dpm/g]	Fehler [abs.]
983	B	3	H	6	W	94	96	220.35	0.94	0.0039	0.97	0.0021
983	B	3	H	6	W	100	102	222.41	0.91	0.0038	0.90	0.0019
983	B	3	H	6	W	111	113	225.33	0.86	0.0033	0.84	0.0018
983	B	3	H	7	W	0	2	227.61	1.28	0.0052	1.25	0.0027
983	B	3	H	7	W	37	39	229.76	1.00	0.0037	1.02	0.0022
983	B	3	H	7	W	75	77	231.98	1.19	0.0046	1.12	0.0024
983	C	3	H	6	W	8	10	234.19	0.95	0.0037	0.88	0.0019
983	C	3	H	6	W	45	47	236.35	1.09	0.0044	1.02	0.0023
983	C	3	H	6	W	83	85	238.56	1.10	0.0051	1.07	0.0023
983	C	3	H	6	W	109	111	240.07	1.08	0.0046	1.08	0.0024
983	C	3	H	6	W	122	124	241.26	1.15	0.0048	1.13	0.0024
983	C	3	H	6	W	138	140	242.82	1.20	0.0039	1.18	0.0025
983	B	4	H	2	W	56	58	252.13	1.06	0.0038	1.12	0.0024
983	B	4	H	2	W	71	73	254.05	1.22	0.0047	1.35	0.0028
983	B	4	H	2	W	87	89	256.10	1.34	0.0050	1.38	0.0029
983	B	4	H	2	W	102	104	258.02	1.43	0.0051	1.35	0.0029
983	B	4	H	2	W	117	119	259.95	1.10	0.0040	1.25	0.0027
983	B	4	H	2	W	132	134	261.87	1.03	0.0042	1.17	0.0025
983	B	4	H	2	W	148	150	263.92	1.13	0.0041	1.22	0.0026
983	B	4	H	3	W	13	15	265.84	1.19	0.0044	1.21	0.0026
983	B	4	H	3	W	29	31	267.89	0.89	0.0042	0.97	0.0021
983	B	4	H	3	W	44	46	269.82	0.94	0.0037	0.98	0.0021
983	B	4	H	3	W	59	61	271.74	0.89	0.0034	0.89	0.0019
983	B	4	H	3	W	75	77	273.79	1.03	0.0040	1.15	0.0025
983	B	4	H	3	W	90	92	275.71	0.81	0.0034	0.92	0.0021
983	B	4	H	3	W	105	107	277.06	0.78	0.0031	0.83	0.0018
983	B	4	H	3	W	121	123	278.46	0.62	0.0024	0.63	0.0014
983	B	4	H	3	W	136	138	279.78	0.58	0.0022	0.56	0.0012
983	B	4	H	4	W	1	3	281.09	0.83	0.0027	0.80	0.0017
983	B	4	H	4	W	17	19	282.49	3.20	0.0097	3.04	0.0064
983	B	4	H	4	W	32	34	283.80	1.56	0.0052	1.47	0.0031
983	B	4	H	4	W	47	49	285.11	1.04	0.0034	1.01	0.0021
983	B	4	H	4	W	77	79	287.73	0.58	0.0039	0.71	0.0016
983	B	4	H	4	W	88	90	289.02	1.01	0.0038	0.99	0.0021
983	B	4	H	4	W	99	101	290.59	0.91	0.0041	0.88	0.0019
983	B	4	H	4	W	110	112	292.16	0.86	0.0033	0.86	0.0019
983	B	4	H	4	W	128	130	294.72	1.07	0.0043	1.05	0.0022
983	B	4	H	4	W	147	149	297.43	2.01	0.0072	1.92	0.0041
983	B	4	H	5	W	17	19	298.79	1.27	0.0050	1.21	0.0026
983	B	4	H	5	W	36	38	299.73	0.85	0.0032	0.80	0.0017
983	B	4	H	5	W	56	58	300.72	0.82	0.0036	0.77	0.0017
983	B	4	H	5	W	75	77	301.65	0.76	0.0040	0.73	0.0017
983	B	4	H	5	W	95	97	302.64	0.84	0.0039	0.83	0.0019
983	B	4	H	5	W	114	116	303.58	0.83	0.0036	0.81	0.0017
983	B	4	H	5	W	134	136	304.57	0.81	0.0032	0.76	0.0017
983	B	4	H	6	W	3	5	305.51	0.99	0.0041	0.93	0.0021





Kapitel 10: Anhang

ODP-Kennung									Messwerte			
Site	Hole	Core	H	Section	W	top [cm]	bottom [cm]	Alter [ka]	Akt. <sup>230</sup> Th (dpm/g)	Fehler [abs.]	Akt. <sup>232</sup> Th (dpm/g)	Fehler (abs.)
983	A	1	H	1	W	40	42	1.53	1.88	0.011	0.47	0.0023
983	A	1	H	1	W	80	82	3.05	1.96	0.010	0.52	0.0024
983	A	1	H	1	W	120	122	4.58	2.15	0.011	0.60	0.0027
983	A	1	H	2	W	10	12	6.11	2.31	0.019	0.65	0.0040
983	A	1	H	2	W	50	52	7.64	2.54	0.010	0.75	0.0028
983	A	1	H	2	W	90	92	9.16	2.42	0.016	0.77	0.0041
983	A	1	H	2	W	130	132	10.69	2.08	0.009	0.94	0.0037
983	A	1	H	3	W	20	22	12.40	2.40	0.009	1.10	0.0041
983	A	1	H	3	W	60	62	17.07	2.71	0.011	1.72	0.0065
983	A	1	H	3	W	80	82	18.77	3.09	0.012	1.78	0.0066
983	A	1	H	3	W	101	103	21.38	2.67	0.010	1.66	0.0062
983	A	1	H	3	W	120	122	24.13	2.98	0.012	1.81	0.0067
983	A	1	H	3	W	135	137	26.29	2.30	0.011	1.54	0.0063
983	A	1	H	3	W	142	144	27.30	2.01	0.009	1.24	0.0048
983	A	1	H	4	W	5	6	29.18	2.17	0.009	1.36	0.0051
983	A	1	H	4	W	14	15	30.36	2.47	0.011	1.52	0.0059
983	A	1	H	4	W	20	21	30.85	2.39	0.010	1.41	0.0053
983	A	1	H	4	W	37	38	32.26	2.32	0.010	1.52	0.0058
983	A	1	H	4	W	46	47	33.01	2.16	0.010	1.42	0.0056
983	A	1	H	4	W	62	63	34.76	2.29	0.009	1.53	0.0058
983	A	1	H	4	W	68	69	35.47	2.87	0.011	1.53	0.0057
983	A	1	H	4	W	77	78	36.54	2.53	0.010	1.41	0.0054
983	A	1	H	4	W	86	87	37.60	2.34	0.011	1.44	0.0055
983	A	1	H	4	W	92	93	38.32	2.21	0.009	1.32	0.0051
983	A	1	H	4	W	101	102	39.38	2.36	0.009	1.57	0.0059
983	A	1	H	4	W	110	111	40.45	2.39	0.010	1.50	0.0058
983	A	1	H	4	W	116	117	41.16	2.22	0.010	1.31	0.0049
983	A	1	H	4	W	125	126	42.22	2.23	0.009	1.31	0.0049
983	A	1	H	4	W	134	135	43.29	2.09	0.009	1.21	0.0048
983	A	1	H	4	W	140	141	44.00	2.23	0.009	1.40	0.0053
983	A	1	H	4	W	149	150	45.01	2.15	0.010	1.41	0.0060
983	A	1	H	5	W	8	9	46.00	2.23	0.009	1.52	0.0057
983	A	1	H	5	W	14	15	46.67	2.20	0.009	1.40	0.0054
983	A	1	H	5	W	23	24	47.66	2.32	0.012	1.34	0.0059
983	A	1	H	5	W	32	33	48.66	2.81	0.012	1.23	0.0048
983	A	1	H	5	W	38	39	49.32	2.59	0.013	1.12	0.0047
983	A	1	H	5	W	47	48	50.32	2.12	0.009	1.17	0.0046
983	A	1	H	5	W	60	61	51.76	1.98	0.010	1.27	0.0053
983	A	1	H	5	W	78	79	53.75	2.31	0.010	1.33	0.0055
983	A	1	H	5	W	96	97	55.75	2.18	0.011	1.32	0.0058
983	A	1	H	5	W	114	115	57.74	2.09	0.009	1.33	0.0054
983	C	2	H	2	W	57	58	59.86	2.86	0.012	1.55	0.0058
983	C	2	H	2	W	74	75	62.44	2.36	0.011	1.66	0.0067
983	C	2	H	2	W	92	93	65.18	1.80	0.008	0.95	0.0038
983	C	2	H	2	W	110	111	67.85	1.50	0.008	0.88	0.0036
983	C	2	H	2	W	129	131	70.10	1.57	0.007	0.68	0.0026
983	C	2	H	2	W	147	149	72.23	1.35	0.007	0.64	0.0030
983	C	2	H	3	W	15	17	74.37	1.28	0.005	0.72	0.0027
983	C	2	H	3	W	33	35	76.50	1.85	0.008	0.59	0.0022
983	C	2	H	3	W	51	53	78.63	2.08	0.010	0.63	0.0026
983	C	2	H	3	W	69	71	80.77	1.50	0.007	0.63	0.0024
983	C	2	H	3	W	87	89	82.90	1.64	0.009	0.79	0.0034
983	C	2	H	3	W	105	107	84.53	1.81	0.008	0.84	0.0033
983	C	2	H	3	W	123	125	85.91	1.42	0.006	0.64	0.0024
983	C	2	H	3	W	141	143	87.29	2.45	0.010	1.56	0.0060
983	C	2	H	4	W	9	11	88.67	2.39	0.009	1.60	0.0059
983	C	2	H	4	W	27	29	90.06	2.17	0.009	1.33	0.0051
983	B	2	H	4	W	20	22	90.44	1.98	0.009	0.92	0.0036
983	B	2	H	4	W	43	45	92.20	1.85	0.009	0.89	0.0041
983	B	2	H	4	W	66	68	93.97	2.01	0.010	0.82	0.0037
983	B	2	H	4	W	88	90	95.76	1.32	0.007	0.54	0.0024
983	B	2	H	4	W	111	113	97.67	1.53	0.008	0.68	0.0029
983	B	2	H	4	W	134	136	99.57	1.56	0.007	0.65	0.0024
983	B	2	H	5	W	7	9	101.48	1.28	0.006	0.60	0.0023
983	B	2	H	5	W	30	32	103.39	1.55	0.008	0.99	0.0038
983	B	2	H	5	W	53	55	105.30	1.46	0.007	0.57	0.0024
983	B	2	H	5	W	76	78	107.84	2.34	0.013	0.72	0.0034
983	B	2	H	5	W	87	89	109.19	1.90	0.010	0.91	0.0037
983	B	2	H	5	W	106	108	111.52	1.54	0.008	0.73	0.0030
983	B	2	H	5	W	125	127	113.85	1.36	0.007	0.54	0.0022
983	B	2	H	5	W	144	146	116.17	2.22	0.009	0.45	0.0017
983	B	2	H	6	W	13	15	117.72	1.34	0.006	0.49	0.0020
983	B	2	H	6	W	32	34	118.41	1.38	0.006	0.47	0.0019
983	B	2	H	6	W	51	53	119.10	1.42	0.007	0.52	0.0021
983	B	2	H	6	W	70	72	119.78	1.46	0.008	0.56	0.0024
983	B	2	H	6	W	89	91	120.47	1.81	0.009	0.65	0.0027
983	B	2	H	6	W	107	109	121.11	1.51	0.007	0.66	0.0026
983	B	2	H	6	W	126	128	121.80	1.43	0.006	0.74	0.0029
983	B	2	H	7	W	14	16	123.17	1.68	0.007	0.98	0.0040

Kapitel 10: Anhang

ODP-Kennung									Messwerte			
Site	Hole	Core	H	Section	W	top [cm]	bottom [cm]	Alter [ka]	Akt. <sup>230</sup> Th (dpm/g)	Fehler [abs.]	Akt. <sup>232</sup> Th (dpm/g)	Fehler (abs.)
983	B	2	H	7	W	33	35	123.86	1.52	0.008	0.99	0.0039
983	B	2	H	7	W	52	54	124.54	1.79	0.009	1.01	0.0042
983	B	3	H	1	W	0	2	132.24	1.37	0.006	1.40	0.0055
983	B	3	H	1	W	9	11	133.16	1.42	0.008	1.54	0.0062
983	A	2	H	6	W	10.5	11.5	133.31	1.35	0.006	1.39	0.0058
983	B	3	H	1	W	23	25	134.59	2.05	0.009	1.89	0.0076
983	B	3	H	1	W	37	39	136.02	1.95	0.012	1.94	0.0077
983	B	3	H	1	W	54	56	137.76	1.63	0.009	1.60	0.0062
983	B	3	H	1	W	71	73	139.49	1.68	0.009	1.77	0.0069
983	B	3	H	1	W	87	89	141.13	1.56	0.008	1.48	0.0057
983	B	3	H	1	W	104	106	143.12	1.68	0.008	1.65	0.0062
983	B	3	H	1	W	121	123	145.14	1.83	0.008	1.86	0.0075
983	B	3	H	1	W	137	139	147.05	1.23	0.006	1.35	0.0053
983	B	3	H	2	W	0	2	148.60	1.11	0.005	1.23	0.0048
983	B	3	H	2	W	21	23	151.10	1.03	0.005	1.22	0.0049
983	B	3	H	2	W	38	40	153.13	1.08	0.005	1.21	0.0048
983	B	3	H	2	W	54	56	155.04	1.37	0.006	1.61	0.0063
983	B	3	H	2	W	71	73	157.07	1.39	0.007	1.29	0.0049
983	B	3	H	2	W	88	90	159.09	3.41	0.016	1.07	0.0042
983	B	3	H	2	W	104	106	161.00	2.21	0.010	1.23	0.0047
983	B	3	H	2	W	121	123	163.03	1.26	0.005	1.24	0.0050
983	B	3	H	2	W	138	140	165.05	1.39	0.007	1.44	0.0057
983	B	3	H	3	W	5	7	167.08	1.76	0.008	1.61	0.0061
983	B	3	H	3	W	21	23	168.99	1.32	0.006	1.57	0.0060
983	B	3	H	3	W	38	40	171.01	2.27	0.011	1.61	0.0066
983	B	3	H	3	W	55	57	173.92	1.42	0.006	1.07	0.0040
983	B	3	H	3	W	71	73	176.83	1.12	0.005	1.43	0.0055
983	B	3	H	3	W	88	90	179.92	1.06	0.005	1.16	0.0044
983	B	3	H	3	W	96	98	181.37	1.11	0.005	1.21	0.0046
983	B	3	H	3	W	104	106	182.83	1.27	0.006	1.23	0.0047
983	B	3	H	3	W	112	114	184.28	1.25	0.005	1.03	0.0039
983	B	3	H	3	W	120	122	185.28	1.65	0.007	1.25	0.0046
983	B	3	H	3	W	129	131	185.57	1.23	0.006	1.24	0.0047
983	B	3	H	3	W	140	142	185.91	1.34	0.007	1.48	0.0060
983	B	3	H	4	W	0	2	186.22	1.19	0.006	1.15	0.0045
983	B	3	H	4	W	9	11	186.51	0.98	0.005	0.83	0.0033
983	B	3	H	4	W	21	23	186.88	1.08	0.006	0.78	0.0032
983	B	3	H	4	W	31	33	187.19	1.36	0.007	0.82	0.0032
983	B	3	H	4	W	42	44	187.54	1.13	0.007	1.01	0.0042
983	B	3	H	4	W	52	54	187.85	1.06	0.005	1.20	0.0050
983	B	3	H	4	W	62	64	188.16	1.11	0.005	0.91	0.0036
983	B	3	H	4	W	73	75	188.65	0.86	0.005	0.68	0.0026
983	B	3	H	4	W	83	85	189.16	0.94	0.005	0.83	0.0036
983	B	3	H	4	W	93	95	189.67	0.98	0.004	0.82	0.0032
983	B	3	H	4	W	115	117	190.79	2.32	0.011	0.63	0.0024
983	B	3	H	4	W	137	139	191.91	1.72	0.009	0.84	0.0033
983	B	3	H	5	W	9	11	193.03	1.34	0.008	0.93	0.0038
983	B	3	H	5	W	28	30	194.72	1.24	0.007	1.27	0.0053
983	B	3	H	5	W	47	49	196.54	1.21	0.007	1.09	0.0044
983	B	3	H	5	W	66	68	198.36	1.84	0.009	0.99	0.0042
983	B	3	H	5	W	85	87	200.19	1.36	0.008	0.89	0.0034
983	B	3	H	5	W	104	106	202.16	1.51	0.009	0.75	0.0029
983	B	3	H	5	W	123	125	204.18	1.63	0.010	0.71	0.0028
983	B	3	H	5	W	142	144	206.20	1.49	0.011	0.79	0.0031
983	B	3	H	6	W	11	13	208.21	1.60	0.007	0.90	0.0036
983	B	3	H	6	W	33	35	210.55	1.68	0.010	1.05	0.0045
983	B	3	H	6	W	54	56	212.78	1.61	0.007	1.25	0.0048
983	B	3	H	6	W	76	78	215.12	1.74	0.008	1.38	0.0055
983	B	3	H	6	W	89	91	218.63	1.37	0.007	1.44	0.0057
983	B	3	H	6	W	94	96	220.35	1.19	0.006	1.26	0.0051
983	B	3	H	6	W	100	102	222.41	1.04	0.005	1.01	0.0040
983	B	3	H	6	W	111	113	225.33	0.95	0.008	0.98	0.0044
983	B	3	H	7	W	0	2	227.61	1.42	0.008	1.25	0.0053
983	B	3	H	7	W	37	39	229.76	1.22	0.007	1.21	0.0049
983	B	3	H	7	W	75	77	231.98	1.32	0.007	0.92	0.0034
983	C	3	H	6	W	8	10	234.19	1.08	0.005	0.78	0.0029
983	C	3	H	6	W	45	47	236.35	1.23	0.006	0.73	0.0027
983	C	3	H	6	W	83	85	238.56	1.21	0.006	0.96	0.0037
983	C	3	H	6	W	109	111	240.07	1.20	0.006	1.11	0.0042
983	C	3	H	6	W	122	124	241.26	1.29	0.007	1.20	0.0045
983	C	3	H	6	W	138	140	242.82	1.43	0.006	1.22	0.0046
983	B	4	H	2	W	56	58	252.13	1.31	0.007	1.21	0.0049
983	B	4	H	2	W	71	73	254.05	1.38	0.008	1.60	0.0065
983	B	4	H	2	W	87	89	256.10	1.57	0.008	1.42	0.0057
983	B	4	H	2	W	102	104	258.02	1.56	0.009	1.53	0.0061
983	B	4	H	2	W	117	119	259.95	1.26	0.007	1.71	0.0066
983	B	4	H	2	W	132	134	261.87	1.25	0.008	1.60	0.0065
983	B	4	H	2	W	148	150	263.92	1.08	0.005	1.28	0.0049
983	B	4	H	3	W	13	15	265.84	1.21	0.007	1.26	0.0050

## Kapitel 10: Anhang

ODP-Kennung									Messwerte			
Site	Hole	Core	H	Section	W	top [cm]	bottom [cm]	Alter [ka]	Akt. <sup>230</sup> Th (dpm/g)	Fehler [abs.]	Akt. <sup>232</sup> Th (dpm/g)	Fehler (abs.)
983	B	4	H	3	W	29	31	267.89	0.92	0.006	1.38	0.0055
983	B	4	H	3	W	44	46	269.82	0.91	0.006	1.08	0.0044
983	B	4	H	3	W	59	61	271.74	0.90	0.006	1.08	0.0044
983	B	4	H	3	W	75	77	273.79	1.28	0.007	1.67	0.0068
983	B	4	H	3	W	90	92	275.71	0.95	0.005	1.39	0.0052
983	B	4	H	3	W	105	107	277.06	0.93	0.005	1.31	0.0051
983	B	4	H	3	W	121	123	278.46	0.75	0.003	0.96	0.0037
983	B	4	H	3	W	136	138	279.78	0.70	0.004	0.78	0.0030
983	B	4	H	4	W	1	3	281.09	0.89	0.004	0.76	0.0029
983	B	4	H	4	W	17	19	282.49	3.82	0.015	0.81	0.0031
983	B	4	H	4	W	32	34	283.80	1.53	0.007	0.80	0.0031
983	B	4	H	4	W	47	49	285.11	1.13	0.005	0.80	0.0030
983	B	4	H	4	W	77	79	287.73	1.04	0.005	0.86	0.0032
983	B	4	H	4	W	88	90	289.02	1.13	0.005	1.01	0.0039
983	B	4	H	4	W	99	101	290.59	0.95	0.005	0.99	0.0037
983	B	4	H	4	W	110	112	292.16	0.94	0.004	1.00	0.0038
983	B	4	H	4	W	128	130	294.72	1.07	0.005	0.90	0.0034
983	B	4	H	4	W	147	149	297.43	2.11	0.009	0.79	0.0030
983	B	4	H	5	W	17	19	298.79	1.26	0.005	0.97	0.0036
983	B	4	H	5	W	36	38	299.73	0.89	0.005	0.69	0.0027
983	B	4	H	5	W	56	58	300.72	0.84	0.004	0.56	0.0021
983	B	4	H	5	W	75	77	301.65	0.83	0.004	0.60	0.0024
983	B	4	H	5	W	95	97	302.64	0.88	0.004	0.75	0.0028
983	B	4	H	5	W	114	116	303.58	1.03	0.005	0.66	0.0025
983	B	4	H	5	W	134	136	304.57	0.87	0.004	0.66	0.0025
983	B	4	H	6	W	3	5	305.51	1.15	0.005	0.80	0.0030



## Kapitel 10: Anhang

### C.1.2 <sup>10</sup>Be Daten

ODP-Kennung								Messwerte		
Site	Hole	Core	H	Section	W	top [cm]	bottom [cm]	Alter [ka]	<sup>10</sup> Be [10 <sup>9</sup> At/g]	Fehler [abs.]
983	A	1	H	1	W	40	42	1.53	0.65	0.019
983	A	1	H	1	W	80	82	3.05	0.61	0.012
983	A	1	H	1	W	120	122	4.58	0.58	0.017
983	A	1	H	2	W	10	12	6.11	0.75	0.015
983	A	1	H	2	W	50	52	7.64	0.84	0.025
983	A	1	H	2	W	90	92	9.16	0.97	0.033
983	A	1	H	2	W	130	132	10.69	0.60	0.018
983	A	1	H	3	W	20	22	12.40	0.70	0.013
983	A	1	H	3	W	60	62	17.07	0.70	0.021
983	A	1	H	3	W	80	82	18.77	0.76	0.021
983	A	1	H	3	W	101	103	21.38	0.85	0.025
983	A	1	H	3	W	120	122	24.13	0.75	0.020
983	A	1	H	3	W	135	137	26.29	0.83	0.025
983	A	1	H	3	W	142	144	27.30	0.69	0.024
983	A	1	H	4	W	5	6	29.18	0.91	0.027
983	A	1	H	4	W	14	15	30.36	0.86	0.020
983	A	1	H	4	W	20	21	30.85	0.98	0.029
983	A	1	H	4	W	37	38	32.26	1.20	0.036
983	A	1	H	4	W	46	47	33.01	0.98	0.027
983	A	1	H	4	W	53	54	33.70	1.03	0.045
983	A	1	H	4	W	62	63	34.76	1.15	0.038
983	A	1	H	4	W	68	69	35.47	1.48	0.044
983	A	1	H	4	W	77	78	36.54	1.37	0.029
983	A	1	H	4	W	86	87	37.60	1.26	0.030
983	A	1	H	4	W	92	93	38.32	1.23	0.033
983	A	1	H	4	W	101	102	39.38	1.09	0.025
983	A	1	H	4	W	110	111	40.45	1.12	0.038
983	A	1	H	4	W	116	117	41.16	1.08	0.058
983	A	1	H	4	W	134	135	43.29	0.79	0.011
983	A	1	H	4	W	140	141	44.00	0.79	0.027
983	A	1	H	4	W	149	150	45.01	0.81	0.031
983	A	1	H	5	W	8	9	46.00	0.86	0.031
983	A	1	H	5	W	14	15	46.67	0.91	0.027
983	A	1	H	5	W	23	24	47.66	0.95	0.029
983	A	1	H	5	W	32	33	48.66	1.03	0.031
983	A	1	H	5	W	38	39	49.32	0.97	0.029
983	A	1	H	5	W	47	48	50.32	0.84	0.025
983	A	1	H	5	W	60	61	51.76	0.78	0.023
983	A	1	H	5	W	78	79	53.75	0.81	0.029
983	A	1	H	5	W	96	97	55.75	0.98	0.029
983	A	1	H	5	W	114	115	57.74	1.06	0.032
983	C	2	H	2	W	57	58	59.86	1.06	0.032
983	C	2	H	2	W	74	75	62.44	0.84	0.025
983	C	2	H	2	W	92	93	65.18	0.84	0.025
983	C	2	H	2	W	110	111	67.85	0.86	0.026
983	C	2	H	2	W	129	131	70.10	0.84	0.030
983	C	2	H	2	W	147	149	72.23	0.88	0.026
983	C	2	H	3	W	15	17	74.37	0.74	0.022
983	C	2	H	3	W	33	35	76.50	0.97	0.029
983	C	2	H	3	W	51	53	78.63	0.87	0.026
983	C	2	H	3	W	69	71	80.77	0.90	0.027
983	C	2	H	3	W	87	89	82.90	0.90	0.027
983	C	2	H	3	W	105	107	84.53	1.10	0.033
983	C	2	H	3	W	123	125	85.91	0.98	0.029
983	C	2	H	3	W	141	143	87.29	0.98	0.029
983	C	2	H	4	W	9	11	88.67	1.11	0.033
983	C	2	H	4	W	27	29	90.06	1.25	0.037
983	B	2	H	5	W	30	32	103.39	1.37	0.113
983	B	2	H	5	W	76	78	107.84	1.79	0.147
983	B	2	H	5	W	106	108	111.52	1.45	0.101
983	B	2	H	5	W	125	127	113.85	1.47	0.089
983	B	2	H	5	W	144	146	116.17	1.10	0.125
983	B	2	H	6	W	13	15	117.72	1.22	0.103
983	B	2	H	6	W	70	72	119.78	0.98	0.071
983	B	2	H	6	W	89	91	120.47	0.83	0.058
983	B	2	H	6	W	107	109	121.11	0.72	0.058
983	B	2	H	6	W	126	128	121.80	0.78	0.049
983	B	2	H	6	W	145	147	122.49	0.84	0.069
983	B	2	H	7	W	14	16	123.17	0.82	0.068
983	B	2	H	7	W	33	35	123.86	0.90	0.070
983	B	2	H	7	W	52	54	124.54	0.76	0.061
983	B	3	H	1	W	0	2	132.24	0.82	0.074
983	B	3	H	1	W	9	11	133.16	0.73	0.053
983	B	3	H	1	W	23	25	134.59	0.75	0.072
983	B	3	H	1	W	37	39	136.02	0.70	0.045

Kapitel 10: Anhang

ODP-Kennung								Messwerte		
Site	Hole	Core	H	Section	W	top [cm]	bottom [cm]	Alter [ka]	<sup>10</sup> Be [10 <sup>9</sup> ·At/g]	Fehler [abs.]
983	B	3	H	1	W	71	73	139.49	0.61	0.029
983	B	3	H	1	W	104	106	143.12	0.87	0.040
983	B	3	H	1	W	137	139	147.05	0.87	0.040
983	B	3	H	2	W	21	23	151.10	0.72	0.034
983	B	3	H	2	W	54	56	155.04	0.75	0.035
983	B	3	H	2	W	88	90	159.09	0.89	0.040
983	B	3	H	2	W	121	123	163.03	1.07	0.048
983	B	3	H	3	W	5	7	167.08	0.93	0.042
983	B	3	H	3	W	38	40	171.01	0.68	0.031
983	B	3	H	3	W	88	90	179.92	1.20	0.062
983	B	3	H	3	W	96	98	181.37	1.52	0.086
983	B	3	H	3	W	104	106	182.83	1.15	0.096
983	B	3	H	3	W	112	114	184.28	1.40	0.101
983	B	3	H	3	W	120	122	185.28	1.41	0.080
983	B	3	H	3	W	129	131	185.57	2.05	0.169
983	B	3	H	3	W	140	142	185.91	1.86	0.104
983	B	3	H	4	W	0	2	186.22	2.13	0.166
983	B	3	H	4	W	9	11	186.51	1.88	0.102
983	B	3	H	4	W	21	23	186.88	2.27	0.229
983	B	3	H	4	W	31	33	187.19	1.91	0.108
983	B	3	H	4	W	42	44	187.54	1.69	0.108
983	B	3	H	4	W	52	54	187.85	1.49	0.085
983	B	3	H	4	W	62	64	188.16	1.48	0.091
983	B	3	H	4	W	73	75	188.65	1.64	0.092
983	B	3	H	4	W	83	85	189.16	1.73	0.109
983	B	3	H	4	W	93	95	189.67	1.93	0.150
983	B	3	H	4	W	137	139	191.91	0.84	0.039
983	B	3	H	5	W	28	30	194.72	0.93	0.034
983	B	3	H	5	W	66	68	198.36	1.03	0.046
983	B	3	H	5	W	104	106	202.16	0.99	0.044
983	B	3	H	5	W	142	144	206.20	1.00	0.045
983	B	3	H	6	W	33	35	210.55	0.90	0.040
983	B	3	H	6	W	76	78	215.12	0.89	0.040
983	B	3	H	6	W	94	96	220.35	0.82	0.037
983	B	3	H	6	W	111	113	225.33	0.78	0.028
983	B	3	H	7	W	37	39	229.76	0.84	0.025
983	C	3	H	6	W	8	10	234.19	1.09	0.033
983	C	3	H	6	W	83	85	238.56	0.81	0.024
983	C	3	H	6	W	122	124	241.26	0.65	0.020
983	C	3	H	6	W	138	140	242.82	0.76	0.023
983	B	4	H	2	W	71	73	254.05	0.82	0.025
983	B	4	H	2	W	102	104	258.02	0.73	0.022
983	B	4	H	2	W	132	134	261.87	0.91	0.027
983	B	4	H	3	W	13	15	265.84	0.76	0.023
983	B	4	H	3	W	44	46	269.82	0.91	0.027
983	B	4	H	3	W	75	77	273.79	0.77	0.023
983	B	4	H	3	W	105	107	277.06	0.94	0.028
983	B	4	H	3	W	136	138	279.78	1.12	0.034
983	B	4	H	4	W	17	19	282.49	1.13	0.034
983	B	4	H	4	W	77	79	287.73	1.08	0.032
983	B	4	H	4	W	99	101	290.59	1.15	0.035

## Kapitel 10: Anhang

### C.1.3 Haupt- und Nebenelement Daten

ODP-Kennung									Messwerte			
Site	Hole	Core	H	Section	W	top [cm]	bottom [cm]	Alter [kyr]	Ca (Gew%)	Fehler abs	Al (Gew%)	Fehler abs
983	A	1	H	1	W	40	42	1.53	14.60	0.341	4.61	0.040
983	A	1	H	1	W	80	82	3.05	16.20	0.173	4.42	0.019
983	A	1	H	1	W	120	122	4.58	15.89	0.233	5.01	0.068
983	A	1	H	2	W	10	12	6.11	14.59	0.183	5.03	0.092
983	A	1	H	2	W	50	52	7.64	12.64	0.094	5.41	0.029
983	A	1	H	2	W	90	92	9.16	13.83	0.133	5.26	0.107
983	A	1	H	2	W	130	132	10.69	11.82	0.224	5.51	0.077
983	A	1	H	3	W	20	22	12.40	11.31	0.086	5.66	0.150
983	A	1	H	3	W	60	62	17.07	8.02	0.038	7.10	0.079
983	A	1	H	3	W	80	82	18.77	8.06	0.094	7.01	0.182
983	A	1	H	3	W	101	103	21.38	7.17	0.199	7.36	0.212
983	A	1	H	3	W	120	122	24.13	6.98	0.022	7.32	0.080
983	A	1	H	3	W	135	137	26.29	8.63	0.157	7.04	0.140
983	A	1	H	3	W	142	144	27.30	9.93	0.103	6.41	0.129
983	A	1	H	4	W	5	6	29.18	9.94	0.017	6.53	0.027
983	A	1	H	4	W	14	15	30.36	9.49	0.168	6.47	0.120
983	A	1	H	4	W	20	21	30.85	11.62	0.155	6.21	0.158
983	A	1	H	4	W	29	30	31.60	8.94	0.200	6.94	0.118
983	A	1	H	4	W	37	38	32.26	7.49	0.191	6.78	0.142
983	A	1	H	4	W	46	47	33.01	6.66	0.078	6.85	0.135
983	A	1	H	4	W	53	54	33.70	6.27	0.041	6.67	0.079
983	A	1	H	4	W	62	63	34.76	7.64	0.229	6.76	0.120
983	A	1	H	4	W	68	69	35.47	8.54	0.139	7.03	0.047
983	A	1	H	4	W	77	78	36.54	7.61	0.182	6.70	0.100
983	A	1	H	4	W	86	87	37.60	8.20	0.119	6.54	0.009
983	A	1	H	4	W	92	93	38.32	9.36	0.143	6.45	0.199
983	A	1	H	4	W	101	102	39.38	8.76	0.021	6.96	0.114
983	A	1	H	4	W	110	111	40.45	8.04	0.122	6.83	0.117
983	A	1	H	4	W	116	117	41.16	8.55	0.018	6.47	0.143
983	A	1	H	4	W	125	126	42.22	8.87	0.129	6.45	0.092
983	A	1	H	4	W	134	135	43.29	8.90	0.166	6.36	0.111
983	A	1	H	4	W	140	141	44.00	8.92	0.093	6.58	0.191
983	A	1	H	4	W	149	150	45.01	8.64	0.077	6.59	0.048
983	A	1	H	5	W	8	9	46.00	8.31	0.064	6.93	0.136
983	A	1	H	5	W	14	15	46.67	8.33	0.043	6.77	0.121
983	A	1	H	5	W	23	24	47.66	8.85	0.195	6.42	0.052
983	A	1	H	5	W	32	33	48.66	11.69	0.097	5.98	0.171
983	A	1	H	5	W	38	39	49.32	13.96	0.255	5.58	0.095
983	A	1	H	5	W	47	48	50.32	11.70	0.098	6.03	0.083
983	A	1	H	5	W	60	61	51.76	9.81	0.186	6.28	0.165
983	A	1	H	5	W	78	79	53.75	10.56	0.102	6.16	0.080
983	A	1	H	5	W	96	97	55.75	12.32	0.170	6.05	0.079
983	A	1	H	5	W	114	115	57.74	8.01	0.172	6.97	0.092
983	C	2	H	2	W	57	58	59.86	7.60	0.117	6.96	0.093
983	C	2	H	2	W	74	75	62.44	6.39	0.043	7.17	0.189
983	C	2	H	2	W	92	93	65.18	12.63	0.457	5.55	0.064
983	C	2	H	2	W	110	111	67.85	10.68	0.056	5.89	0.094
983	C	2	H	2	W	129	131	70.10	14.94	0.466	4.90	0.093
983	C	2	H	2	W	147	149	72.23	14.01	0.256	5.14	0.087
983	C	2	H	3	W	15	17	74.37	11.36	0.129	5.55	0.097
983	C	2	H	3	W	33	35	76.50	19.83	0.290	3.78	0.051
983	C	2	H	3	W	51	53	78.63	18.31	0.278	4.18	0.041
983	C	2	H	3	W	69	71	80.77	17.94	0.259	4.53	0.079
983	C	2	H	3	W	87	89	82.90	14.25	0.130	5.13	0.068
983	C	2	H	3	W	105	107	84.53	12.10	0.087	5.36	0.085
983	C	2	H	3	W	123	125	85.91	11.17	0.201	4.88	0.068
983	C	2	H	3	W	141	143	87.29	7.92	0.174	5.08	0.132
983	C	2	H	4	W	9	11	88.67	8.22	0.427	5.46	0.218
983	C	2	H	4	W	27	29	90.06	6.48	0.143	5.66	0.113
983	B	2	H	4	W	43	45	92.20	10.04	0.361	5.61	0.225
983	B	2	H	4	W	66	68	93.97	11.14	0.401	5.81	0.186
983	B	2	H	4	W	88	90	95.76	13.14	0.499	5.30	0.191
983	B	2	H	4	W	111	113	97.67	14.07	0.591	4.87	0.214
983	B	2	H	4	W	134	136	99.57	14.24	0.627	4.84	0.203
983	B	2	H	5	W	7	9	101.48	15.16	0.394	4.68	0.140
983	B	2	H	5	W	30	32	103.39	11.72	0.141	5.51	0.044
983	B	2	H	5	W	53	55	105.30	17.32	0.312	4.37	0.070
983	B	2	H	5	W	76	78	107.84	12.68	0.076	5.18	0.052
983	B	2	H	5	W	87	89	109.19	10.72	0.343	5.49	0.198
983	B	2	H	5	W	106	108	111.52	13.15	0.210	4.99	0.050
983	B	2	H	5	W	125	127	113.85	14.22	0.398	4.47	0.143
983	B	2	H	5	W	144	146	116.17	14.65	0.498	4.37	0.166
983	B	2	H	6	W	13	15	117.72	13.84	0.194	4.58	0.046
983	B	2	H	6	W	32	34	118.41	15.13	0.575	4.20	0.151
983	B	2	H	6	W	51	53	119.10	15.61	0.500	4.15	0.133
983	B	2	H	6	W	70	72	119.78	16.66	0.133	3.95	0.039

Kapitel 10: Anhang

ODP-Kennung									Messwerte			
Site	Hole	Core	H	Section	W	top [cm]	bottom [cm]	Alter [kyr]	Ca (Gew%)	Fehler abs	Al (Gew%)	Fehler abs
983	B	2	H	6	W	89	91	120.47	15.25	0.214	4.29	0.060
983	B	2	H	6	W	107	109	121.11	6.97	0.279	6.46	0.155
983	B	2	H	6	W	126	128	121.80	7.63	0.153	6.37	0.153
983	B	2	H	6	W	145	147	122.49	9.00	0.162	5.35	0.086
983	B	2	H	7	W	14	16	123.17	8.46	0.169	5.58	0.112
983	B	2	H	7	W	33	35	123.86	10.58	0.212	5.38	0.097
983	B	2	H	7	W	52	54	124.54	11.02	0.661	5.48	0.318
983	B	3	H	1	W	0	2	132.24	13.93	0.139	4.43	0.035
983	B	3	H	1	W	9	11	133.16	14.67	0.205	4.19	0.067
983	A	2	H	6	W	10.5	11.5	133.31	7.88	0.189	6.62	0.146
983	B	3	H	1	W	23	25	134.59	7.77	0.233	6.96	0.209
983	B	3	H	1	W	37	39	136.02	6.23	0.137	7.37	0.575
983	B	3	H	1	W	54	56	137.76	6.08	0.170	7.24	0.043
983	B	3	H	1	W	71	73	139.49	6.00	0.036	7.20	0.072
983	B	3	H	1	W	87	89	141.13	7.75	0.140	6.26	0.100
983	B	3	H	1	W	104	106	143.12	6.46	0.181	6.65	0.066
983	B	3	H	1	W	121	123	145.14	6.66	0.106	6.21	0.186
983	B	3	H	1	W	137	139	147.05	6.46	0.065	6.45	0.116
983	B	3	H	2	W	0	2	148.60	6.02	0.024	6.10	0.220
983	B	3	H	2	W	21	23	151.10	6.13	0.049	6.41	0.051
983	B	3	H	2	W	38	40	153.13	6.03	0.133	6.03	0.169
983	B	3	H	2	W	54	56	155.04	7.06	0.184	6.31	0.189
983	B	3	H	2	W	71	73	157.07	6.25	0.037	6.12	0.147
983	B	3	H	2	W	88	90	159.09	8.36	0.117	6.08	0.109
983	B	3	H	2	W	104	106	161.00	8.13	0.211	6.23	0.199
983	B	3	H	2	W	121	123	163.03	4.99	0.140	6.85	0.192
983	B	3	H	2	W	138	140	165.05	6.12	0.135	6.34	0.089
983	B	3	H	3	W	5	7	167.08	6.11	0.244	6.81	0.313
983	B	3	H	3	W	21	23	168.99	3.83	0.061	7.09	0.199
983	B	3	H	3	W	38	40	171.01	4.58	0.037	6.97	0.181
983	B	3	H	3	W	55	57	173.92	4.71	0.066	6.00	0.156
983	B	3	H	3	W	71	73	176.83	4.57	0.046	6.65	0.133
983	B	3	H	3	W	88	90	179.92	4.57	0.210	6.27	0.138
983	B	3	H	3	W	96	98	181.37	4.63	0.139	6.62	0.106
983	B	3	H	3	W	104	106	182.83	4.70	0.038	6.64	0.080
983	B	3	H	3	W	112	114	184.28	3.72	0.015	6.52	0.130
983	B	3	H	3	W	120	122	185.28	5.92	0.071	6.42	0.026
983	B	3	H	3	W	129	131	185.57	5.50	0.077	6.49	0.065
983	B	3	H	3	W	140	142	185.91	5.86	0.164	6.73	0.175
983	B	3	H	4	W	0	2	186.22	6.92	0.277	6.15	0.209
983	B	3	H	4	W	9	11	186.51	7.16	0.143	5.81	0.128
983	B	3	H	4	W	21	23	186.88	6.63	0.212	5.86	0.012
983	B	3	H	4	W	42	44	187.54	6.95	0.209	6.14	0.012
983	B	3	H	4	W	52	54	187.85	6.21	0.062	6.06	0.206
983	B	3	H	4	W	62	64	188.16	12.51	0.325	4.85	0.116
983	B	3	H	4	W	73	75	188.65	12.85	0.103	4.76	0.057
983	B	3	H	4	W	83	85	189.16	9.98	0.160	5.29	0.085
983	B	3	H	4	W	93	95	189.67	8.45	0.270	5.42	0.195
983	B	3	H	4	W	115	117	190.79	12.67	0.279	4.65	0.112
983	B	3	H	4	W	137	139	191.91	11.33	0.045	4.89	0.020
983	B	3	H	5	W	9	11	193.03	8.47	0.271	5.72	0.160
983	B	3	H	5	W	28	30	194.72	5.90	0.035	6.13	0.098
983	B	3	H	5	W	47	49	196.54	6.68	0.200	5.99	0.204
983	B	3	H	5	W	66	68	198.36	8.51	0.085	5.79	0.070
983	B	3	H	5	W	85	87	200.19	9.51	0.304	5.35	0.182
983	B	3	H	5	W	104	106	202.16	10.59	0.254	5.06	0.122
983	B	3	H	5	W	123	125	204.18	11.30	0.339	4.76	0.152
983	B	3	H	5	W	142	144	206.20	10.70	0.193	4.78	0.077
983	B	3	H	6	W	11	13	208.21	9.49	0.228	5.16	0.103
983	B	3	H	6	W	33	35	210.55	8.34	0.434	5.33	0.117
983	B	3	H	6	W	54	56	212.78	5.85	0.269	5.70	0.467
983	B	3	H	6	W	76	78	215.12	6.65	0.120	5.80	0.139
983	B	3	H	6	W	89	91	218.63	5.88	0.376	6.16	0.222
983	B	3	H	6	W	94	96	220.35	6.11	0.086	6.19	0.111
983	B	3	H	6	W	100	102	222.41	5.63	0.180	5.69	0.205
983	B	3	H	6	W	111	113	225.33	5.66	0.023	5.71	0.103
983	B	3	H	7	W	0	2	227.61	6.10	0.110	6.20	0.199
983	B	3	H	7	W	37	39	229.76	5.77	0.058	6.11	0.024
983	B	3	H	7	W	75	77	231.98	12.08	0.411	4.63	0.139
983	C	3	H	6	W	8	10	234.19	13.23	0.212	4.23	0.093
983	C	3	H	6	W	45	47	236.35	13.41	0.429	4.54	0.136
983	C	3	H	6	W	83	85	238.56	9.03	0.181	5.08	0.122
983	C	3	H	6	W	109	111	240.07	6.84	0.096	5.60	0.090
983	C	3	H	6	W	122	124	241.26	6.26	0.088	5.61	0.022
983	C	3	H	6	W	138	140	242.82	6.79	0.136	5.57	0.089
983	B	4	H	1	W	145	147	244.31	6.98	0.279	5.64	0.226
983	B	4	H	2	W	10	12	246.23	4.24	0.127	6.08	0.304
983	B	4	H	2	W	25	27	248.15	0.00	0.000	0.00	0.000
983	B	4	H	2	W	40	42	250.08	4.91	0.059	6.77	0.095
983	B	4	H	2	W	56	58	252.13	6.23	0.162	6.59	0.145



Kapitel 10: Anhang

ODP-Kennung									Messwerte			
Site	Hole	Core	H	Section	W	top [cm]	bottom [cm]	Alter [kyr]	Ca (Gew%)	Fehler abs	Al (Gew%)	Fehler abs
983	B	4	H	2	W	71	73	254.05	5.27	0.063	6.67	0.013
983	B	4	H	2	W	87	89	256.10	6.51	0.065	6.62	0.066
983	B	4	H	2	W	102	104	258.02	5.41	0.087	6.46	0.103
983	B	4	H	2	W	117	119	259.95	3.73	0.134	6.96	0.209
983	B	4	H	2	W	132	134	261.87	4.67	0.131	7.04	0.113
983	B	4	H	2	W	148	150	263.92	5.81	0.139	6.58	0.224
983	B	4	H	3	W	13	15	265.84	7.74	0.077	6.60	0.106
983	B	4	H	3	W	29	31	267.89	9.03	0.090	5.63	0.079
983	B	4	H	3	W	44	46	269.82	8.00	0.112	6.50	0.052
983	B	4	H	3	W	59	61	271.74	9.36	0.187	6.09	0.134
983	B	4	H	3	W	75	77	273.79	6.57	0.263	6.48	0.104
983	B	4	H	3	W	90	92	275.71	0.00	0.000	0.00	0.000
983	B	4	H	3	W	105	107	277.06	9.29	0.186	5.88	0.035
983	B	4	H	3	W	121	123	278.46	9.31	0.261	5.61	0.079
983	B	4	H	3	W	136	138	279.78	12.98	0.078	4.87	0.039
983	B	4	H	4	W	1	3	281.09	15.21	0.122	4.54	0.036
983	B	4	H	4	W	17	19	282.49	14.93	0.508	4.81	0.154
983	B	4	H	4	W	32	34	283.80	15.71	0.063	4.66	0.028
983	B	4	H	4	W	47	49	285.11	14.48	0.348	4.90	0.078
983	B	4	H	4	W	63	65	286.51	0.00	0.000	0.00	0.000
983	B	4	H	4	W	77	79	287.73	11.26	0.360	5.39	0.162
983	B	4	H	4	W	88	90	289.02	10.44	0.752	5.57	0.401
983	B	4	H	4	W	99	101	290.59	9.00	0.180	5.93	0.107
983	B	4	H	4	W	110	112	292.16	9.88	0.533	5.60	0.235
983	B	4	H	4	W	128	130	294.72	9.06	0.163	5.73	0.115
983	B	4	H	4	W	147	149	297.43	11.53	0.208	5.64	0.124
983	B	4	H	5	W	17	19	298.79	9.75	0.273	6.10	0.122
983	B	4	H	5	W	36	38	299.73	11.18	0.226	5.30	0.042



Kapitel 10: Anhang

ODP-Kennung									Messwerte			
Site	Hole	Core	H	Section	W	top [cm]	bottom [cm]	Alter [kyr]	Be (Gew%)	Fehler abs	Ti (Gew%)	Fehler abs
983	A	1	H	1	W	40	42	1.53	0.000085	0.00000327	0.83	0.0061
983	A	1	H	1	W	80	82	3.05	0.000081	0.00000518	0.77	0.0024
983	A	1	H	1	W	120	122	4.58	0.000098	0.00000313	0.86	0.0106
983	A	1	H	2	W	10	12	6.11	0.000100	0.00000060	0.85	0.0185
983	A	1	H	2	W	50	52	7.64	0.000105	0.00000156	0.91	0.0036
983	A	1	H	2	W	90	92	9.16	0.000106	0.00000055	0.84	0.0161
983	A	1	H	2	W	130	132	10.69	0.000113	0.00000373	0.81	0.0084
983	A	1	H	3	W	20	22	12.40	0.000130	0.00000361	0.78	0.0197
983	A	1	H	3	W	60	62	17.07	0.000173	0.00000351	0.76	0.0064
983	A	1	H	3	W	80	82	18.77	0.000175	0.00000563	0.78	0.0138
983	A	1	H	3	W	101	103	21.38	0.000185	0.00000776	0.81	0.0201
983	A	1	H	3	W	120	122	24.13	0.000190	0.00000522	0.76	0.0115
983	A	1	H	3	W	135	137	26.29	0.000176	0.00000555	0.70	0.0124
983	A	1	H	3	W	142	144	27.30	0.000148	0.00000342	0.80	0.0146
983	A	1	H	4	W	5	6	29.18	0.000159	0.00000476	0.71	0.0034
983	A	1	H	4	W	14	15	30.36	0.000161	0.00000324	0.62	0.0099
983	A	1	H	4	W	20	21	30.85	0.000149	0.00000450	0.63	0.0158
983	A	1	H	4	W	29	30	31.60	0.000172	0.00000504	0.70	0.0122
983	A	1	H	4	W	37	38	32.26	0.000168	0.00000208	0.73	0.0135
983	A	1	H	4	W	46	47	33.01	0.000165	0.00000219	0.82	0.0152
983	A	1	H	4	W	53	54	33.70	0.000165	0.00000384	0.80	0.0110
983	A	1	H	4	W	62	63	34.76	0.000169	0.00000579	0.72	0.0096
983	A	1	H	4	W	68	69	35.47	0.000179	0.00000294	0.72	0.0086
983	A	1	H	4	W	77	78	36.54	0.000168	0.00000342	0.78	0.0119
983	A	1	H	4	W	86	87	37.60	0.000163	0.00000480	0.72	0.0040
983	A	1	H	4	W	92	93	38.32	0.000158	0.00000553	0.73	0.0209
983	A	1	H	4	W	101	102	39.38	0.000174	0.00000252	0.67	0.0108
983	A	1	H	4	W	110	111	40.45	0.000164	0.00000468	0.69	0.0079
983	A	1	H	4	W	116	117	41.16	0.000153	0.00000468	0.77	0.0172
983	A	1	H	4	W	125	126	42.22	0.000149	0.00000096	0.76	0.0069
983	A	1	H	4	W	134	135	43.29	0.000146	0.00000343	0.76	0.0128
983	A	1	H	4	W	140	141	44.00	0.000157	0.00000072	0.71	0.0200
983	A	1	H	4	W	149	150	45.01	0.000158	0.00000161	0.68	0.0043
983	A	1	H	5	W	8	9	46.00	0.000167	0.00000105	0.67	0.0149
983	A	1	H	5	W	14	15	46.67	0.000159	0.00000420	0.72	0.0118
983	A	1	H	5	W	23	24	47.66	0.000154	0.00000354	0.71	0.0037
983	A	1	H	5	W	32	33	48.66	0.000147	0.00000240	0.66	0.0176
983	A	1	H	5	W	38	39	49.32	0.000135	0.00000423	0.64	0.0129
983	A	1	H	5	W	47	48	50.32	0.000138	0.00000071	0.75	0.0073
983	A	1	H	5	W	60	61	51.76	0.000155	0.00000312	0.76	0.0198
983	A	1	H	5	W	78	79	53.75	0.000144	0.00000101	0.68	0.0105
983	A	1	H	5	W	96	97	55.75	0.000140	0.00000192	0.64	0.0095
983	A	1	H	5	W	114	115	57.74	0.000159	0.00000377	0.83	0.0100
983	C	2	H	2	W	57	58	59.86	0.000167	0.00000403	0.79	0.0162
983	C	2	H	2	W	74	75	62.44	0.000171	0.00000245	0.74	0.0182
983	C	2	H	2	W	92	93	65.18	0.000120	0.00000439	0.79	0.0121
983	C	2	H	2	W	110	111	67.85	0.000118	0.00000107	0.90	0.0099
983	C	2	H	2	W	129	131	70.10	0.000099	0.00000549	0.76	0.0123
983	C	2	H	2	W	147	149	72.23	0.000097	0.00000234	0.83	0.0148
983	C	2	H	3	W	15	17	74.37	0.000108	0.00000119	0.86	0.0164
983	C	2	H	3	W	33	35	76.50	0.000082	0.00000134	0.57	0.0049
983	C	2	H	3	W	51	53	78.63	0.000089	0.00000493	0.64	0.0052
983	C	2	H	3	W	69	71	80.77	0.000097	0.00000295	0.72	0.0149
983	C	2	H	3	W	87	89	82.90	0.000102	0.00000227	0.81	0.0148
983	C	2	H	3	W	105	107	84.53	0.000111	0.00000280	0.82	0.0088
983	C	2	H	3	W	123	125	85.91	0.000077	0.00000352	0.84	0.0101
983	C	2	H	3	W	141	143	87.29	0.000078	0.00000502	0.91	0.0237
983	C	2	H	4	W	9	11	88.67	0.000091	0.00000384	0.89	0.0337
983	C	2	H	4	W	27	29	90.06	0.000099	0.00000377	0.88	0.0140
983	B	2	H	4	W	43	45	92.20	0.000111	0.00000509	0.87	0.0277
983	B	2	H	4	W	66	68	93.97	0.000099	0.00000455	0.96	0.0327
983	B	2	H	4	W	88	90	95.76	0.000089	0.00000625	0.89	0.0302
983	B	2	H	4	W	111	113	97.67	0.000082	0.00000164	0.83	0.0351
983	B	2	H	4	W	134	136	99.57	0.000088	0.00000245	0.79	0.0331
983	B	2	H	5	W	7	9	101.48	0.000073	0.00000234	0.78	0.0217
983	B	2	H	5	W	30	32	103.39	0.000109	0.00000263	0.74	0.0059
983	B	2	H	5	W	53	55	105.30	0.000079	0.00000079	0.71	0.0099
983	B	2	H	5	W	76	78	107.84	0.000093	0.00000298	0.83	0.0033
983	B	2	H	5	W	87	89	109.19	0.000108	0.00000582	0.80	0.0272
983	B	2	H	5	W	106	108	111.52	0.000089	0.00000053	0.78	0.0047
983	B	2	H	5	W	125	127	113.85	0.000078	0.00000124	0.76	0.0228
983	B	2	H	5	W	144	146	116.17	0.000054	0.00000446	0.61	0.0207
983	B	2	H	6	W	13	15	117.72	0.000089	0.00000053	0.87	0.0122
983	B	2	H	6	W	32	34	118.41	0.000073	0.00000278	0.77	0.0277
983	B	2	H	6	W	51	53	119.10	0.000072	0.00000401	0.73	0.0220
983	B	2	H	6	W	70	72	119.78	0.000072	0.00000287	0.67	0.0080
983	B	2	H	6	W	89	91	120.47	0.000080	0.00000112	0.69	0.0097
983	B	2	H	6	W	107	109	121.11	0.000146	0.00000554	0.67	0.0161
983	B	2	H	6	W	126	128	121.80	0.000137	0.00000438	0.71	0.0128
983	B	2	H	6	W	145	147	122.49	0.000090	0.00000090	0.75	0.0150

Kapitel 10: Anhang

ODP-Kennung									Messwerte			
Site	Hole	Core	H	Section	W	top [cm]	bottom [cm]	Alter [kyr]	Be (Gew%)	Fehler abs	Ti (Gew%)	Fehler abs
983	B	2	H	7	W	14	16	123.17	0.000101	0.00000566	0.86	0.0207
983	B	2	H	7	W	33	35	123.86	0.000105	0.00000336	0.81	0.0177
983	B	2	H	7	W	52	54	124.54	0.000101	0.00000629	0.83	0.0462
983	B	3	H	1	W	0	2	132.24	0.000083	0.00000132	0.69	0.0055
983	B	3	H	1	W	9	11	133.16	0.000083	0.00000713	0.66	0.0093
983	A	2	H	6	W	10.5	11.5	133.31	0.000145	0.00001222	0.75	0.0194
983	B	3	H	1	W	23	25	134.59	0.000151	0.00001148	0.63	0.0188
983	B	3	H	1	W	37	39	136.02	0.000155	0.00000155	0.78	0.0578
983	B	3	H	1	W	54	56	137.76	0.000147	0.00000264	0.89	0.0071
983	B	3	H	1	W	71	73	139.49	0.000154	0.00000525	0.82	0.0065
983	B	3	H	1	W	87	89	141.13	0.000138	0.00000855	0.78	0.0124
983	B	3	H	1	W	104	106	143.12	0.000152	0.00000333	0.71	0.0071
983	B	3	H	1	W	121	123	145.14	0.000147	0.00000383	0.58	0.0184
983	B	3	H	1	W	137	139	147.05	0.000134	0.00000454	0.84	0.0084
983	B	3	H	2	W	0	2	148.60	0.000127	0.00000560	0.86	0.0257
983	B	3	H	2	W	21	23	151.10	0.000128	0.00000102	0.89	0.0106
983	B	3	H	2	W	38	40	153.13	0.000124	0.00000495	0.85	0.0222
983	B	3	H	2	W	54	56	155.04	0.000147	0.00000088	0.73	0.0234
983	B	3	H	2	W	71	73	157.07	0.000169	0.00000203	0.82	0.0181
983	B	3	H	2	W	88	90	159.09	0.000137	0.00000412	0.86	0.0137
983	B	3	H	2	W	104	106	161.00	0.000113	0.00000656	0.79	0.0221
983	B	3	H	2	W	121	123	163.03	0.000132	0.00000079	0.93	0.0259
983	B	3	H	2	W	138	140	165.05	0.000136	0.00000244	0.77	0.0108
983	B	3	H	3	W	5	7	167.08	0.000147	0.00000619	0.76	0.0334
983	B	3	H	3	W	21	23	168.99	0.000144	0.00000520	0.82	0.0214
983	B	3	H	3	W	38	40	171.01	0.000139	0.00000195	0.82	0.0212
983	B	3	H	3	W	55	57	173.92	0.000107	0.00000322	0.92	0.0185
983	B	3	H	3	W	71	73	176.83	0.000135	0.00000379	0.83	0.0150
983	B	3	H	3	W	88	90	179.92	0.000119	0.00000428	0.93	0.0204
983	B	3	H	3	W	96	98	181.37	0.000125	0.00000199	0.94	0.0170
983	B	3	H	3	W	104	106	182.83	0.000123	0.00000443	0.96	0.0115
983	B	3	H	3	W	112	114	184.28	0.000117	0.00000094	1.04	0.0188
983	B	3	H	3	W	120	122	185.28	0.000118	0.00000282	0.88	0.0071
983	B	3	H	3	W	129	131	185.57	0.000122	0.00000414	0.90	0.0054
983	B	3	H	3	W	140	142	185.91	0.000138	0.00000554	0.76	0.0197
983	B	3	H	4	W	0	2	186.22	0.000120	0.00000528	0.85	0.0306
983	B	3	H	4	W	9	11	186.51	0.000100	0.00000040	0.97	0.0193
983	B	3	H	4	W	21	23	186.88	0.000103	0.00000308	0.98	0.0059
983	B	3	H	4	W	42	44	187.54	0.000110	0.00000286	0.96	0.0057
983	B	3	H	4	W	52	54	187.85	0.000121	0.00000314	0.88	0.0282
983	B	3	H	4	W	62	64	188.16	0.000095	0.00000228	0.72	0.0202
983	B	3	H	4	W	73	75	188.65	0.000085	0.00000424	0.79	0.0079
983	B	3	H	4	W	83	85	189.16	0.000102	0.00000246	0.82	0.0132
983	B	3	H	4	W	93	95	189.67	0.000095	0.00000439	0.92	0.0332
983	B	3	H	4	W	115	117	190.79	0.000081	0.00000406	0.82	0.0180
983	B	3	H	4	W	137	139	191.91	0.000102	0.00000264	0.83	0.0033
983	B	3	H	5	W	9	11	193.03	0.000097	0.00000097	0.92	0.0258
983	B	3	H	5	W	28	30	194.72	0.000109	0.00000175	0.87	0.0121
983	B	3	H	5	W	47	49	196.54	0.000107	0.00000813	0.92	0.0313
983	B	3	H	5	W	66	68	198.36	0.000101	0.00000446	0.89	0.0089
983	B	3	H	5	W	85	87	200.19	0.000087	0.00000122	0.86	0.0309
983	B	3	H	5	W	104	106	202.16	0.000080	0.00000127	0.81	0.0228
983	B	3	H	5	W	123	125	204.18	0.000078	0.00001177	0.80	0.0224
983	B	3	H	5	W	142	144	206.20	0.000085	0.00000307	0.74	0.0133
983	B	3	H	6	W	11	13	208.21	0.000094	0.00000282	0.82	0.0147
983	B	3	H	6	W	33	35	210.55	0.000109	0.00000326	0.81	0.0209
983	B	3	H	6	W	54	56	212.78	0.000140	0.00000224	0.85	0.0677
983	B	3	H	6	W	76	78	215.12	0.000132	0.00000582	0.72	0.0159
983	B	3	H	6	W	89	91	218.63	0.000133	0.00001300	0.80	0.0273
983	B	3	H	6	W	94	96	220.35	0.000129	0.00000206	0.88	0.0123
983	B	3	H	6	W	100	102	222.41	0.000103	0.00000227	0.91	0.0344
983	B	3	H	6	W	111	113	225.33	0.000108	0.00000410	0.91	0.0165
983	B	3	H	7	W	0	2	227.61	0.000122	0.00000413	0.89	0.0266
983	B	3	H	7	W	37	39	229.76	0.000120	0.00000169	0.88	0.0053
983	B	3	H	7	W	75	77	231.98	0.000089	0.00000035	0.70	0.0237
983	C	3	H	6	W	8	10	234.19	0.000076	0.00000302	0.63	0.0126
983	C	3	H	6	W	45	47	236.35	0.000068	0.00000191	0.68	0.0218
983	C	3	H	6	W	83	85	238.56	0.000084	0.00000168	0.71	0.0142
983	C	3	H	6	W	109	111	240.07	0.000100	0.00000480	0.82	0.0147
983	C	3	H	6	W	122	124	241.26	0.000089	0.00000161	0.68	0.0054
983	C	3	H	6	W	138	140	242.82	0.000105	0.00000753	0.75	0.0090
983	B	4	H	1	W	145	147	244.31	0.000117	0.00000516	0.65	0.0260
983	B	4	H	2	W	10	12	246.23	0.000125	0.00000226	0.73	0.0366
983	B	4	H	2	W	25	27	248.15	0.000000	0.00000000	0.00	0.0000
983	B	4	H	2	W	40	42	250.08	0.000148	0.00000768	0.80	0.0177
983	B	4	H	2	W	56	58	252.13	0.000160	0.00000449	0.70	0.0167
983	B	4	H	2	W	71	73	254.05	0.000156	0.00000342	0.74	0.0119
983	B	4	H	2	W	87	89	256.10	0.000151	0.00000211	0.76	0.0259
983	B	4	H	2	W	102	104	258.02	0.000143	0.00000371	0.81	0.0162
983	B	4	H	2	W	117	119	259.95	0.000161	0.00000387	0.76	0.0366

Kapitel 10: Anhang

ODP-Kennung									Messwerte			
Site	Hole	Core	H	Section	W	top [cm]	bottom [cm]	Alter [kyr]	Be (Gew%)	Fehler abs	Ti (Gew%)	Fehler abs
983	B	4	H	2	W	132	134	261.87	0.000181	0.00000578	0.73	0.0088
983	B	4	H	2	W	148	150	263.92	0.000154	0.00000154	0.74	0.0119
983	B	4	H	3	W	13	15	265.84	0.000155	0.00000962	0.80	0.0191
983	B	4	H	3	W	29	31	267.89	0.000158	0.00000378	0.51	0.0122
983	B	4	H	3	W	44	46	269.82	0.000146	0.00000349	0.80	0.0112
983	B	4	H	3	W	59	61	271.74	0.000159	0.00000477	0.78	0.0094
983	B	4	H	3	W	75	77	273.79	0.000172	0.00000379	0.65	0.0169
983	B	4	H	3	W	90	92	275.71	0.000000	0.00000000	0.00	0.0000
983	B	4	H	3	W	105	107	277.06	0.000155	0.00000373	0.72	0.0057
983	B	4	H	3	W	121	123	278.46	0.000120	0.00000551	0.85	0.0085
983	B	4	H	3	W	136	138	279.78	0.000102	0.00000163	0.74	0.0193
983	B	4	H	4	W	1	3	281.09	0.000102	0.00000389	0.87	0.0191
983	B	4	H	4	W	17	19	282.49	0.000102	0.00000122	0.71	0.0086
983	B	4	H	4	W	32	34	283.80	0.000098	0.00000293	0.70	0.0266
983	B	4	H	4	W	47	49	285.11	0.000102	0.00000264	0.75	0.0105
983	B	4	H	4	W	63	65	286.51	0.000000	0.00000000	0.00	0.0000
983	B	4	H	4	W	77	79	287.73	0.000103	0.00000186	0.84	0.0252
983	B	4	H	4	W	88	90	289.02	0.000114	0.00000228	0.80	0.0382
983	B	4	H	4	W	99	101	290.59	0.000123	0.00000393	0.88	0.0211
983	B	4	H	4	W	110	112	292.16	0.000121	0.00000194	0.78	0.0173
983	B	4	H	4	W	128	130	294.72	0.000116	0.00000186	0.89	0.0268
983	B	4	H	4	W	147	149	297.43	0.000104	0.00000375	0.90	0.0108
983	B	4	H	5	W	17	19	298.79	0.000123	0.00000343	0.94	0.0151
983	B	4	H	5	W	36	38	299.73	0.000103	0.00000123	0.90	0.0144



Kapitel 10: Anhang

ODP-Kennung									Messwerte			
Site	Hole	Core	H	Section	W	top [cm]	bottom [cm]	Alter [ka]	Fe [Gew%]	Fehler abs	Mn [Gew%]	Fehler abs
983	A	1	H	1	W	40	42	1.53	4.55	0.055	0.08	0.0013
983	A	1	H	1	W	80	82	3.05	4.26	0.067	0.08	0.0014
983	A	1	H	1	W	120	122	4.58	4.64	0.088	0.08	0.0018
983	A	1	H	2	W	10	12	6.11	4.54	0.013	0.09	0.0003
983	A	1	H	2	W	50	52	7.64	4.86	0.113	0.09	0.0022
983	A	1	H	2	W	90	92	9.16	4.74	0.012	0.10	0.0001
983	A	1	H	2	W	130	132	10.69	4.68	0.055	0.10	0.0011
983	A	1	H	3	W	20	22	12.40	4.48	0.057	0.09	0.0014
983	A	1	H	3	W	60	62	17.07	5.15	0.106	0.08	0.0021
983	A	1	H	3	W	80	82	18.77	4.99	0.123	0.09	0.0022
983	A	1	H	3	W	101	103	21.38	5.04	0.033	0.11	0.0011
983	A	1	H	3	W	120	122	24.13	4.89	0.100	0.09	0.0018
983	A	1	H	3	W	135	137	26.29	4.62	0.117	0.10	0.0026
983	A	1	H	3	W	142	144	27.30	4.71	0.005	0.12	0.0002
983	A	1	H	4	W	5	6	29.18	4.49	0.036	0.10	0.0008
983	A	1	H	4	W	14	15	30.36	4.09	0.088	0.08	0.0020
983	A	1	H	4	W	20	21	30.85	4.17	0.067	0.12	0.0025
983	A	1	H	4	W	29	30	31.60	4.51	0.058	0.12	0.0018
983	A	1	H	4	W	37	38	32.26	5.15	0.055	0.10	0.0010
983	A	1	H	4	W	46	47	33.01	5.50	0.120	0.10	0.0021
983	A	1	H	4	W	53	54	33.70	5.52	0.026	0.10	0.0005
983	A	1	H	4	W	62	63	34.76	4.63	0.135	0.09	0.0027
983	A	1	H	4	W	68	69	35.47	4.49	0.112	0.10	0.0025
983	A	1	H	4	W	77	78	36.54	4.60	0.069	0.10	0.0013
983	A	1	H	4	W	86	87	37.60	4.44	0.073	0.09	0.0015
983	A	1	H	4	W	92	93	38.32	4.63	0.056	0.10	0.0012
983	A	1	H	4	W	101	102	39.38	4.16	0.112	0.08	0.0021
983	A	1	H	4	W	110	111	40.45	4.48	0.066	0.08	0.0016
983	A	1	H	4	W	116	117	41.16	4.94	0.038	0.09	0.0006
983	A	1	H	4	W	125	126	42.22	4.79	0.046	0.09	0.0010
983	A	1	H	4	W	134	135	43.29	4.67	0.100	0.09	0.0021
983	A	1	H	4	W	140	141	44.00	4.57	0.017	0.09	0.0004
983	A	1	H	4	W	149	150	45.01	4.53	0.060	0.09	0.0012
983	A	1	H	5	W	8	9	46.00	4.51	0.069	0.08	0.0012
983	A	1	H	5	W	14	15	46.67	4.84	0.086	0.08	0.0013
983	A	1	H	5	W	23	24	47.66	4.85	0.037	0.09	0.0007
983	A	1	H	5	W	32	33	48.66	4.41	0.100	0.09	0.0022
983	A	1	H	5	W	38	39	49.32	3.96	0.043	0.10	0.0008
983	A	1	H	5	W	47	48	50.32	4.40	0.072	0.10	0.0018
983	A	1	H	5	W	60	61	51.76	4.88	0.026	0.10	0.0007
983	A	1	H	5	W	78	79	53.75	4.29	0.058	0.09	0.0010
983	A	1	H	5	W	96	97	55.75	4.12	0.022	0.10	0.0010
983	A	1	H	5	W	114	115	57.74	5.36	0.097	0.09	0.0014
983	C	2	H	2	W	57	58	59.86	5.06	0.025	0.07	0.0003
983	C	2	H	2	W	74	75	62.44	4.88	0.073	0.07	0.0009
983	C	2	H	2	W	92	93	65.18	4.95	0.101	0.09	0.0018
983	C	2	H	2	W	110	111	67.85	5.26	0.052	0.09	0.0011
983	C	2	H	2	W	129	131	70.10	4.69	0.174	0.10	0.0041
983	C	2	H	2	W	147	149	72.23	4.94	0.047	0.10	0.0009
983	C	2	H	3	W	15	17	74.37	5.35	0.049	0.10	0.0007
983	C	2	H	3	W	33	35	76.50	3.57	0.052	0.10	0.0016
983	C	2	H	3	W	51	53	78.63	3.53	0.061	0.11	0.0018
983	C	2	H	3	W	69	71	80.77	3.97	0.015	0.11	0.0005
983	C	2	H	3	W	87	89	82.90	4.30	0.030	0.10	0.0007
983	C	2	H	3	W	105	107	84.53	4.66	0.027	0.09	0.0002
983	C	2	H	3	W	123	125	85.91	5.36	0.107	0.10	0.0020
983	C	2	H	3	W	141	143	87.29	6.45	0.219	0.09	0.0023
983	C	2	H	4	W	9	11	88.67	6.10	0.244	0.09	0.0032
983	C	2	H	4	W	27	29	90.06	6.52	0.117	0.09	0.0015
983	B	2	H	4	W	43	45	92.20	6.82	0.068	0.11	0.0009
983	B	2	H	4	W	66	68	93.97	6.45	0.193	0.11	0.0031
983	B	2	H	4	W	88	90	95.76	5.85	0.199	0.11	0.0032
983	B	2	H	4	W	111	113	97.67	5.82	0.221	0.13	0.0043
983	B	2	H	4	W	134	136	99.57	5.29	0.053	0.11	0.0009
983	B	2	H	5	W	7	9	101.48	4.86	0.068	0.11	0.0013
983	B	2	H	5	W	30	32	103.39	5.57	0.089	0.10	0.0016
983	B	2	H	5	W	53	55	105.30	4.72	0.094	0.12	0.0027
983	B	2	H	5	W	76	78	107.84	5.64	0.113	0.10	0.0019
983	B	2	H	5	W	87	89	109.19	5.90	0.142	0.10	0.0020
983	B	2	H	5	W	106	108	111.52	5.14	0.051	0.12	0.0012
983	B	2	H	5	W	125	127	113.85	5.72	0.183	0.12	0.0034
983	B	2	H	5	W	144	146	116.17	4.20	0.076	0.08	0.0014
983	B	2	H	6	W	13	15	117.72	5.60	0.224	0.12	0.0044
983	B	2	H	6	W	32	34	118.41	5.05	0.051	0.11	0.0009
983	B	2	H	6	W	51	53	119.10	4.59	0.174	0.12	0.0042
983	B	2	H	6	W	70	72	119.78	4.17	0.142	0.11	0.0034
983	B	2	H	6	W	89	91	120.47	4.29	0.052	0.13	0.0011
983	B	2	H	6	W	107	109	121.11	5.56	0.089	0.08	0.0008
983	B	2	H	6	W	126	128	121.80	5.89	0.130	0.10	0.0020
983	B	2	H	6	W	145	147	122.49	5.04	0.192	0.09	0.0032

Kapitel 10: Anhang

ODP-Kennung									Messwerte			
Site	Hole	Core	H	Section	W	top [cm]	bottom [cm]	Alter [ka]	Fe [Gew%]	Fehler abs	Mn [Gew%]	Fehler abs
983	B	2	H	7	W	14	16	123.17	5.65	0.102	0.10	0.0016
983	B	2	H	7	W	33	35	123.86	5.26	0.053	0.09	0.0009
983	B	2	H	7	W	52	54	124.54	5.39	0.129	0.10	0.0022
983	B	3	H	1	W	0	2	132.24	4.55	0.036	0.11	0.0008
983	B	3	H	1	W	9	11	133.16	4.15	0.017	0.11	0.0007
983	A	2	H	6	W	10.5	11.5	133.31	6.27	0.188	0.10	0.0024
983	B	3	H	1	W	23	25	134.59	4.76	0.095	0.09	0.0015
983	B	3	H	1	W	37	39	136.02	5.95	0.119	0.09	0.0018
983	B	3	H	1	W	54	56	137.76	6.63	0.212	0.10	0.0031
983	B	3	H	1	W	71	73	139.49	5.88	0.035	0.09	0.0005
983	B	3	H	1	W	87	89	141.13	5.51	0.154	0.10	0.0022
983	B	3	H	1	W	104	106	143.12	5.27	0.169	0.08	0.0020
983	B	3	H	1	W	121	123	145.14	4.39	0.079	0.06	0.0009
983	B	3	H	1	W	137	139	147.05	6.25	0.075	0.09	0.0007
983	B	3	H	2	W	0	2	148.60	6.33	0.013	0.09	0.0006
983	B	3	H	2	W	21	23	151.10	6.86	0.041	0.10	0.0004
983	B	3	H	2	W	38	40	153.13	6.46	0.168	0.10	0.0024
983	B	3	H	2	W	54	56	155.04	5.60	0.213	0.10	0.0032
983	B	3	H	2	W	71	73	157.07	5.96	0.036	0.10	0.0002
983	B	3	H	2	W	88	90	159.09	5.93	0.107	0.12	0.0017
983	B	3	H	2	W	104	106	161.00	5.63	0.113	0.11	0.0020
983	B	3	H	2	W	121	123	163.03	6.99	0.196	0.09	0.0024
983	B	3	H	2	W	138	140	165.05	6.30	0.151	0.09	0.0020
983	B	3	H	3	W	5	7	167.08	5.66	0.249	0.08	0.0031
983	B	3	H	3	W	21	23	168.99	6.49	0.078	0.07	0.0009
983	B	3	H	3	W	38	40	171.01	5.84	0.070	0.08	0.0005
983	B	3	H	3	W	55	57	173.92	6.51	0.104	0.10	0.0013
983	B	3	H	3	W	71	73	176.83	6.76	0.054	0.09	0.0009
983	B	3	H	3	W	88	90	179.92	7.06	0.339	0.10	0.0042
983	B	3	H	3	W	96	98	181.37	7.37	0.221	0.10	0.0027
983	B	3	H	3	W	104	106	182.83	6.84	0.041	0.10	0.0004
983	B	3	H	3	W	112	114	184.28	7.82	0.031	0.11	0.0005
983	B	3	H	3	W	120	122	185.28	6.18	0.074	0.09	0.0007
983	B	3	H	3	W	129	131	185.57	6.71	0.121	0.09	0.0015
983	B	3	H	3	W	140	142	185.91	5.75	0.161	0.09	0.0025
983	B	3	H	4	W	0	2	186.22	6.09	0.037	0.10	0.0006
983	B	3	H	4	W	9	11	186.51	6.85	0.096	0.11	0.0013
983	B	3	H	4	W	21	23	186.88	7.38	0.266	0.11	0.0035
983	B	3	H	4	W	42	44	187.54	6.41	0.090	0.10	0.0015
983	B	3	H	4	W	52	54	187.85	6.36	0.064	0.10	0.0012
983	B	3	H	4	W	62	64	188.16	4.91	0.059	0.15	0.0017
983	B	3	H	4	W	73	75	188.65	5.21	0.146	0.17	0.0021
983	B	3	H	4	W	83	85	189.16	6.05	0.073	0.14	0.0016
983	B	3	H	4	W	93	95	189.67	6.55	0.170	0.12	0.0031
983	B	3	H	4	W	115	117	190.79	5.38	0.108	0.15	0.0028
983	B	3	H	4	W	137	139	191.91	5.12	0.031	0.13	0.0013
983	B	3	H	5	W	9	11	193.03	6.06	0.145	0.11	0.0026
983	B	3	H	5	W	28	30	194.72	6.13	0.049	0.09	0.0005
983	B	3	H	5	W	47	49	196.54	6.90	0.538	0.10	0.0060
983	B	3	H	5	W	66	68	198.36	6.17	0.086	0.12	0.0014
983	B	3	H	5	W	85	87	200.19	5.53	0.696	0.12	0.0128
983	B	3	H	5	W	104	106	202.16	5.60	0.134	0.13	0.0025
983	B	3	H	5	W	123	125	204.18	5.17	0.072	0.13	0.0021
983	B	3	H	5	W	142	144	206.20	5.02	0.060	0.12	0.0014
983	B	3	H	6	W	11	13	208.21	5.45	0.163	0.11	0.0029
983	B	3	H	6	W	33	35	210.55	5.40	0.270	0.10	0.0045
983	B	3	H	6	W	54	56	212.78	6.30	0.365	0.09	0.0049
983	B	3	H	6	W	76	78	215.12	4.94	0.109	0.08	0.0013
983	B	3	H	6	W	89	91	218.63	5.88	0.376	0.08	0.0049
983	B	3	H	6	W	94	96	220.35	6.43	0.090	0.09	0.0013
983	B	3	H	6	W	100	102	222.41	6.79	0.231	0.10	0.0027
983	B	3	H	6	W	111	113	225.33	7.27	0.029	0.10	0.0004
983	B	3	H	7	W	0	2	227.61	6.05	0.097	0.10	0.0020
983	B	3	H	7	W	37	39	229.76	6.40	0.038	0.10	0.0004
983	B	3	H	7	W	75	77	231.98	4.74	0.152	0.13	0.0036
983	C	3	H	6	W	8	10	234.19	4.51	0.054	0.14	0.0016
983	C	3	H	6	W	45	47	236.35	4.43	0.098	0.14	0.0028
983	C	3	H	6	W	83	85	238.56	5.27	0.084	0.11	0.0015
983	C	3	H	6	W	109	111	240.07	5.62	0.101	0.09	0.0017
983	C	3	H	6	W	122	124	241.26	5.00	0.070	0.08	0.0011
983	C	3	H	6	W	138	140	242.82	5.24	0.094	0.09	0.0015
983	B	4	H	1	W	145	147	244.31	4.92	0.138	0.08	0.0022
983	B	4	H	2	W	10	12	246.23	6.24	0.237	0.08	0.0025
983	B	4	H	2	W	25	27	248.15	0.00	0.000	0.00	0.0000
983	B	4	H	2	W	40	42	250.08	6.48	0.091	0.09	0.0002
983	B	4	H	2	W	56	58	252.13	5.53	0.144	0.09	0.0009
983	B	4	H	2	W	71	73	254.05	6.04	0.085	0.08	0.0017
983	B	4	H	2	W	87	89	256.10	5.92	0.024	0.09	0.0019
983	B	4	H	2	W	102	104	258.02	6.48	0.091	0.10	0.0012
983	B	4	H	2	W	117	119	259.95	6.28	0.075	0.08	0.0050



Kapitel 10: Anhang

ODP-Kennung									Messwerte			
Site	Hole	Core	H	Section	W	top [cm]	bottom [cm]	Alter [ka]	Fe [Gew%]	Fehler abs	Mn [Gew%]	Fehler abs
983	B	4	H	2	W	132	134	261.87	6.10	0.134	0.07	0.0016
983	B	4	H	2	W	148	150	263.92	5.98	0.120	0.09	0.0014
983	B	4	H	3	W	13	15	265.84	5.96	0.083	0.10	0.0033
983	B	4	H	3	W	29	31	267.89	4.23	0.051	0.10	0.0012
983	B	4	H	3	W	44	46	269.82	6.51	0.065	0.09	0.0013
983	B	4	H	3	W	59	61	271.74	6.22	0.112	0.10	0.0006
983	B	4	H	3	W	75	77	273.79	5.37	0.172	0.07	0.0015
983	B	4	H	3	W	90	92	275.71	0.00	0.000	0.00	0.0000
983	B	4	H	3	W	105	107	277.06	5.64	0.124	0.09	0.0000
983	B	4	H	3	W	121	123	278.46	6.56	0.131	0.11	0.0027
983	B	4	H	3	W	136	138	279.78	6.16	0.111	0.13	0.0005
983	B	4	H	4	W	1	3	281.09	4.97	0.079	0.13	0.0037
983	B	4	H	4	W	17	19	282.49	5.25	0.168	0.15	0.0024
983	B	4	H	4	W	32	34	283.80	5.13	0.133	0.15	0.0047
983	B	4	H	4	W	47	49	285.11	5.34	0.043	0.13	0.0024
983	B	4	H	4	W	63	65	286.51	0.00	0.000	0.00	0.0000
983	B	4	H	4	W	77	79	287.73	5.85	0.187	0.10	0.0019
983	B	4	H	4	W	88	90	289.02	5.90	0.307	0.10	0.0018
983	B	4	H	4	W	99	101	290.59	6.60	0.145	0.10	0.0017
983	B	4	H	4	W	110	112	292.16	6.22	0.274	0.09	0.0024
983	B	4	H	4	W	128	130	294.72	6.89	0.069	0.11	0.0030
983	B	4	H	4	W	147	149	297.43	6.47	0.116	0.12	0.0020
983	B	4	H	5	W	17	19	298.79	6.60	0.145	0.12	0.0021
983	B	4	H	5	W	36	38	299.73	6.94	0.014	0.12	0.0007



Kapitel 10: Anhang

C.2 ODP-Site 1063

C.2.1 Uran/Thorium Daten

ODP-Kennung									Messwerte			
Site	Hole	Core	H	Section	W	top [cm]	bottom [cm]	Alter [ka]	Akt. <sup>234</sup> U [dpm/g]	Fehler [abs.]	Akt. U238 [dpm/g]	Fehler [abs.]
1063	A	1	H	1	W	3	5	2.57	1.25	0.190	1.24	0.070
1063	A	1	H	1	W	15	17	9.69	1.22	0.080	1.15	0.060
1063	A	1	H	1	W	60	62	10.50	1.70	0.160	1.52	0.130
1063	A	1	H	1	W	120	122	11.58	1.10	0.100	0.98	0.070
1063	B	1	H	2	W	10	12	12.65	2.59	0.100	2.55	0.090
1063	B	1	H	2	W	70	72	13.73	1.81	0.190	2.17	0.180
1063	B	1	H	2	W	90	92	14.09	2.16	0.022	2.13	0.010
1063	B	1	H	2	W	110	112	14.45	1.92	0.006	2.00	0.004
1063	B	1	H	2	W	130	132	14.81	2.25	0.210	2.39	0.130
1063	B	1	H	3	W	5	7	15.26	1.90	0.006	1.96	0.004
1063	B	1	H	3	W	20	22	15.53	1.84	0.006	1.94	0.004
1063	B	1	H	3	W	40	42	15.89	1.68	0.005	1.79	0.004
1063	B	1	H	3	W	60	62	16.25	1.68	0.006	1.83	0.004
1063	B	1	H	3	W	80	82	16.60	1.62	0.005	1.72	0.004
1063	B	1	H	3	W	100	102	16.96	1.94	0.100	1.85	0.090
1063	B	1	H	3	W	120	122	17.32	1.71	0.006	1.85	0.004
1063	B	1	H	3	W	140	142	17.68	1.69	0.006	1.80	0.004
1063	B	1	H	4	W	30	32	18.40	1.70	0.005	1.81	0.004
1063	B	1	H	4	W	50	52	18.76	1.70	0.005	1.85	0.004
1063	B	1	H	4	W	70	72	19.12	1.72	0.100	1.94	0.100
1063	B	1	H	4	W	90	92	19.48	1.60	0.006	1.75	0.004
1063	B	1	H	4	W	110	112	19.84	1.67	0.005	1.84	0.004
1063	B	1	H	4	W	130	132	20.20	1.79	0.190	1.73	0.160
1063	B	1	H	5	W	40	42	21.27	1.98	0.120	2.07	0.100
1063	B	1	H	5	W	100	102	22.35	2.54	0.280	2.82	0.160
1063	D	2	H	3	W	110	112	23.27	1.95	0.110	1.95	0.100
1063	D	2	H	4	W	140	142	25.83	1.75	0.080	1.89	0.080
1063	D	2	H	5	W	24	26	26.29	1.72	0.006	1.95	0.004
1063	D	2	H	5	W	40	42	26.54	1.50	0.005	1.73	0.004
1063	D	2	H	5	W	56	58	26.78	1.70	0.007	1.96	0.004
1063	D	2	H	5	W	74	76	27.00	1.78	0.008	1.97	0.004
1063	D	2	H	5	W	90	92	27.25	1.64	0.006	1.86	0.004
1063	D	2	H	5	W	107	109	27.49	1.60	0.007	1.75	0.004
1063	D	2	H	5	W	124	126	27.72	1.51	0.006	1.63	0.003
1063	D	2	H	5	W	140	142	27.96	1.58	0.005	1.74	0.004
1063	D	2	H	6	W	6	8	28.20	1.49	0.007	1.70	0.004
1063	D	2	H	6	W	24	26	28.43	1.64	0.006	1.87	0.004
1063	D	2	H	6	W	40	42	28.67	1.58	0.006	1.83	0.004
1063	D	2	H	6	W	56	58	28.91	1.70	0.006	1.83	0.004
1063	D	2	H	6	W	74	76	29.14	1.71	0.005	1.81	0.004
1063	D	2	H	6	W	109	111	29.62	1.95	0.006	1.96	0.004
1063	D	2	H	6	W	124	126	29.85	1.69	0.005	1.73	0.004
1063	D	2	H	6	W	140	142	30.09	2.10	0.290	2.12	0.110
1063	D	2	H	7	W	6	8	30.31	1.50	0.005	1.60	0.003
1063	D	2	H	7	W	21	23	30.53	1.42	0.004	1.56	0.003
1063	D	2	H	7	W	35	37	30.75	1.46	0.004	1.56	0.003
1063	D	2	H	7	W	54	56	30.98	1.48	0.005	1.59	0.003
1063	D	3	H	1	W	124	126	31.20	1.45	0.005	1.53	0.003
1063	D	3	H	1	W	140	142	31.42	1.98	0.240	2.06	0.150
1063	D	3	H	2	W	9	11	31.66	1.53	0.005	1.63	0.003
1063	D	3	H	2	W	24	26	31.89	1.52	0.005	1.61	0.003
1063	D	3	H	2	W	40	42	32.13	1.47	0.005	1.55	0.003
1063	D	3	H	2	W	56	58	32.37	1.50	0.005	1.59	0.003
1063	D	3	H	2	W	74	76	32.60	1.54	0.005	1.63	0.003
1063	D	3	H	2	W	105	107	33.06	1.68	0.005	1.78	0.004
1063	D	3	H	2	W	121	123	33.31	1.55	0.005	1.63	0.003
1063	D	3	H	2	W	140	142	33.55	1.56	0.005	1.61	0.003
1063	D	3	H	3	W	6	8	33.79	1.52	0.005	1.62	0.003
1063	D	3	H	3	W	40	42	34.26	1.39	0.005	1.44	0.003
1063	D	3	H	3	W	70	72	34.69	1.58	0.080	1.65	0.080
1063	D	3	H	3	W	100	102	35.11	1.72	0.120	1.69	0.110
1063	D	3	H	3	W	130	132	35.85	0.70	0.003	0.72	0.002
1063	D	3	H	4	W	10	12	36.66	1.76	0.080	1.76	0.070
1063	D	3	H	4	W	40	42	37.47	1.89	0.150	1.62	0.090
1063	D	3	H	4	W	70	72	38.28	1.31	0.100	1.52	0.100
1063	D	3	H	4	W	100	102	39.09	1.65	0.090	1.93	0.090
1063	D	3	H	4	W	130	132	39.90	2.32	0.130	1.95	0.140
1063	D	3	H	5	W	10	12	40.71	1.05	0.004	1.09	0.002
1063	D	3	H	5	W	40	42	41.52	2.29	0.310	2.00	0.220
1063	D	3	H	5	W	70	72	42.33	1.05	0.004	1.10	0.002
1063	D	3	H	5	W	100	102	43.14	1.49	0.110	1.38	0.080
1063	D	3	H	5	W	130	132	43.95	1.75	0.110	1.59	0.090
1063	D	3	H	6	W	10	12	44.76	1.72	0.140	1.61	0.160
1063	D	3	H	6	W	40	42	45.57	1.00	0.004	0.99	0.002

## Kapitel 10: Anhang

ODP-Kennung									Messwerte			
Site	Hole	Core	H	Section	W	top [cm]	bottom [cm]	Alter [ka]	Akt. <sup>234</sup> U [dpm/g]	Fehler [abs.]	Akt. U238 [dpm/g]	Fehler [abs.]
1063	D	3	H	6	W	100	102	47.19	1.72	0.060	1.72	0.050
1063	C	3	H	5	W	10	12	48.00	0.99	0.004	1.01	0.002
1063	C	3	H	5	W	40	42	48.81	1.46	0.080	1.35	0.070
1063	C	3	H	5	W	70	72	49.62	1.20	0.004	1.25	0.003
1063	C	3	H	5	W	100	102	50.43	0.93	0.004	0.96	0.002
1063	C	3	H	5	W	130	132	51.24	1.63	0.006	1.64	0.003
1063	C	3	H	6	W	10	12	52.05	1.74	0.300	1.83	0.160
1063	C	3	H	6	W	65	67	53.53	1.55	0.006	1.64	0.004
1063	C	4	H	1	W	15	17	58.19	1.93	0.160	1.90	0.160
1063	C	4	H	1	W	55	57	59.78	2.28	0.250	2.31	0.290
1063	C	4	H	1	W	95	97	61.36	1.53	0.006	1.61	0.003
1063	C	4	H	1	W	135	137	62.95	1.79	0.420	1.83	0.380
1063	C	4	H	2	W	25	27	64.54	1.54	0.005	1.57	0.003
1063	C	4	H	2	W	65	67	66.12	1.09	0.004	1.12	0.002
1063	C	4	H	2	W	105	107	67.71	1.60	0.180	1.60	0.150
1063	C	4	H	2	W	145	147	69.30	1.49	0.005	1.52	0.003
1063	C	4	H	3	W	35	37	70.88	1.34	0.005	1.35	0.003
1063	C	4	H	3	W	75	77	72.66	1.26	0.090	1.16	0.080
1063	C	4	H	4	W	45	47	78.15	1.60	0.170	1.41	0.150
1063	C	4	H	4	W	95	97	80.43	2.20	0.008	2.20	0.005
1063	C	4	H	4	W	135	137	82.26	1.07	0.005	1.08	0.002
1063	C	4	H	5	W	35	37	87.75	1.81	0.220	1.70	0.140
1063	C	4	H	5	W	75	77	92.29	1.78	0.006	1.85	0.004
1063	C	4	H	5	W	115	117	95.32	1.70	0.006	1.71	0.004
1063	C	4	H	6	W	5	7	97.43	1.42	0.090	1.54	0.080
1063	C	4	H	6	W	75	77	101.13	1.22	0.005	1.21	0.003
1063	C	4	H	6	W	115	117	103.24	0.78	0.003	0.82	0.002
1063	D	5	H	1	W	12.0	14.0	106.00	0.79	0.003	0.83	0.002
1063	D	5	H	1	W	53.0	55.0	109.00	1.45	0.005	1.47	0.003
1063	D	5	H	1	W	93.0	95.0	112.00	1.53	0.006	1.56	0.003
1063	D	5	H	1	W	133.0	135.0	115.00	1.40	0.005	1.41	0.003
1063	D	5	H	2	W	15.0	17.0	118.00	1.16	0.004	1.23	0.003
1063	D	5	H	2	W	47.0	49.0	121.00	1.29	0.004	1.31	0.003
1063	D	5	H	2	W	78.0	80.0	124.00	1.07	0.004	1.15	0.002
1063	D	5	H	2	W	110.0	112.0	127.00	0.98	0.005	0.97	0.002
1063	D	5	H	3	W	18.0	20.0	130.00	1.69	0.006	1.73	0.004
1063	D	5	H	3	W	79.0	81.0	133.00	1.81	0.006	1.82	0.004
1063	D	5	H	3	W	139.0	141.0	136.00	1.69	0.006	1.70	0.004
1063	D	5	H	4	W	60.0	62.0	139.00	1.52	0.006	1.60	0.003
1063	D	5	H	4	W	131.0	133.0	142.00	1.73	0.006	1.74	0.004
1063	D	5	H	5	W	81.0	83.0	145.00	1.62	0.005	1.73	0.004
1063	D	5	H	6	W	30.0	32.0	148.00	1.86	0.006	1.89	0.004
1063	D	5	H	7	W	5.0	7.0	151.00	1.75	0.005	1.86	0.004
1063	B	5	H	3	W	93.0	95.0	154.00	1.52	0.006	1.60	0.003
1063	D	6	H	1	W	90.0	92.0	157.00	1.72	0.007	1.78	0.004
1063	D	6	H	2	W	84.0	86.0	160.00	1.53	0.005	1.57	0.003
1063	D	6	H	3	W	53.0	55.0	163.00	1.45	0.005	1.49	0.003
1063	D	6	H	3	W	125.0	127.0	166.00	1.39	0.005	1.47	0.003
1063	D	6	H	4	W	47.0	49.0	169.00	1.37	0.005	1.37	0.003
1063	D	6	H	4	W	119.0	121.0	172.00	1.17	0.004	1.23	0.003
1063	D	6	H	5	W	41.0	43.0	175.00	1.26	0.004	1.26	0.003
1063	D	6	H	5	W	98.0	100.0	178.00	1.39	0.005	1.39	0.003
1063	D	6	H	6	W	5.0	7.0	181.00	1.26	0.004	1.34	0.003
1063	D	6	H	6	W	60.0	62.0	184.00	1.25	0.004	1.31	0.003
1063	D	6	H	6	W	114.0	116.0	187.00	1.40	0.005	1.39	0.003
1063	D	6	H	6	W	145.0	147.0	190.00	1.32	0.005	1.35	0.003
1063	D	6	H	7	W	29.0	31.0	193.00	1.37	0.004	1.38	0.003
1063	B	6	H	3	W	5.0	7.0	196.00	1.30	0.005	1.36	0.003
1063	B	6	H	3	W	35.0	37.0	199.00	1.21	0.004	1.23	0.003
1063	B	6	H	3	W	68.0	70.0	202.00	1.23	0.004	1.22	0.003
1063	B	6	H	3	W	100.0	102.0	205.00	1.52	0.006	1.49	0.003
1063	C	7	H	1	W	35.0	37.0	208.00	1.38	0.005	1.48	0.003
1063	C	7	H	1	W	73.0	75.0	211.00	1.40	0.005	1.43	0.003
1063	C	7	H	1	W	111.0	113.0	214.00	1.29	0.004	1.23	0.003
1063	C	7	H	1	W	145.0	147.0	217.00	0.92	0.004	0.88	0.002
1063	C	7	H	2	W	38.0	40.0	220.00	0.65	0.003	0.63	0.001
1063	C	7	H	2	W	78.0	80.0	223.00	1.53	0.005	1.52	0.003
1063	C	7	H	2	W	118.0	120.0	226.00	2.76	0.010	2.75	0.006
1063	C	7	H	3	W	7.0	9.0	229.00	1.37	0.005	1.31	0.003
1063	C	7	H	3	W	51.0	53.0	232.00	1.40	0.006	1.40	0.003
1063	C	7	H	3	W	97.0	99.0	235.00	1.47	0.005	1.53	0.003
1063	C	7	H	3	W	143.0	145.0	238.00	1.01	0.004	1.01	0.002
1063	C	7	H	4	W	39.0	41.0	241.00	0.88	0.003	0.89	0.002
1063	C	7	H	4	W	85.0	87.0	244.00	1.82	0.006	1.73	0.004
1063	C	7	H	4	W	130.0	132.0	247.00	1.42	0.005	1.45	0.003
1063	C	7	H	5	W	25	27	250.00	1.50	0.006	1.58	0.003
1063	C	7	H	5	W	70	72	253.00	1.45	0.005	1.48	0.003
1063	C	7	H	5	W	114	116	256.00	1.27	0.004	1.35	0.003
1063	C	7	H	6	W	54	56	262.00	1.32	0.005	1.31	0.003

Kapitel 10: Anhang

ODP-Kennung									Messwerte			
Site	Hole	Core	H	Section	W	top [cm]	bottom [cm]	Alter [ka]	Akt. <sup>230</sup> Th [dpm/g]	Fehler [abs.]	Akt. <sup>232</sup> Th [dpm/g]	Fehler [abs.]
1063	A	1	H	1	W	3	5	2.57	6.79	0.300	1.88	0.120
1063	A	1	H	1	W	15	17	9.69	7.29	0.340	2.15	0.140
1063	A	1	H	1	W	60	62	10.50	5.42	0.900	3.02	0.520
1063	A	1	H	1	W	120	122	11.58	6.16	0.610	2.23	0.230
1063	B	1	H	2	W	10	12	12.65	5.55	0.650	3.41	0.420
1063	B	1	H	2	W	70	72	13.73	4.95	0.610	2.27	0.340
1063	B	1	H	2	W	90	92	14.09	3.42	0.097	2.00	0.056
1063	B	1	H	2	W	110	112	14.45	4.31	0.017	2.57	0.010
1063	B	1	H	2	W	130	132	14.81	5.35	0.940	3.28	0.550
1063	B	1	H	3	W	5	7	15.26	4.16	0.016	2.44	0.009
1063	B	1	H	3	W	20	22	15.53	3.87	0.018	2.74	0.012
1063	B	1	H	3	W	40	42	15.89	4.39	0.020	2.65	0.010
1063	B	1	H	3	W	60	62	16.25	3.88	0.019	2.79	0.011
1063	B	1	H	3	W	80	82	16.60	4.33	0.023	2.69	0.011
1063	B	1	H	3	W	100	102	16.96	3.89	0.260	3.72	0.260
1063	B	1	H	3	W	120	122	17.32	4.29	0.021	2.72	0.010
1063	B	1	H	3	W	140	142	17.68	3.67	0.015	2.32	0.009
1063	B	1	H	4	W	10	12	18.04	4.07	0.550	2.88	0.400
1063	B	1	H	4	W	30	32	18.40	3.66	0.016	2.18	0.008
1063	B	1	H	4	W	50	52	18.76	3.72	0.017	2.71	0.011
1063	B	1	H	4	W	70	72	19.12	2.85	0.230	2.05	0.190
1063	B	1	H	4	W	90	92	19.48	4.07	0.018	2.71	0.010
1063	B	1	H	4	W	110	112	19.84	3.40	0.014	2.31	0.009
1063	B	1	H	4	W	130	132	20.20	3.52	0.470	2.68	0.370
1063	B	1	H	5	W	40	42	21.27	3.25	0.190	2.91	0.170
1063	B	1	H	5	W	100	102	22.35	3.50	0.240	3.91	0.270
1063	D	2	H	3	W	110	112	23.27	3.35	0.260	3.29	0.250
1063	D	2	H	4	W	140	142	25.83	3.24	0.150	3.18	0.140
1063	D	2	H	5	W	24	26	26.29	2.52	0.013	2.93	0.012
1063	D	2	H	5	W	40	42	26.54	2.97	0.015	2.62	0.010
1063	D	2	H	5	W	56	58	26.78	3.39	0.017	2.98	0.011
1063	D	2	H	5	W	74	76	27.00	3.24	0.014	2.65	0.010
1063	D	2	H	5	W	90	92	27.25	3.60	0.023	2.93	0.011
1063	D	2	H	5	W	107	109	27.49	3.19	0.015	3.05	0.012
1063	D	2	H	5	W	124	126	27.72	3.36	0.017	2.86	0.012
1063	D	2	H	5	W	140	142	27.96	3.04	0.015	2.88	0.011
1063	D	2	H	6	W	6	8	28.20	3.46	0.016	2.82	0.011
1063	D	2	H	6	W	24	26	28.43	3.25	0.014	2.65	0.010
1063	D	2	H	6	W	40	42	28.67	4.19	0.020	3.79	0.015
1063	D	2	H	6	W	56	58	28.91	3.15	0.016	2.62	0.010
1063	D	2	H	6	W	74	76	29.14	3.49	0.016	2.78	0.010
1063	D	2	H	6	W	109	111	29.62	4.32	0.020	2.59	0.010
1063	D	2	H	6	W	124	126	29.85	4.46	0.019	2.69	0.010
1063	D	2	H	6	W	140	142	30.09	3.51	0.180	2.68	0.150
1063	D	2	H	7	W	6	8	30.31	3.42	0.020	2.85	0.012
1063	D	2	H	7	W	21	23	30.53	3.17	0.014	2.84	0.011
1063	D	2	H	7	W	35	37	30.75	4.03	0.018	2.73	0.010
1063	D	2	H	7	W	54	56	30.98	3.08	0.014	2.85	0.011
1063	D	3	H	1	W	124	126	31.20	3.78	0.017	2.62	0.010
1063	D	3	H	1	W	140	142	31.42	3.69	0.120	2.56	0.080
1063	D	3	H	2	W	9	11	31.66	4.35	0.019	2.70	0.011
1063	D	3	H	2	W	24	26	31.89	4.02	0.022	2.80	0.012
1063	D	3	H	2	W	40	42	32.13	2.98	0.013	2.58	0.010
1063	D	3	H	2	W	56	58	32.37	2.45	0.010	2.78	0.010
1063	D	3	H	2	W	74	76	32.60	4.89	0.022	2.63	0.010
1063	D	3	H	2	W	90	92	32.84	4.93	0.100	2.62	0.050
1063	D	3	H	2	W	105	107	33.06	4.76	0.022	2.68	0.010
1063	D	3	H	2	W	121	123	33.31	4.96	0.019	2.55	0.009
1063	D	3	H	2	W	140	142	33.55	5.21	0.021	2.42	0.009
1063	D	3	H	3	W	6	8	33.79	5.04	0.020	2.44	0.009
1063	D	3	H	3	W	40	42	34.26	8.79	0.036	3.48	0.013
1063	D	3	H	3	W	70	72	34.69	4.48	0.160	2.53	0.100
1063	D	3	H	3	W	100	102	35.11	5.17	0.320	2.73	0.190
1063	D	3	H	3	W	130	132	35.85	2.54	0.012	1.33	0.005
1063	D	3	H	4	W	10	12	36.66	5.22	0.250	2.43	0.160
1063	D	3	H	4	W	40	42	37.47	4.92	0.230	2.32	0.140
1063	D	3	H	4	W	70	72	38.28	3.61	0.210	2.47	0.160
1063	D	3	H	4	W	100	102	39.09	5.47	0.220	2.76	0.130
1063	D	3	H	4	W	130	132	39.90	5.10	0.240	2.22	0.140
1063	D	3	H	5	W	10	12	40.71	4.74	0.022	2.30	0.009
1063	D	3	H	5	W	40	42	41.52	4.10	0.280	2.43	0.190
1063	D	3	H	5	W	70	72	42.33	5.72	0.023	2.49	0.009
1063	D	3	H	5	W	100	102	43.14	4.98	0.250	2.02	0.130
1063	D	3	H	5	W	130	132	43.95	5.34	0.420	2.75	0.230
1063	D	3	H	6	W	10	12	44.76	6.05	0.700	3.76	0.440
1063	D	3	H	6	W	40	42	45.57	4.16	0.019	2.05	0.008
1063	D	3	H	6	W	70	72	46.38	3.63	0.170	2.55	0.130
1063	D	3	H	6	W	100	102	47.19	4.89	0.430	2.90	0.270
1063	C	3	H	5	W	10	12	48.00	4.64	0.021	2.11	0.008

Kapitel 10: Anhang

ODP-Kennung									Messwerte			
Site	Hole	Core	H	Section	W	top [cm]	bottom [cm]	Alter [ka]	Akt. <sup>230</sup> Th [dpm/g]	Fehler [abs.]	Akt. <sup>232</sup> Th [dpm/g]	Fehler [abs.]
1063	C	3	H	5	W	40	42	48.81	5.10	0.370	2.60	0.220
1063	C	3	H	5	W	70	72	49.62	4.33	0.017	1.78	0.007
1063	C	3	H	5	W	100	102	50.43	3.84	0.019	2.01	0.008
1063	C	3	H	5	W	130	132	51.24	4.76	0.021	2.34	0.009
1063	C	3	H	6	W	10	12	52.05	4.54	0.210	1.85	0.120
1063	C	3	H	6	W	65	67	53.53	3.69	0.017	2.75	0.010
1063	C	4	H	1	W	15	17	58.19	5.35	0.260	2.83	0.160
1063	C	4	H	1	W	55	57	59.78	4.14	0.190	2.62	0.130
1063	C	4	H	1	W	95	97	61.36	3.99	0.019	2.56	0.010
1063	C	4	H	1	W	135	137	62.95	4.07	0.220	2.88	0.180
1063	C	4	H	2	W	25	27	64.54	3.63	0.018	2.80	0.011
1063	C	4	H	2	W	65	67	66.12	3.99	0.020	1.95	0.008
1063	C	4	H	2	W	105	107	67.71	4.67	0.240	2.62	0.160
1063	C	4	H	2	W	145	147	69.30	4.10	0.019	2.59	0.010
1063	C	4	H	3	W	35	37	70.88	3.49	0.017	2.15	0.009
1063	C	4	H	3	W	75	77	72.66	3.15	0.210	2.46	0.210
1063	C	4	H	4	W	45	47	78.15	4.65	0.220	2.26	0.140
1063	C	4	H	4	W	95	97	80.43	4.43	0.019	2.00	0.008
1063	C	4	H	4	W	135	137	82.26	3.47	0.015	1.79	0.007
1063	C	4	H	5	W	35	37	87.75	5.61	0.320	2.69	0.180
1063	C	4	H	5	W	75	77	92.29	6.05	0.026	2.53	0.010
1063	C	4	H	5	W	115	117	95.32	4.11	0.000	2.05	0.011
1063	C	4	H	6	W	5	7	97.43	3.46	0.220	2.57	0.180
1063	C	4	H	6	W	75	77	101.13	2.58	0.016	2.46	0.011
1063	C	4	H	6	W	115	117	103.24	3.53	0.015	1.85	0.007
1063	D	5	H	1	W	12.0	14.0	106.00	3.47	0.016	1.80	0.007
1063	D	5	H	1	W	53.0	55.0	109.00	5.31	0.025	2.21	0.009
1063	D	5	H	1	W	93.0	95.0	112.00	4.89	0.022	2.45	0.010
1063	D	5	H	1	W	133.0	135.0	115.00	3.84	0.017	2.19	0.009
1063	D	5	H	2	W	15.0	17.0	118.00	3.18	0.016	2.35	0.009
1063	D	5	H	2	W	47.0	49.0	121.00	3.71	0.017	2.07	0.008
1063	D	5	H	2	W	78.0	80.0	124.00	2.73	0.014	2.36	0.009
1063	D	5	H	2	W	110.0	112.0	127.00	3.61	0.016	1.74	0.007
1063	D	5	H	3	W	18.0	20.0	130.00	3.00	0.015	2.46	0.011
1063	D	5	H	3	W	79.0	81.0	133.00	2.66	0.015	2.72	0.011
1063	D	5	H	3	W	139.0	141.0	136.00	2.56	0.013	2.70	0.011
1063	D	5	H	4	W	60.0	62.0	139.00	2.15	0.010	2.67	0.011
1063	D	5	H	4	W	131.0	133.0	142.00	2.26	0.010	2.76	0.011
1063	D	5	H	5	W	81.0	83.0	145.00	1.98	0.011	2.84	0.012
1063	D	5	H	6	W	30.0	32.0	148.00	2.34	0.012	2.97	0.012
1063	D	5	H	7	W	5.0	7.0	151.00	2.34	0.012	3.13	0.013
1063	B	5	H	3	W	93.0	95.0	154.00	2.62	0.012	2.66	0.011
1063	D	6	H	1	W	90.0	92.0	157.00	2.74	0.013	2.70	0.011
1063	D	6	H	2	W	84.0	86.0	160.00	2.78	0.015	2.55	0.011
1063	D	6	H	3	W	53.0	55.0	163.00	2.59	0.012	2.55	0.010
1063	D	6	H	3	W	125.0	127.0	166.00	2.37	0.014	2.77	0.012
1063	D	6	H	4	W	47.0	49.0	169.00	2.53	0.013	2.53	0.010
1063	D	6	H	4	W	119.0	121.0	172.00	2.07	0.009	2.28	0.009
1063	D	6	H	5	W	41.0	43.0	175.00	2.69	0.014	2.03	0.008
1063	D	6	H	5	W	98.0	100.0	178.00	3.23	0.016	2.41	0.010
1063	D	6	H	6	W	5.0	7.0	181.00	2.71	0.015	2.66	0.011
1063	D	6	H	6	W	60.0	62.0	184.00	2.16	0.012	2.54	0.010
1063	D	6	H	6	W	114.0	116.0	187.00	2.38	0.010	2.38	0.009
1063	D	6	H	6	W	145.0	147.0	190.00	2.19	0.015	2.46	0.010
1063	D	6	H	7	W	29.0	31.0	193.00	2.79	0.013	2.62	0.010
1063	B	6	H	3	W	5.0	7.0	196.00	2.62	0.013	2.59	0.010
1063	B	6	H	3	W	35.0	37.0	199.00	2.76	0.014	2.46	0.010
1063	B	6	H	3	W	68.0	70.0	202.00	2.77	0.017	2.64	0.011
1063	B	6	H	3	W	100.0	102.0	205.00	3.29	0.015	2.43	0.009
1063	C	7	H	1	W	35.0	37.0	208.00	3.39	0.017	2.89	0.012
1063	C	7	H	1	W	73.0	75.0	211.00	2.33	0.010	2.32	0.009
1063	C	7	H	1	W	111.0	113.0	214.00	2.63	0.012	1.87	0.007
1063	C	7	H	1	W	145.0	147.0	217.00	1.78	0.009	1.44	0.006
1063	C	7	H	2	W	38.0	40.0	220.00	1.45	0.007	1.47	0.006
1063	C	7	H	2	W	78.0	80.0	223.00	2.29	0.010	2.12	0.008
1063	C	7	H	2	W	118.0	120.0	226.00	4.05	0.022	3.44	0.013
1063	C	7	H	3	W	7.0	9.0	229.00	2.13	0.014	2.10	0.011
1063	C	7	H	3	W	51.0	53.0	232.00	2.66	0.027	2.22	0.013
1063	C	7	H	3	W	97.0	99.0	235.00	2.48	0.017	2.54	0.011
1063	C	7	H	3	W	143.0	145.0	238.00	1.90	0.013	2.02	0.010
1063	C	7	H	4	W	39.0	41.0	241.00	1.50	0.011	1.90	0.008
1063	C	7	H	4	W	85.0	87.0	244.00	2.09	0.016	2.01	0.009
1063	C	7	H	4	W	130.0	132.0	247.00	1.85	0.015	2.39	0.013
1063	C	7	H	5	W	25	27	250.00	1.71	0.009	2.97	0.011
1063	C	7	H	5	W	70	72	253.00	1.60	0.007	2.63	0.010
1063	C	7	H	5	W	114	116	256.00	1.57	0.008	2.39	0.009
1063	C	7	H	6	W	54	56	262.00	1.65	0.008	2.16	0.008

## Kapitel 10: Anhang

### C.2.2 <sup>10</sup>Be Daten

ODP-Kennung									Messwerte	
Site	Hole	Core	H	Section	W	top [cm]	bottom [cm]	Alter [ka]	<sup>10</sup> Be At/g [10 <sup>9</sup> ]	Fehler [abs.]
1063	A	1	H	1	W	3	5	2.57	0.823	0.0305
1063	A	1	H	1	W	15	17	9.69	0.775	0.0233
1063	A	1	H	1	W	60	62	10.50	0.584	0.0175
1063	A	1	H	1	W	120	122	11.58	0.912	0.0274
1063	B	1	H	2	W	10	12	12.65	0.787	0.0339
1063	B	1	H	2	W	70	72	13.73	0.973	0.0418
1063	B	1	H	2	W	130	132	14.81	0.804	0.0305
1063	B	1	H	3	W	40	42	15.89	0.649	0.0195
1063	B	1	H	3	W	100	102	16.96	0.526	0.0158
1063	B	1	H	4	W	10	12	18.04	0.482	0.0145
1063	B	1	H	4	W	70	72	19.12	0.551	0.0165
1063	B	1	H	4	W	130	132	20.20	0.496	0.0154
1063	B	1	H	5	W	40	42	21.27	0.457	0.0174
1063	B	1	H	5	W	100	102	22.35	0.273	0.0082
1063	D	2	H	4	W	140	142	25.83	0.402	0.0402
1063	D	2	H	5	W	90	92	27.25	0.615	0.0185
1063	D	2	H	6	W	40	42	28.67	0.637	0.0191
1063	D	2	H	6	W	140	142	30.09	0.641	0.0192
1063	D	3	H	1	W	140	142	31.42	0.797	0.0271
1063	D	3	H	2	W	90	92	32.84	1.493	0.0448
1063	D	3	H	3	W	70	72	34.69	1.177	0.0353
1063	D	3	H	3	W	100	102	35.11	1.343	0.0403
1063	D	3	H	4	W	10	12	36.66	1.458	0.0437
1063	D	3	H	4	W	40	42	37.47	1.282	0.0859
1063	D	3	H	4	W	70	72	38.28	0.849	0.0255
1063	D	3	H	5	W	10	12	40.71	1.263	0.0417
1063	D	3	H	5	W	40	42	41.52	1.153	0.0346
1063	D	3	H	5	W	70	72	42.33	2.092	0.0628
1063	D	3	H	5	W	100	102	43.14	1.273	0.0382
1063	D	3	H	5	W	130	132	43.95	1.308	0.0419
1063	D	3	H	6	W	10	12	44.76	1.285	0.0463
1063	D	3	H	6	W	40	42	45.57	0.864	0.0259
1063	D	3	H	6	W	70	72	46.38	0.662	0.0404
1063	D	3	H	6	W	100	102	47.19	1.237	0.0371
1063	C	3	H	5	W	10	12	48.00	1.049	0.0315
1063	C	3	H	5	W	40	42	48.81	1.071	0.0492
1063	C	3	H	5	W	70	72	49.62	0.893	0.0321
1063	C	3	H	5	W	130	132	51.24	1.216	0.0365
1063	C	3	H	6	W	10	12	52.05	1.241	0.0621
1063	C	3	H	6	W	65	67	53.53	1.166	0.0305
1063	C	4	H	1	W	15	17	58.19	2.175	0.0740
1063	C	4	H	1	W	55	57	59.78	1.310	0.0472
1063	C	4	H	1	W	95	97	61.36	1.657	0.0497
1063	C	4	H	1	W	135	137	62.95	1.318	0.0448
1063	C	4	H	2	W	25	27	64.54	0.828	0.0248
1063	C	4	H	2	W	65	67	66.12	0.993	0.0298
1063	C	4	H	2	W	105	107	67.71	1.087	0.0391
1063	C	4	H	2	W	145	147	69.30	1.076	0.0323
1063	C	4	H	3	W	35	37	70.88	1.290	0.0761
1063	C	4	H	3	W	75	77	72.66	0.837	0.0326
1063	C	4	H	4	W	45	47	78.15	1.336	0.0401
1063	C	4	H	4	W	95	97	80.43	1.222	0.0708
1063	C	4	H	4	W	135	137	82.26	0.985	0.0601
1063	C	4	H	5	W	35	37	87.75	1.293	0.0388
1063	C	4	H	5	W	75	77	92.29	1.876	0.0563
1063	C	4	H	5	W	115	117	95.32	1.138	0.0467
1063	C	4	H	6	W	5	7	97.43	1.027	0.0483
1063	C	4	H	6	W	75	77	101.13	0.683	0.0410
1063	C	4	H	6	W	115	117	103.24	1.275	0.0382
1063	D	5	H	1	W	53.0	55.0	109.00	1.606	0.0482
1063	D	5	H	1	W	93.0	95.0	112.00	1.784	0.0999
1063	D	5	H	2	W	15.0	17.0	118.00	0.953	0.0353
1063	D	5	H	2	W	78.0	80.0	124.00	0.819	0.0459
1063	D	5	H	3	W	18.0	20.0	130.00	0.977	0.0439
1063	D	5	H	3	W	79.0	81.0	133.00	0.503	0.0257
1063	D	5	H	3	W	139.0	141.0	136.00	0.465	0.0265
1063	D	5	H	4	W	60.0	62.0	139.00	0.349	0.0178
1063	D	5	H	4	W	131.0	133.0	142.00	0.406	0.0243
1063	D	5	H	5	W	81.0	83.0	145.00	0.426	0.0171
1063	D	5	H	6	W	30.0	32.0	148.00	0.354	0.0202
1063	D	5	H	7	W	5.0	7.0	151.00	0.486	0.0258
1063	D	6	H	1	W	90.0	92.0	157.00	0.926	0.0556
1063	D	6	H	2	W	84.0	86.0	160.00	0.949	0.0532
1063	D	6	H	3	W	125.0	127.0	166.00	0.908	0.0690
1063	D	6	H	5	W	41.0	43.0	175.00	1.578	0.0536
1063	D	6	H	6	W	60.0	62.0	184.00	2.102	0.1135

## Kapitel 10: Anhang

ODP-Kennung									Messwerte	
Site	Hole	Core	H	Section	W	top [cm]	bottom [cm]	Alter [ka]	<sup>10</sup> Be At/g [10 <sup>9</sup> ]	Fehler [abs.]
1063	D	6	H	6	W	114.0	116.0	187.00	1.651	0.0908
1063	D	6	H	6	W	145.0	147.0	190.00	1.514	0.0832
1063	D	6	H	7	W	29.0	31.0	193.00	1.977	0.1087
1063	B	6	H	3	W	5.0	7.0	196.00	2.756	0.0992
1063	B	6	H	3	W	35.0	37.0	199.00	2.489	0.1319
1063	B	6	H	3	W	68.0	70.0	202.00	2.223	0.1912
1063	B	6	H	3	W	100.0	102.0	205.00	2.840	0.1221
1063	C	7	H	1	W	35.0	37.0	208.00	2.443	0.0830
1063	C	7	H	1	W	73.0	75.0	211.00	1.273	0.1439
1063	C	7	H	2	W	38.0	40.0	220.00	1.675	0.0503
1063	C	7	H	3	W	7.0	9.0	229.00	0.892	0.1133
1063	C	7	H	3	W	97.0	99.0	235.00	1.609	0.1078
1063	C	7	H	4	W	39.0	41.0	241.00	0.937	0.0281
1063	C	7	H	4	W	130.0	132.0	247.00	0.997	0.0598
1063	C	7	H	5	W	70	72	253.00	0.241	0.0113



Kapitel 10: Anhang

C.2.3 Haupt- und Nebenelement Daten

ODP-Kennung									Messwerte			
Site	Hole	Core	H	Section	W	top [cm]	bottom [cm]	Alter [ka]	Ca Gew%	Ca Fehler [abs.]	Al Gew%	Al Fehler [abs.]
1063	A	1	H	1	W	3	5	2.57	13.88	0.09	5.52	0.01
1063	A	1	H	1	W	15	17	9.69	12.15	0.12	5.61	0.03
1063	A	1	H	1	W	60	62	10.50	8.87	0.14	7.04	0.13
1063	A	1	H	1	W	120	122	11.58	13.42	0.18	5.96	0.15
1063	B	1	H	2	W	10	12	12.65	3.44	0.07	7.86	0.15
1063	B	1	H	2	W	70	72	13.73	3.07	0.07	7.96	0.17
1063	B	1	H	2	W	130	132	14.81	3.33	0.06	7.96	0.10
1063	B	1	H	3	W	20	22	15.53	4.32	0.02	8.33	0.01
1063	B	1	H	3	W	40	42	15.89	4.06	0.05	7.31	0.06
1063	B	1	H	3	W	60	62	16.25	3.82	0.05	8.16	0.05
1063	B	1	H	3	W	80	82	16.60	3.52	0.05	7.58	0.05
1063	B	1	H	3	W	100	102	16.96	3.19	0.14	8.39	0.18
1063	B	1	H	3	W	120	122	17.32	4.66	0.06	7.78	0.04
1063	B	1	H	4	W	10	12	18.04	4.43	0.10	7.44	0.11
1063	B	1	H	4	W	50	52	18.76	3.44	0.05	7.93	0.09
1063	B	1	H	4	W	70	72	19.12	4.72	0.04	7.58	0.10
1063	B	1	H	4	W	90	92	19.48	3.55	0.08	7.79	0.03
1063	B	1	H	4	W	110	112	19.84	14.22	0.06	5.58	0.01
1063	B	1	H	4	W	130	132	20.20	3.49	0.02	7.71	0.03
1063	B	1	H	5	W	40	42	21.27	2.74	0.04	8.04	0.02
1063	B	1	H	5	W	100	102	22.35	2.62	0.03	8.84	0.11
1063	D	2	H	3	W	110	112	23.27	2.76	0.04	8.15	0.13
1063	D	2	H	4	W	20	22	24.12	2.02	0.04	8.78	0.17
1063	D	2	H	4	W	80	82	24.97	3.17	0.04	8.27	0.07
1063	D	2	H	4	W	140	142	25.83	3.35	0.02	8.21	0.14
1063	D	2	H	5	W	24	26	26.29	2.81	0.06	9.01	0.06
1063	D	2	H	5	W	40	42	26.54	1.99	0.01	8.49	0.07
1063	D	2	H	5	W	56	58	26.78	1.40	0.01	8.86	0.09
1063	D	2	H	5	W	74	76	27.00	1.82	0.01	8.78	0.03
1063	D	2	H	5	W	90	92	27.25	2.42	0.05	8.28	0.12
1063	D	2	H	5	W	107	109	27.49	2.97	0.07	9.50	0.23
1063	D	2	H	5	W	124	126	27.72	3.39	0.06	9.04	0.18
1063	D	2	H	5	W	140	142	27.96	2.31	0.02	9.32	0.17
1063	D	2	H	6	W	6	8	28.20	2.76	0.04	8.30	0.03
1063	D	2	H	6	W	24	26	28.43	2.00	0.05	9.01	0.24
1063	D	2	H	6	W	40	42	28.67	1.73	0.01	8.32	0.10
1063	D	2	H	6	W	56	58	28.91	2.05	0.02	9.67	0.11
1063	D	2	H	6	W	74	76	29.14	1.58	0.01	9.75	0.14
1063	D	2	H	6	W	89	91	29.36	1.59	0.06	8.98	0.33
1063	D	2	H	6	W	109	111	29.62	2.75	0.01	9.06	0.10
1063	D	2	H	6	W	124	126	29.85	5.14	0.14	8.89	0.11
1063	D	2	H	6	W	140	142	30.09	5.05	0.18	7.33	0.31
1063	D	2	H	7	W	6	8	30.31	4.85	0.06	8.00	0.07
1063	D	2	H	7	W	21	23	30.53	5.17	0.05	8.89	0.04
1063	D	2	H	7	W	35	37	30.75	5.97	0.04	7.70	0.14
1063	D	2	H	7	W	54	56	30.98	5.14	0.05	8.10	0.10
1063	D	3	H	1	W	124	126	31.20	6.35	0.04	7.42	0.11
1063	D	3	H	1	W	140	142	31.42	4.98	0.01	7.31	0.01
1063	D	3	H	2	W	9	11	31.63	5.43	0.06	7.61	0.07
1063	D	3	H	2	W	24	26	31.89	4.97	0.04	8.19	0.11
1063	D	3	H	2	W	40	42	32.13	6.86	0.08	8.52	0.04
1063	D	3	H	2	W	56	58	32.37	5.50	0.21	8.55	0.17
1063	D	3	H	2	W	74	76	32.60	2.91	0.02	8.18	0.07
1063	D	3	H	2	W	90	92	32.84	2.21	0.03	7.81	0.11
1063	D	3	H	2	W	105	107	33.06	2.77	0.07	8.95	0.27
1063	D	3	H	2	W	121	123	33.31	4.37	0.06	7.88	0.05
1063	D	3	H	2	W	140	142	33.55	5.55	0.04	7.63	0.06
1063	D	3	H	3	W	6	8	33.79	5.85	0.04	7.65	0.04
1063	D	3	H	3	W	40	42	34.26	9.26	0.05	6.41	0.05
1063	D	3	H	3	W	70	72	34.69	5.88	0.09	7.38	0.10
1063	D	3	H	3	W	100	102	35.12	6.12	0.08	6.98	0.08
1063	D	3	H	3	W	130	132	35.85	9.78	0.04	6.71	0.12
1063	D	3	H	4	W	10	12	36.66	5.36	0.12	7.04	0.11
1063	D	3	H	4	W	40	42	37.47	8.26	0.08	6.40	0.05
1063	D	3	H	4	W	70	72	38.28	8.31	0.13	6.50	0.16
1063	D	3	H	4	W	100	102	39.09	2.65	0.11	7.50	0.34
1063	D	3	H	4	W	130	132	39.90	4.66	0.02	8.42	0.07
1063	D	3	H	5	W	10	12	40.71	7.84	0.06	7.69	0.17
1063	D	3	H	5	W	40	42	41.52	8.29	0.13	7.15	0.10
1063	D	3	H	5	W	70	72	42.33	4.31	0.05	7.98	0.05
1063	D	3	H	5	W	100	102	43.14	11.55	0.15	6.50	0.08
1063	D	3	H	5	W	130	132	43.95	5.01	0.06	7.77	0.13
1063	D	3	H	6	W	10	12	44.76	7.01	0.11	7.70	0.05
1063	D	3	H	6	W	40	42	45.57	13.59	0.13	6.74	0.06
1063	D	3	H	6	W	70	72	46.38	8.47	0.15	8.03	0.13
1063	D	3	H	6	W	100	102	47.19	5.28	0.09	8.37	0.10
1063	C	3	H	5	W	10	12	48.00	8.98	0.20	5.97	0.11

Kapitel 10: Anhang

ODP-Kennung									Messwerte			
Site	Hole	Core	H	Section	W	top [cm]	bottom [cm]	Alter [ka]	Ca Gew%	Ca Fehler [abs.]	Al Gew%	Al Fehler [abs.]
1063	C	3	H	5	W	40	42	48.81	11.99	0.29	6.33	0.09
1063	C	3	H	5	W	70	72	49.62	16.71	0.27	5.56	0.11
1063	C	3	H	5	W	100	102	50.43	14.95	0.35	5.96	0.02
1063	C	3	H	5	W	130	132	51.24	8.56	0.13	7.37	0.12
1063	C	3	H	6	W	10	12	52.05	10.53	0.12	6.75	0.14
1063	C	3	H	6	W	65	67	53.53	14.47	0.18	6.24	0.08
1063	C	4	H	1	W	15	17	58.19	3.20	0.04	7.72	0.05
1063	C	4	H	1	W	55	57	59.78	4.76	0.02	8.10	0.08
1063	C	4	H	1	W	95	97	61.36	1.93	0.04	8.59	0.06
1063	C	4	H	1	W	135	137	62.95	1.47	0.02	8.47	0.02
1063	C	4	H	2	W	25	27	64.54	2.67	0.02	8.03	0.02
1063	C	4	H	2	W	65	67	66.12	1.21	0.04	8.16	0.18
1063	C	4	H	2	W	105	107	67.71	1.79	0.02	6.81	0.11
1063	C	4	H	2	W	145	147	69.30	2.93	0.05	7.16	0.00
1063	C	4	H	3	W	35	37	70.88	1.53	0.07	7.96	0.18
1063	C	4	H	3	W	75	77	72.66	9.08	0.19	6.88	0.07
1063	C	4	H	3	W	115	117	74.49	2.11	0.04	8.34	0.12
1063	C	4	H	4	W	5	7	76.32	9.59	0.13	6.00	0.14
1063	C	4	H	4	W	45	47	78.15	9.93	0.13	5.72	0.05
1063	C	4	H	4	W	95	97	80.43	12.89	0.13	5.70	0.12
1063	C	4	H	4	W	135	137	82.26	16.23	0.17	4.75	0.04
1063	C	4	H	5	W	35	37	87.75	9.38	0.09	6.59	0.09
1063	C	4	H	5	W	75	77	92.29	5.19	0.06	7.41	0.04
1063	C	4	H	5	W	115	117	95.32	11.39	0.11	6.35	0.06
1063	C	4	H	6	W	5	7	97.43	13.13	0.11	5.71	0.07
1063	C	4	H	6	W	45	47	99.54	14.51	0.03	5.26	0.08
1063	C	4	H	6	W	75	77	101.13	8.63	0.10	7.04	0.18
1063	C	4	H	6	W	115	117	103.24	17.30	0.11	5.20	0.04
1063	D	5	H	1	W	12	14	106.00	6.12	0.06	8.43	0.16
1063	D	5	H	1	W	53	55	109.00	8.19	0.15	7.94	0.16
1063	D	5	H	1	W	93	95	112.00	18.54	0.65	5.02	0.14
1063	D	5	H	2	W	15	17	118.00	8.80	0.26	7.70	0.20
1063	D	5	H	2	W	47	49	121.00	12.48	0.04	6.52	0.11
1063	D	5	H	2	W	78	80	124.00	10.39	0.23	7.17	0.10
1063	D	5	H	2	W	110	112	127.00	6.73	0.13	7.90	0.19
1063	D	5	H	3	W	18	20	130.00	11.65	0.14	6.86	0.03
1063	D	5	H	3	W	79	81	133.00	17.84	0.19	5.34	0.12
1063	D	5	H	3	W	139	141	136.00	6.15	0.13	8.49	0.05
1063	D	5	H	4	W	60	62	140.00	4.46	0.03	8.51	0.11
1063	D	5	H	4	W	131	133	142.00	4.54	0.03	8.74	0.04
1063	D	5	H	5	W	81	83	145.00	2.89	0.05	9.68	0.11
1063	D	5	H	6	W	30	32	148.00	4.08	0.11	9.17	0.19
1063	D	5	H	7	W	5	7	151.00	3.11	0.02	9.56	0.06
1063	D	6	H	1	W	90	92	157.00	5.03	0.09	7.91	0.07
1063	D	6	H	2	W	84	86	160.00	5.93	0.14	6.84	0.16
1063	D	6	H	3	W	53	55	163.00	6.41	0.04	6.65	0.10
1063	D	6	H	3	W	125	127	166.00	4.25	0.06	7.29	0.09
1063	D	6	H	4	W	47	49	169.00	6.68	0.08	6.21	0.12
1063	D	6	H	4	W	119	121	172.00	9.88	0.22	6.03	0.02
1063	D	6	H	5	W	41	43	175.00	10.21	0.17	5.65	0.09
1063	D	6	H	5	W	98	100	178.00	7.83	0.04	6.12	0.07
1063	D	6	H	6	W	5	7	181.00	3.76	0.04	6.69	0.12
1063	D	6	H	6	W	60	62	184.00	4.13	0.07	6.67	0.13
1063	D	6	H	6	W	114	116	187.00	5.53	0.04	6.43	0.06
1063	D	6	H	6	W	145	147	190.00	5.10	0.04	6.56	0.09
1063	D	6	H	7	W	29	31	193.00	4.28	0.08	6.75	0.03
1063	B	6	H	3	W	5	7	196.00	11.20	0.13	6.41	0.03
1063	B	6	H	3	W	35	37	199.00	2.94	0.05	8.20	0.04
1063	B	6	H	3	W	68	70	202.00	1.18	0.01	7.84	0.05
1063	B	6	H	3	W	100	102	205.00	6.39	0.04	6.96	0.02
1063	C	7	H	1	W	35	37	208.00	7.31	0.13	6.55	0.06
1063	C	7	H	1	W	73	75	211.00	2.33	0.03	7.49	0.06
1063	C	7	H	1	W	111	113	214.00	3.47	0.06	7.49	0.04
1063	C	7	H	1	W	145	147	217.00	17.98	0.27	4.07	0.05
1063	C	7	H	2	W	38	40	220.00	19.64	0.32	4.11	0.05
1063	C	7	H	2	W	78	80	223.00	4.01	0.05	6.66	0.04
1063	C	7	H	2	W	118	120	226.00	1.96	0.03	7.62	0.11
1063	C	7	H	3	W	7	9	229.00	10.29	0.29	5.92	0.07
1063	C	7	H	3	W	51	53	232.00	0.91	0.01	7.34	0.07
1063	C	7	H	3	W	97	99	235.00	7.96	0.08	7.21	0.06
1063	C	7	H	3	W	143	145	238.00	6.01	0.03	7.59	0.05
1063	C	7	H	4	W	39	41	241.00	4.71	0.06	7.89	0.00
1063	C	7	H	4	W	85	87	244.00	5.74	0.04	6.74	0.08
1063	C	7	H	4	W	130	132	247.00	10.32	0.07	5.90	0.03
1063	C	7	H	5	W	25	27	250.00	12.56	0.12	5.42	0.03
1063	C	7	H	5	W	70	72	253.00	10.35	0.12	5.68	0.04
1063	C	7	H	5	W	114	116	256.00	1.74	0.02	7.11	0.07
1063	C	7	H	6	W	9	11	259.00	10.21	0.12	6.48	0.06
1063	C	7	H	6	W	54	56	262.00	11.61	0.11	5.98	0.03

Kapitel 10: Anhang

ODP-Kennung									Messwerte			
Site	Hole	Core	H	Section	W	top [cm]	bottom [cm]	Alter [ka]	Be [Gew%]	Be Fehler [abs.]	Ti [Gew%]	Ti Fehler [abs.]
1063	A	1	H	1	W	3	5	2.57	0.000150	0.0000006	0.31	0.0049
1063	A	1	H	1	W	15	17	9.69	0.000155	0.0000014	0.32	0.0037
1063	A	1	H	1	W	60	62	10.50	0.000198	0.0000002	0.39	0.0066
1063	A	1	H	1	W	120	122	11.58	0.000162	0.0000014	0.34	0.0030
1063	B	1	H	2	W	10	12	12.65	0.000245	0.0000033	0.43	0.0051
1063	B	1	H	2	W	70	72	13.73	0.000259	0.0000100	0.42	0.0044
1063	B	1	H	2	W	130	132	14.81	0.000236	0.0000047	0.35	0.0018
1063	B	1	H	3	W	20	22	15.53	0.000220	0.0000061	0.47	0.0023
1063	B	1	H	3	W	40	42	15.89	0.000244	0.0000049	0.42	0.0035
1063	B	1	H	3	W	60	62	16.25	0.000197	0.0000042	0.44	0.0074
1063	B	1	H	3	W	80	82	16.60	0.000203	0.0000036	0.34	0.0047
1063	B	1	H	3	W	100	102	16.96	0.000276	0.0000101	0.45	0.0082
1063	B	1	H	3	W	120	122	17.32	0.000238	0.0000058	0.41	0.0055
1063	B	1	H	4	W	10	12	18.04	0.000235	0.0000031	0.42	0.0051
1063	B	1	H	4	W	50	52	18.76	0.000236	0.0000041	0.46	0.0072
1063	B	1	H	4	W	70	72	19.12	0.000242	0.0000052	0.44	0.0055
1063	B	1	H	4	W	90	92	19.48	0.000145	0.0000022	0.46	0.0118
1063	B	1	H	4	W	110	112	19.84	0.000162	0.0000013	0.32	0.0058
1063	B	1	H	4	W	130	132	20.20	0.000235	0.0000046	0.43	0.0074
1063	B	1	H	5	W	40	42	21.27	0.000262	0.0000090	0.46	0.0061
1063	B	1	H	5	W	100	102	22.35	0.000291	0.0000040	0.47	0.0071
1063	D	2	H	3	W	110	112	23.27	0.000266	0.0000058	0.46	0.0047
1063	D	2	H	4	W	20	22	24.12	0.000297	0.0000039	0.48	0.0099
1063	D	2	H	4	W	80	82	24.97	0.000432	0.0000070	0.45	0.0036
1063	D	2	H	4	W	140	142	25.83	0.000262	0.0000009	0.46	0.0047
1063	D	2	H	5	W	24	26	26.29	0.000265	0.0000070	0.49	0.0075
1063	D	2	H	5	W	40	42	26.54	0.000268	0.0000033	0.49	0.0067
1063	D	2	H	5	W	56	58	26.78	0.000289	0.0000060	0.48	0.0038
1063	D	2	H	5	W	74	76	27.00	0.000295	0.0000035	0.47	0.0037
1063	D	2	H	5	W	90	92	27.25	0.000287	0.0000023	0.45	0.0068
1063	D	2	H	5	W	107	109	27.49	0.000275	0.0000080	0.44	0.0119
1063	D	2	H	5	W	124	126	27.72	0.000253	0.0000019	0.51	0.0042
1063	D	2	H	5	W	140	142	27.96	0.000274	0.0000073	0.46	0.0122
1063	D	2	H	6	W	6	8	28.20	0.000266	0.0000144	0.49	0.0061
1063	D	2	H	6	W	24	26	28.43	0.000298	0.0000085	0.51	0.0115
1063	D	2	H	6	W	40	42	28.67	0.000289	0.0000039	0.47	0.0126
1063	D	2	H	6	W	56	58	28.91	0.000300	0.0000274	0.47	0.0125
1063	D	2	H	6	W	74	76	29.14	0.000294	0.0000134	0.45	0.0069
1063	D	2	H	6	W	89	91	29.36	0.000308	0.0000121	0.49	0.0146
1063	D	2	H	6	W	109	111	29.62	0.000266	0.0000151	0.42	0.0080
1063	D	2	H	6	W	124	126	29.85	0.000236	0.0000178	0.43	0.0121
1063	D	2	H	6	W	140	142	30.09	0.000226	0.0000147	0.42	0.0043
1063	D	2	H	7	W	6	8	30.31	0.000232	0.0000124	0.46	0.0067
1063	D	2	H	7	W	21	23	30.53	0.000235	0.0000107	0.43	0.0038
1063	D	2	H	7	W	35	37	30.75	0.000205	0.0000068	0.44	0.0022
1063	D	2	H	7	W	54	56	30.98	0.000225	0.0000019	0.46	0.0033
1063	D	3	H	1	W	124	126	31.20	0.000201	0.0000027	0.44	0.0037
1063	D	3	H	1	W	140	142	31.42	0.000223	0.0000029	0.41	0.0133
1063	D	3	H	2	W	9	11	31.63	0.000217	0.0000034	0.44	0.0034
1063	D	3	H	2	W	24	26	31.89	0.000229	0.0000045	0.44	0.0061
1063	D	3	H	2	W	40	42	32.13	0.000221	0.0000187	0.40	0.0055
1063	D	3	H	2	W	56	58	32.37	0.000225	0.0000095	0.47	0.0157
1063	D	3	H	2	W	74	76	32.60	0.000243	0.0000071	0.45	0.0036
1063	D	3	H	2	W	90	92	32.84	0.000263	0.0000062	0.42	0.0044
1063	D	3	H	2	W	105	107	33.06	0.000247	0.0000196	0.41	0.0101
1063	D	3	H	2	W	121	123	33.31	0.000220	0.0000035	0.43	0.0052
1063	D	3	H	2	W	140	142	33.55	0.000210	0.0000081	0.43	0.0018
1063	D	3	H	3	W	6	8	33.79	0.000207	0.0000065	0.44	0.0018
1063	D	3	H	3	W	40	42	34.26	0.000288	0.0000010	0.36	0.0036
1063	D	3	H	3	W	70	72	34.69	0.000231	0.0000081	0.40	0.0084
1063	D	3	H	3	W	100	102	35.12	0.000213	0.0000054	0.39	0.0082
1063	D	3	H	3	W	130	132	35.85	0.000310	0.0000057	0.34	0.0030
1063	D	3	H	4	W	10	12	36.66	0.000223	0.0000022	0.39	0.0059
1063	D	3	H	4	W	40	42	37.47	0.000196	0.0000041	0.35	0.0032
1063	D	3	H	4	W	70	72	38.28	0.000185	0.0000014	0.35	0.0068
1063	D	3	H	4	W	100	102	39.09	0.000253	0.0000162	0.39	0.0176
1063	D	3	H	4	W	130	132	39.90	0.000241	0.0000209	0.37	0.0004
1063	D	3	H	5	W	10	12	40.71	0.000207	0.0000162	0.37	0.0043
1063	D	3	H	5	W	40	42	41.52	0.000178	0.0000157	0.35	0.0048
1063	D	3	H	5	W	70	72	42.33	0.000215	0.0000136	0.37	0.0058
1063	D	3	H	5	W	100	102	43.14	0.000170	0.0000125	0.32	0.0042
1063	D	3	H	5	W	130	132	43.95	0.000214	0.0000205	0.37	0.0030
1063	D	3	H	6	W	10	12	44.76	0.000202	0.0000200	0.37	0.0047
1063	D	3	H	6	W	40	42	45.57	0.000166	0.0000048	0.35	0.0052
1063	D	3	H	6	W	70	72	46.38	0.000197	0.0000037	0.41	0.0084
1063	D	3	H	6	W	100	102	47.19	0.000240	0.0000200	0.40	0.0028
1063	C	3	H	5	W	10	12	48.00	0.000176	0.0000040	0.34	0.0075
1063	C	3	H	5	W	40	42	48.81	0.000160	0.0000034	0.37	0.0059
1063	C	3	H	5	W	70	72	49.62	0.000137	0.0000047	0.33	0.0016
1063	C	3	H	5	W	100	102	50.43	0.000147	0.0000036	0.35	0.0042

Kapitel 10: Anhang

ODP-Kennung									Messwerte			
Site	Hole	Core	H	Section	W	top [cm]	bottom [cm]	Alter [ka]	Be [Gew%]	Be Fehler [abs.]	Ti [Gew%]	Ti Fehler [abs.]
1063	C	3	H	5	W	130	132	51.24	0.000183	0.0000049	0.36	0.0030
1063	C	3	H	6	W	10	12	52.05	0.000189	0.0000095	0.39	0.0060
1063	C	3	H	6	W	65	67	53.53	0.000165	0.0000033	0.37	0.0060
1063	C	4	H	1	W	15	17	58.19	0.000189	0.0000076	0.34	0.0046
1063	C	4	H	1	W	55	57	59.78	0.000224	0.0000049	0.48	0.0027
1063	C	4	H	1	W	95	97	61.36	0.000254	0.0000074	0.49	0.0080
1063	C	4	H	1	W	135	137	62.95	0.000256	0.0000051	0.48	0.0070
1063	C	4	H	2	W	25	27	64.54	0.000230	0.0000066	0.49	0.0035
1063	C	4	H	2	W	65	67	66.12	0.000264	0.0000048	0.49	0.0092
1063	C	4	H	2	W	105	107	67.71	0.000173	0.0000063	0.34	0.0025
1063	C	4	H	2	W	145	147	69.30	0.000179	0.0000093	0.38	0.0059
1063	C	4	H	3	W	35	37	70.88	0.000231	0.0000130	0.46	0.0191
1063	C	4	H	3	W	75	77	72.66	0.000184	0.0000028	0.43	0.0010
1063	C	4	H	3	W	115	117	74.49	0.000237	0.0000022	0.43	0.0096
1063	C	4	H	4	W	5	7	76.32	0.000275	0.0000030	0.30	0.0048
1063	C	4	H	4	W	45	47	78.15	0.000254	0.0000058	0.32	0.0040
1063	C	4	H	4	W	95	97	80.43	0.000262	0.0000060	0.31	0.0036
1063	C	4	H	4	W	135	137	82.26	0.000210	0.0000020	0.26	0.0010
1063	C	4	H	5	W	35	37	87.75	0.000313	0.0000041	0.36	0.0019
1063	C	4	H	5	W	75	77	92.29	0.000399	0.0000076	0.38	0.0040
1063	C	4	H	5	W	115	117	95.32	0.000280	0.0000030	0.35	0.0035
1063	C	4	H	6	W	5	7	97.43	0.000233	0.0000002	0.33	0.0015
1063	C	4	H	6	W	45	47	99.54	0.000232	0.0000010	0.31	0.0014
1063	C	4	H	6	W	75	77	101.13	0.000326	0.0000030	0.40	0.0030
1063	C	4	H	6	W	115	117	103.24	0.000219	0.0000037	0.30	0.0030
1063	D	5	H	1	W	12	14	106.00	0.000242	0.0000156	0.44	0.0033
1063	D	5	H	1	W	53	55	109.00	0.000248	0.0000080	0.38	0.0086
1063	D	5	H	1	W	93	95	112.00	0.000125	0.0000220	0.29	0.0091
1063	D	5	H	2	W	15	17	118.00	0.000216	0.0000168	0.41	0.0094
1063	D	5	H	2	W	47	49	121.00	0.000169	0.0000000	0.40	0.0033
1063	D	5	H	2	W	78	80	124.00	0.000186	0.0000128	0.40	0.0100
1063	D	5	H	2	W	110	112	127.00	0.000210	0.0000109	0.40	0.0085
1063	D	5	H	3	W	18	20	130.00	0.000180	0.0000074	0.35	0.0040
1063	D	5	H	3	W	79	81	133.00	0.000127	0.0000291	0.29	0.0029
1063	D	5	H	3	W	139	141	136.00	0.000239	0.0000069	0.50	0.0076
1063	D	5	H	4	W	60	62	140.00	0.000206	0.0000123	0.42	0.0021
1063	D	5	H	4	W	131	133	142.00	0.000240	0.0000090	0.52	0.0026
1063	D	5	H	5	W	81	83	145.00	0.000287	0.0000051	0.53	0.0041
1063	D	5	H	6	W	30	32	148.00	0.000252	0.0000087	0.53	0.0117
1063	D	5	H	7	W	5	7	151.00	0.000272	0.0000072	0.54	0.0032
1063	D	6	H	1	W	90	92	157.00	0.000220	0.0000080	0.44	0.0036
1063	D	6	H	2	W	84	86	160.00	0.000180	0.0000012	0.42	0.0043
1063	D	6	H	3	W	53	55	163.00	0.000180	0.0000022	0.37	0.0054
1063	D	6	H	3	W	125	127	166.00	0.000191	0.0000047	0.43	0.0070
1063	D	6	H	4	W	47	49	169.00	0.000151	0.0000043	0.38	0.0030
1063	D	6	H	4	W	119	121	172.00	0.000153	0.0000061	0.36	0.0043
1063	D	6	H	5	W	41	43	175.00	0.000141	0.0000082	0.34	0.0027
1063	D	6	H	5	W	98	100	178.00	0.000150	0.0000033	0.34	0.0023
1063	D	6	H	6	W	5	7	181.00	0.000174	0.0000070	0.41	0.0140
1063	D	6	H	6	W	60	62	184.00	0.000175	0.0000012	0.39	0.0106
1063	D	6	H	6	W	114	116	187.00	0.000161	0.0000014	0.39	0.0090
1063	D	6	H	6	W	145	147	190.00	0.000162	0.0000007	0.41	0.0108
1063	D	6	H	7	W	29	31	193.00	0.000169	0.0000011	0.41	0.0084
1063	B	6	H	3	W	5	7	196.00	0.000218	0.0000035	0.35	0.0038
1063	B	6	H	3	W	35	37	199.00	0.000233	0.0000088	0.45	0.0091
1063	B	6	H	3	W	68	70	202.00	0.000125	0.0000048	0.38	0.0037
1063	B	6	H	3	W	100	102	205.00	0.000157	0.0000053	0.23	0.0008
1063	C	7	H	1	W	35	37	208.00	0.000185	0.0000026	0.31	0.0055
1063	C	7	H	1	W	73	75	211.00	0.000209	0.0000037	0.37	0.0048
1063	C	7	H	1	W	111	113	214.00	0.000100	0.0000008	0.41	0.0074
1063	C	7	H	1	W	145	147	217.00	0.000104	0.0000020	0.24	0.0022
1063	C	7	H	2	W	38	40	220.00	0.000200	0.0000073	0.23	0.0033
1063	C	7	H	2	W	78	80	223.00	0.000235	0.0000018	0.37	0.0043
1063	C	7	H	2	W	118	120	226.00	0.000169	0.0000045	0.42	0.0038
1063	C	7	H	3	W	7	9	229.00	0.000239	0.0000085	0.34	0.0100
1063	C	7	H	3	W	51	53	232.00	0.000199	0.0000065	0.37	0.0055
1063	C	7	H	3	W	97	99	235.00	0.000167	0.0000065	0.40	0.0046
1063	C	7	H	3	W	143	145	238.00	0.000218	0.0000045	0.33	0.0026
1063	C	7	H	4	W	39	41	241.00	0.000188	0.0000076	0.44	0.0052
1063	C	7	H	4	W	85	87	244.00	0.000149	0.0000059	0.35	0.0022
1063	C	7	H	4	W	130	132	247.00	0.000147	0.0000088	0.34	0.0021
1063	C	7	H	5	W	25	27	250.00	0.000158	0.0000089	0.32	0.0030
1063	C	7	H	5	W	70	72	253.00	0.000214	0.0000080	0.34	0.0045
1063	C	7	H	5	W	114	116	256.00	0.000096	0.0000033	0.38	0.0046
1063	C	7	H	6	W	9	11	259.00	0.000169	0.0000045	0.37	0.0025
1063	C	7	H	6	W	54	56	262.00	0.000155	0.0000031	0.33	0.0036

Kapitel 10: Anhang

ODP-Kennung									Messwerte			
Site	Hole	Core	H	Section	W	top [cm]	bottom [cm]	Alter [ka]	Fe [Gew%]	Fe Fehler [abs.]	Mn [Gew%]	Mn Fehler [abs.]
1063	A	1	H	1	W	3	5	2.57	3.10	0.061	0.12	0.0025
1063	A	1	H	1	W	15	17	9.69	3.18	0.019	0.11	0.0013
1063	A	1	H	1	W	60	62	10.50	3.86	0.020	0.08	0.0009
1063	A	1	H	1	W	120	122	11.58	3.60	0.008	0.25	0.0017
1063	B	1	H	2	W	10	12	12.65	4.41	0.045	0.10	0.0023
1063	B	1	H	2	W	70	72	13.73	4.40	0.049	0.16	0.0037
1063	B	1	H	2	W	130	132	14.81	3.88	0.037	0.09	0.0018
1063	B	1	H	3	W	20	22	15.53	4.56	0.021	0.09	0.0016
1063	B	1	H	3	W	40	42	15.89	4.19	0.020	0.11	0.0013
1063	B	1	H	3	W	60	62	16.25	4.15	0.035	0.10	0.0021
1063	B	1	H	3	W	80	82	16.60	4.60	0.030	0.08	0.0028
1063	B	1	H	3	W	100	102	16.96	4.90	0.093	0.09	0.0036
1063	B	1	H	3	W	120	122	17.32	3.75	0.029	0.08	0.0005
1063	B	1	H	4	W	10	12	18.04	4.05	0.035	0.11	0.0022
1063	B	1	H	4	W	50	52	18.76	4.42	0.035	0.09	0.0012
1063	B	1	H	4	W	70	72	19.12	4.21	0.012	0.11	0.0008
1063	B	1	H	4	W	90	92	19.48	4.41	0.053	0.14	0.0018
1063	B	1	H	4	W	110	112	19.84	3.08	0.031	0.18	0.0008
1063	B	1	H	4	W	130	132	20.20	4.17	0.007	0.08	0.0002
1063	B	1	H	5	W	40	42	21.27	4.89	0.023	0.10	0.0008
1063	B	1	H	5	W	100	102	22.35	5.24	0.072	0.09	0.0018
1063	D	2	H	3	W	110	112	23.27	4.73	0.036	0.07	0.0012
1063	D	2	H	4	W	20	22	24.12	5.52	0.042	0.08	0.0015
1063	D	2	H	4	W	80	82	24.97	4.93	0.028	0.10	0.0011
1063	D	2	H	4	W	140	142	25.83	4.74	0.017	0.11	0.0009
1063	D	2	H	5	W	24	26	26.29	5.03	0.040	0.11	0.0025
1063	D	2	H	5	W	40	42	26.54	4.90	0.031	0.12	0.0031
1063	D	2	H	5	W	56	58	26.78	5.32	0.017	0.09	0.0002
1063	D	2	H	5	W	74	76	27.00	5.38	0.028	0.09	0.0016
1063	D	2	H	5	W	90	92	27.25	4.65	0.044	0.08	0.0014
1063	D	2	H	5	W	107	109	27.49	4.86	0.047	0.12	0.0034
1063	D	2	H	5	W	124	126	27.72	4.60	0.017	0.10	0.0019
1063	D	2	H	5	W	140	142	27.96	4.99	0.059	0.09	0.0010
1063	D	2	H	6	W	6	8	28.20	4.79	0.030	0.12	0.0040
1063	D	2	H	6	W	24	26	28.43	5.24	0.070	0.09	0.0020
1063	D	2	H	6	W	40	42	28.67	5.06	0.016	0.08	0.0007
1063	D	2	H	6	W	56	58	28.91	5.00	0.075	0.10	0.0009
1063	D	2	H	6	W	74	76	29.14	5.36	0.039	0.10	0.0007
1063	D	2	H	6	W	89	91	29.36	5.05	0.081	0.12	0.0015
1063	D	2	H	6	W	109	111	29.62	5.29	0.037	0.13	0.0022
1063	D	2	H	6	W	124	126	29.85	4.75	0.061	0.12	0.0027
1063	D	2	H	6	W	140	142	30.09	4.09	0.068	0.10	0.0038
1063	D	2	H	7	W	6	8	30.31	4.35	0.026	0.12	0.0013
1063	D	2	H	7	W	21	23	30.53	4.51	0.025	0.13	0.0007
1063	D	2	H	7	W	35	37	30.75	4.10	0.015	0.12	0.0037
1063	D	2	H	7	W	54	56	30.98	4.62	0.017	0.12	0.0019
1063	D	3	H	1	W	124	126	31.20	3.86	0.003	0.11	0.0016
1063	D	3	H	1	W	140	142	31.42	4.20	0.003	0.12	0.0019
1063	D	3	H	2	W	9	11	31.63	4.04	0.017	0.12	0.0019
1063	D	3	H	2	W	24	26	31.89	4.46	0.025	0.11	0.0018
1063	D	3	H	2	W	40	42	32.13	4.17	0.022	0.14	0.0011
1063	D	3	H	2	W	56	58	32.37	4.69	0.080	0.16	0.0034
1063	D	3	H	2	W	74	76	32.60	4.36	0.013	0.16	0.0022
1063	D	3	H	2	W	90	92	32.84	4.41	0.037	0.13	0.0024
1063	D	3	H	2	W	105	107	33.06	4.40	0.075	0.13	0.0032
1063	D	3	H	2	W	121	123	33.31	4.04	0.021	0.12	0.0025
1063	D	3	H	2	W	140	142	33.55	4.20	0.013	0.12	0.0012
1063	D	3	H	3	W	6	8	33.79	3.94	0.009	0.12	0.0020
1063	D	3	H	3	W	40	42	34.26	3.52	0.007	0.14	0.0005
1063	D	3	H	3	W	70	72	34.69	4.04	0.029	0.15	0.0024
1063	D	3	H	3	W	100	102	35.12	4.01	0.025	0.11	0.0013
1063	D	3	H	3	W	130	132	35.85	3.72	0.028	0.15	0.0026
1063	D	3	H	4	W	10	12	36.66	3.96	0.041	0.12	0.0026
1063	D	3	H	4	W	40	42	37.47	3.78	0.045	0.13	0.0031
1063	D	3	H	4	W	70	72	38.28	3.57	0.035	0.15	0.0027
1063	D	3	H	4	W	100	102	39.09	4.13	0.082	0.58	0.0244
1063	D	3	H	4	W	130	132	39.90	4.11	0.008	0.15	0.0009
1063	D	3	H	5	W	10	12	40.71	4.43	0.014	0.16	0.0019
1063	D	3	H	5	W	40	42	41.52	3.54	0.013	0.15	0.0007
1063	D	3	H	5	W	70	72	42.33	3.88	0.016	0.16	0.0023
1063	D	3	H	5	W	100	102	43.14	3.47	0.023	0.16	0.0027
1063	D	3	H	5	W	130	132	43.95	4.13	0.026	0.11	0.0015
1063	D	3	H	6	W	10	12	44.76	3.93	0.017	0.15	0.0024
1063	D	3	H	6	W	40	42	45.57	3.67	0.022	0.19	0.0024
1063	D	3	H	6	W	70	72	46.38	4.34	0.026	0.16	0.0028
1063	D	3	H	6	W	100	102	47.19	4.33	0.047	0.17	0.0026
1063	C	3	H	5	W	10	12	48.00	2.99	0.013	0.14	0.0023
1063	C	3	H	5	W	40	42	48.81	3.46	0.023	0.12	0.0019
1063	C	3	H	5	W	70	72	49.62	2.95	0.011	0.15	0.0021

Kapitel 10: Anhang

ODP-Kennung									Messwerte			
Site	Hole	Core	H	Section	W	top [cm]	bottom [cm]	Alter [ka]	Fe [Gew%]	Fe Fehler [abs.]	Mn [Gew%]	Mn Fehler [abs.]
1063	C	3	H	5	W	100	102	50.43	3.22	0.014	0.17	0.0040
1063	C	3	H	5	W	130	132	51.24	3.37	0.015	0.10	0.0026
1063	C	3	H	6	W	10	12	52.05	3.51	0.024	0.14	0.0008
1063	C	3	H	6	W	65	67	53.53	3.39	0.028	0.16	0.0003
1063	C	4	H	1	W	15	17	58.19	3.30	0.016	0.09	0.0008
1063	C	4	H	1	W	55	57	59.78	4.26	0.014	0.15	0.0010
1063	C	4	H	1	W	95	97	61.36	4.63	0.034	0.15	0.0021
1063	C	4	H	1	W	135	137	62.95	5.00	0.033	0.13	0.0024
1063	C	4	H	2	W	25	27	64.54	4.15	0.006	0.13	0.0008
1063	C	4	H	2	W	65	67	66.12	4.40	0.052	0.12	0.0012
1063	C	4	H	2	W	105	107	67.71	3.03	0.020	0.11	0.0035
1063	C	4	H	2	W	145	147	69.30	3.49	0.022	0.10	0.0013
1063	C	4	H	3	W	35	37	70.88	4.43	0.088	0.19	0.0016
1063	C	4	H	3	W	75	77	72.66	3.58	0.008	0.15	0.0016
1063	C	4	H	3	W	115	117	74.49	4.17	0.038	0.15	0.0006
1063	C	4	H	4	W	5	7	76.32	3.24	0.019	0.13	0.0007
1063	C	4	H	4	W	45	47	78.15	3.23	0.005	0.17	0.0005
1063	C	4	H	4	W	95	97	80.43	3.27	0.027	0.15	0.0021
1063	C	4	H	4	W	135	137	82.26	2.71	0.034	0.19	0.0037
1063	C	4	H	5	W	35	37	87.75	3.78	0.046	0.13	0.0016
1063	C	4	H	5	W	75	77	92.29	4.05	0.016	0.14	0.0021
1063	C	4	H	5	W	115	117	95.32	3.46	0.009	0.13	0.0024
1063	C	4	H	6	W	5	7	97.43	3.40	0.029	0.14	0.0024
1063	C	4	H	6	W	45	47	99.54	2.93	0.035	0.13	0.0006
1063	C	4	H	6	W	75	77	101.13	3.85	0.035	0.11	0.0012
1063	C	4	H	6	W	115	117	103.24	3.04	0.027	0.16	0.0031
1063	D	5	H	1	W	12	14	106.00	4.66	0.018	0.11	0.0014
1063	D	5	H	1	W	53	55	109.00	5.08	0.060	0.20	0.0053
1063	D	5	H	1	W	93	95	112.00	2.84	0.041	0.20	0.0073
1063	D	5	H	2	W	15	17	118.00	4.34	0.056	0.12	0.0029
1063	D	5	H	2	W	47	49	121.00	3.68	0.009	0.12	0.0031
1063	D	5	H	2	W	78	80	124.00	3.96	0.054	0.16	0.0037
1063	D	5	H	2	W	110	112	127.00	4.52	0.042	0.12	0.0034
1063	D	5	H	3	W	18	20	130.00	3.65	0.027	0.13	0.0011
1063	D	5	H	3	W	79	81	133.00	3.15	0.033	0.17	0.0019
1063	D	5	H	3	W	139	141	136.00	4.78	0.042	0.09	0.0013
1063	D	5	H	4	W	60	62	140.00	4.27	0.013	0.07	0.0013
1063	D	5	H	4	W	131	133	142.00	5.26	0.018	0.10	0.0017
1063	D	5	H	5	W	81	83	145.00	5.78	0.040	0.09	0.0013
1063	D	5	H	6	W	30	32	148.00	5.17	0.058	0.10	0.0013
1063	D	5	H	7	W	5	7	151.00	5.45	0.019	0.11	0.0029
1063	D	6	H	1	W	90	92	157.00	4.49	0.026	0.12	0.0033
1063	D	6	H	2	W	84	86	160.00	3.85	0.046	0.12	0.0039
1063	D	6	H	3	W	53	55	163.00	3.71	0.041	0.12	0.0016
1063	D	6	H	3	W	125	127	166.00	4.11	0.039	0.13	0.0005
1063	D	6	H	4	W	47	49	169.00	4.60	0.056	0.10	0.0006
1063	D	6	H	4	W	119	121	172.00	3.55	0.020	0.14	0.0022
1063	D	6	H	5	W	41	43	175.00	3.41	0.011	0.14	0.0022
1063	D	6	H	5	W	98	100	178.00	3.08	0.015	0.10	0.0038
1063	D	6	H	6	W	5	7	181.00	4.30	0.013	0.09	0.0022
1063	D	6	H	6	W	60	62	184.00	4.77	0.048	0.13	0.0024
1063	D	6	H	6	W	114	116	187.00	3.92	0.033	0.13	0.0026
1063	D	6	H	6	W	145	147	190.00	4.04	0.012	0.14	0.0034
1063	D	6	H	7	W	29	31	193.00	4.16	0.032	0.13	0.0016
1063	B	6	H	3	W	5	7	196.00	3.48	0.021	0.11	0.0016
1063	B	6	H	3	W	35	37	199.00	4.39	0.041	0.17	0.0030
1063	B	6	H	3	W	68	70	202.00	4.11	0.020	0.21	0.0018
1063	B	6	H	3	W	100	102	205.00	2.68	0.005	0.14	0.0026
1063	C	7	H	1	W	35	37	208.00	3.47	0.025	0.13	0.0003
1063	C	7	H	1	W	73	75	211.00	3.70	0.018	0.07	0.0005
1063	C	7	H	1	W	111	113	214.00	3.97	0.026	0.04	0.0006
1063	C	7	H	1	W	145	147	217.00	4.23	0.024	0.22	0.0024
1063	C	7	H	2	W	38	40	220.00	2.37	0.017	0.09	0.0024
1063	C	7	H	2	W	78	80	223.00			0.09	0.0028
1063	C	7	H	2	W	118	120	226.00	4.19	0.022	0.16	0.0041
1063	C	7	H	3	W	7	9	229.00	3.38	0.051	0.23	0.0030
1063	C	7	H	3	W	51	53	232.00	4.18	0.034	0.12	0.0007
1063	C	7	H	3	W	97	99	235.00	3.93	0.024	0.08	0.0013
1063	C	7	H	3	W	143	145	238.00	3.38	0.014	0.12	0.0019
1063	C	7	H	4	W	39	41	241.00	4.31	0.023	0.14	0.0028
1063	C	7	H	4	W	85	87	244.00	5.95	0.008	0.12	0.0015
1063	C	7	H	4	W	130	132	247.00	3.82	0.012	0.16	0.0026
1063	C	7	H	5	W	25	27	250.00	3.24	0.014	0.12	0.0015
1063	C	7	H	5	W	70	72	253.00	3.26	0.021	0.11	0.0021
1063	C	7	H	5	W	114	116	256.00	3.72	0.025	0.04	0.0007
1063	C	7	H	6	W	9	11	259.00	3.56	0.028	0.12	0.0021
1063	C	7	H	6	W	54	56	262.00	3.48	0.021	0.14	0.0028

**Erklärung gem. § 8 (3) b) und c) der Promotionsordnung  
der Naturwissenschaftlich-Mathematischen Gesamtfakultät  
der Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg**

Ich erkläre hiermit, dass ich die vorgelegte Dissertation selbst verfasst und mich keiner anderen als der von mir ausdrücklich bezeichneten Quellen und Hilfen bedient habe.

Außerdem erkläre ich hiermit, dass ich an keiner anderen Stelle ein Prüfungsverfahren beantragt bzw. die Dissertation in dieser oder anderer Form bereits anderweitig als Prüfungsarbeit verwendet oder einer anderen Fakultät als Dissertation vorgelegt habe.

---

Frank Bernsdorff





# Danksagung

An dieser Stelle möchte ich allen danken, die zu dem Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Vor allem meinem Betreuer Prof. Dr. A. Mangini für die Bereitstellung des Themas dieser Arbeit, viele hilfreiche Diskussion, die unkomplizierte Betreuung und die mir gewährte Freiheit bei der Umsetzung meiner Arbeit. Ferner möchte ich Prof. Dr. H.-F. Schöler danken, der das Koreferat übernommen hat.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft gilt Dank für die Finanzierung dieser Arbeit.

Marcus Christl danke ich für die sehr kompetente Betreuung und ständige Unterstützung.

Danken möchte ich auch unseren Kooperationspartnern Peter W. Kubik (Paul Scherrer Institut an der ETH – Zürich; AMS-Messungen der <sup>10</sup>Be-Proben), Christian Scholz (Inst. f. U-Geochemie, Uni-Heidelberg; ICP-OES Messungen der Haupt- und Nebengruppenelemente) sowie Yann Lahaye (Inst. f. Petrologie und Geochemie, Uni-Frankfurt a.M.; MC-ICP-MS Messungen) für die Einweisung in die Messtechnik der entsprechenden Messgeräte.

Ein besonderer Dank gilt meinem „ICP-MS-Mitstreiter“ Jörg Lippold, der durch seine Ideenvielfalt maßgeblich zum Erhalt von qualitativ hochwertigen Datensätzen beigetragen hat.

Außerdem danke ich allen HiWi's für ihren aufopferungsvollen Einsatz im Geochemielabor: Boris, Evelyn, Theresa, Christian, Sylvia, Nils, Patrick und Sergej.

Ganz herzlich möchte ich mich auch bei meinen Eltern bedanken, die mir das notwendige „Rüstzeug“ mit auf den Weg gegeben haben.

Ferner gilt mein Dank Heidrun und Wolfgang Wohlgehagen für viele interessante Gespräche und der zur Verfügung Stellung einer „Chill out zone“ im schönen Eckernförde.

Ein besonderer Dank gilt schließlich meiner Freundin Kirsten, die in jeder Hinsicht immer für mich da war.

