

Die Stickstoffisotopenverteilung in Oberflächensedimenten vor der Küste Namibias: Quellen und Abbauprozesse

von
Lara Meyer

Wissenschaftliche Arbeit zur Erlangung des
Bachelor of Science
im Studiengang Geowissenschaften

Institut für Geologie
Universität Hamburg

Erstgutachter: Dr. Birgit Gaye

Zweitgutachter: Dr. Niko Lahajnar

Abgabetermin: 15. April 2015

Kurzfassung:

Die vorliegende Arbeit hat das Ziel, ein besseres Verständnis über den Stickstoffkreislauf im Benguela-Auftriebsgebiet vor der Küste Namibias zu erlangen. Zwischen 2004 und 2011 wurden während mehrerer Ausfahrten in den Sommer- und Herbstmonaten (Südhalbkugel) Oberflächensedimente gesammelt und auf die stabilen Isotopenverhältnisse von Stickstoff ($\delta^{15}\text{N}$) untersucht. Zu dieser Jahreszeit dominieren den Schelf sauerstoffarme, nährstoffreiche Wassermassen aus dem Angola Wirbel nördlich des Untersuchungsgebiets. Die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte zwischen 19-26°S sind auf dem Schelfinneren am höchsten (bis zu 11,4‰). Sauerstoffkonzentrationen von $<20\ \mu\text{M}$ in der Wassersäule regen hier Anammox und Denitrifizierung an, sodass schweres ^{15}N im Residual zurückbleibt. Mit zunehmender Wassertiefe sinken die Werte auf 6‰ ab und reflektieren damit den abnehmenden Einfluss des Auftriebsgebiets. Nördlich von 19°S nehmen die $\delta^{15}\text{N}$ -Verhältnisse mit zunehmender Entfernung von der Küste von 4‰ auf 6‰ zu. Hier ist eine Korrelation zwischen abnehmender Nitratkonzentration aufgrund von zunehmender Assimilierung auszumachen, die in den ansteigenden $\delta^{15}\text{N}$ -Werten im Sediment reflektiert wird. Die Akkumulation hoher $\delta^{15}\text{N}$ -Verhältnisse auf dem Schelf zeigt den Einfluss des küstennahen Auftriebs und die Intensität der Sauerstoffminimumzone.

Abstract:

The aim of this thesis is to get a better understanding of the nitrogen cycle of the Benguela Upwelling System off the coast of Namibia. During several expeditions in the austral summer and autumn months between 2004 and 2011, surface sediments were collected and analysed for stable isotope ratios of nitrogen ($\delta^{15}\text{N}$). In these months oxygen poor, nutrient rich water masses from the Angola Gyre prevail on the Namibian shelf. Between 19-26°S, $\delta^{15}\text{N}$ ratios are highest (up to 11.4‰) on the inner shelf. There, oxygen concentration of $<20\ \mu\text{M}$ in the water column stimulates anammox and denitrification. This leads to the enrichment of heavy ^{15}N in the residual. With increasing water depth, these ratios sink to 6‰ and reflect the decreasing impact of the upwelling system. North of 19°S, $\delta^{15}\text{N}$ ratios rise from 4‰ to 6‰, with increasing distance from the coast. In this case, there is a correlation between sinking nitrate concentration due to increasing assimilation, which is mirrored in augmented $\delta^{15}\text{N}$ values. The accumulation of high $\delta^{15}\text{N}$ ratios on the shelf shows the impact of coastal upwelling and the intensity of the oxygen minimum zone.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	4
Symbole und Abkürzungen	6
1 Einleitung	7
1.1 Auftrieb	8
1.2 Stickstoffisotope und der Stickstoffkreislauf	10
1.3 Das Arbeitsgebiet	12
1.4 Zielsetzung	16
2 Material und Methoden	17
2.1 Probennahme	17
2.2 Laboranalysen	18
3 Ergebnisse	21
4 Diskussion	26
4.1 Sedimentverteilung	26
4.2 Transsekt 17,25°S	29
4.3 Transsekt 23°S	31
4.4 Diagnetische Überprägung und Transsekt 26,6°S	35
5 Schlussfolgerungen	39
Literaturverzeichnis	40
Verzeichnis der verwendeten Internetadressen	43
Verwendete Software	43
Danksagung	44
Anhang	45
Erklärung	52

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1.1: zeigt die vier großen EBUE. Die Farbunterlegung veranschaulicht die durchschnittliche Chlorophyllkonzentration (mg/m^3 ; Chavez und Messié, 2009).	7
Abbildung 1.2: Die Ekman-Spirale auf der Nordhemisphäre. Der Netto-Transport ist um 90° zu der Windrichtung abgelenkt (Quelle: http://funnel.sfsu.edu/courses/geol103/2/labs/upwelling/descript1.html).	9
Abbildung 1.3: zeigt Küsten- und Schelfkanten-Upwelling vor SW-Afrika. Die eingekreisten Kreuze zeigen die Strömung polwärts an, die eingekreisten Punkte, die in Richtung Äquator (aus Pichevin et al., 2005).	9
Abbildung 1.4: Der marine Stickstoffkreislauf (verändert nach Sigman et al., 2009). Ausführliche Erläuterungen in Kapitel 1.2.	12
Abbildung 1.5: Die Grenzen und wichtigsten Strömungen des Benguela-Auftriebsgebiets (aus Shannon, 2006).	13
Abbildung 1.6: Die hydrografische Struktur vor SW-Afrika. Die jahresdurchschnittlichen Sauerstoffanteile der einzelnen Wassermassen sind farbig unterlegt. Die Abbildung bezieht sich auf keine bestimmte Jahreszeit (aus Pichevin et al., 2005).	15
Abbildung 2.1: Untersuchungsgebiet vor Namibia während der Ausfahrt MSM 17-3 im Februar 2011.	17
Abbildung 2.2: Schematischer Aufbau eines Massenspektrometers. Erläuterungen im Text (Skript Geochemisches Grundpraktikum, 2013).	19
Abbildung 3.1: $\delta^{15}\text{N}$ -Verteilung (‰) im obersten Zentimeter der Bodensedimente. Probenahme während der Ausfahrten AHAB4, AHAB5, Juni 2004, M76-2, Mai/Juni 2008 und MSM 17-3 Feb./März 2011.	22
Abbildung 3.2: zeigt die prozentuale Verteilung von (a) organischem Kohlenstoff (Corg) und (b) Gesamtstickstoff (TN).	23
Abbildung 3.3: Corg/N-Verteilung vor Namibia. Bei Station Nr. 310 beträgt das Verhältnis 32,3.	24
Abbildung 3.4 a-c: Die prozentuale Verteilung von (a) Kalziumkarbonat, (b) Lithogen und (c) Opal. Die Proben repräsentieren nur die Ausfahrt MSM 17-3, Februar 2011.	25
Abbildung 4.1: (a) Darstellung der Textur der Oberflächensedimente und der inneren und äußeren Schelfkanten (gestrichelte Linie). (b) Zusammensetzung der Sedimente (Bremner und Willis, 1993).	27
Abbildung 4.2: Beschreibung des vertikalen (gestrichelte Linie) und lateralen Transports (durchgezogene Linie) von partikulärem organischem Material in der Wassersäule und deren Auswirkung auf die Sedimentzusammensetzung auf dem namibischen Schelf bei $25,5^\circ$ S. Die Sedimentationsrate wird als gepunktete Linie und das Depotcenter dunkelgrau dargestellt (Inthorn et al., 2006b).	29

Abbildung 4.3: zeigt den Transsekt 17,25°S vor Kunene zwischen 10,8°-11,6°E während der Ausfahrt MSM 17-3 (Feb. 2011). Die Isolinien zeigen die O ₂ -Konzentration (µM) an. O ₂ -Konzentrationen ≤20 µM werden durch die fett gedruckten Isolinien hervorgehoben. N umfasst NO ₃ , NO ₂ und PO ₃ ⁴ (Flohr et al., 2014).	30
Abbildung 4.4a-b: Sauerstoffkonzentration (µM) auf Transsekt 23°S im (a) Februar 2011 und von (b) Mai-Juni 2008 (Nagel et al., 2013).	32
Abbildung 4.5a-b: Isotopensignal (‰) von (a) δ ¹⁵ N _{NO₃} und (b) δ ¹⁵ N _{PN} auf Transsekt 23°S im Mai-Juni 2008 (Nagel et al., 2013).	34
Abbildung 4.6: zeigt den Erhalt von OM vor Namibia anhand des Degradations-Index (DI). Werte >0,25 deuten auf eine gute Erhaltung hin (s. Farbskala). Die Isolinien markieren die jahresdurchschnittliche Sauerstoffkonzentration (µM) des Bodenwassers (Nagel et al, 2014).	36
Abbildung 4.7: Darstellung von Sauerstoffkonzentration, Wassertiefe und δ ¹⁵ N. Erläuterungen dazu im Text.	37

Symbole und Abkürzungen

ε		Fraktionierungsfaktor, Isotopeneffekt
AAIW	Antarctic Intermediate Water	Antarktisches Zwischenwasser
Anammox	Anaerobic Ammonium Oxidation	Anaerobe Ammonium Oxidation
BCC	Benguela Coastal Current	Benguela-Küsten-Strom
BCS	Benguela Current System	Benguela-Strom-System
BOC	Benguela Ocean Current	Benguela-Ozean-Strom
BUS	Benguela Upwelling System	Benguela-Auftriebs-System
Corg	Organic Carbon	Organischer Kohlenstoff
EBUE	Eastern Boundary Upwelling Ecosystem	Ökosystem eines Auftriebsgebiets am östlichen Rand der Ozeane
ESACW	Eastern South Atlantic Central Water	Östliches Südatlantisches Zentralwasser
N	Nitrogen	Stickstoff
NADW	North Atlantic Deep Water	Nordatlantisches Tiefenwasser
OM	Organic Matter	Organikreiches Material
OMZ	Oxygen Minimum Zone	Sauerstoffminimumzone
POC	Particulate Organic Matter	Partikuläres organisches Material
SACW	South Atlantic Central Water	Südatlantisches Zentralwasser
SPM	Suspended Particulate Matter	Suspendiertes partikuläres Material

1 Einleitung

Das Benguela-Auftriebs-System (BUS, Benguela Upwelling System) vor SW-Afrika gehört neben dem Kanaren-, California- und Humboldtsystem zu den vier großen Auftriebsgebieten, den sog. Eastern Boundary Upwelling Ecosystems (EBUE). Diese befinden sich, wie die englische Bezeichnung bereits darauf hinweist, am östlichen Rand der Ozeane bzw. an den Westküsten der Kontinente (Shannon, 2006; s. Abb. 1.1). Durch wind-induzierten Auftrieb werden nährstoffreiche, sauerstoffarme Wassermassen aus der Tiefe in die euphotische Zone gebracht und regen auf dem Schelfbereich eine für diese Gebiete typische hohe Primärproduktion an (Wyrski, 1962; s. Abb. 1.1). Bei einem Flächenanteil von weniger als 1% machen die EBUE 5% der globalen marinen Primärproduktion aus (Pauly und Christensen, 1995).

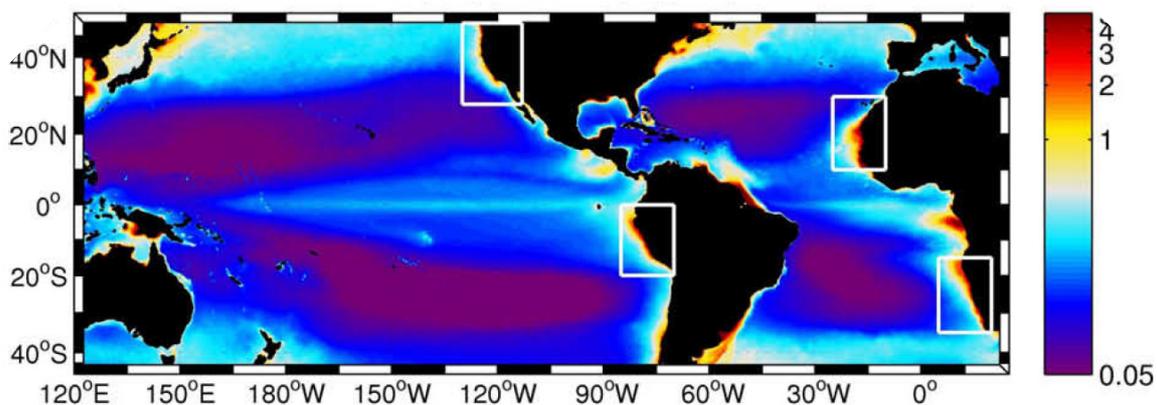


Abbildung 1.1: zeigt die vier großen EBUE. Die Farbunterlegung veranschaulicht die durchschnittliche Chlorophyllkonzentration (mg/m^3 ; Chavez und Messié, 2009).

Stickstoff (N, Nitrogen) ist neben Phosphat und Eisen ein wichtiger limitierender Faktor der Primärproduktion. Der Eintrag und Abbau von N wird durch Prozesse des Stickstoffkreislaufs kontrolliert (Robinson et al., 2012). Die hohe Primärproduktion in den Auftriebsgebieten zehrt die bereits geringe Sauerstoffkonzentration, weshalb sich unterhalb der euphotischen Zone eine weiträumige Sauerstoffminimumzone (OMZ) einstellt (Wyrski, 1962). Bei einer Sauerstoffkonzentration von bis zu $25 \mu\text{M}$ bzw. $20 \mu\text{M}$ wurde anaerobe Respiration wie Denitrifizierung bzw. Anammox gemessen. Diese Vorgänge reduzieren stickstoffhaltige Nährstoffe und lassen sie in die Atmosphäre entweichen (Kalvelage et al., 2011).

Auf einer regionalen Größenordnung, wie der eines Auftriebsgebiets, kann die N-Isotopenverteilung im Sediment Kurzzeit- und Langzeitentwicklungen des N-Kreislaufs wiedergeben. Auf kurzfristige Sicht kann das N-Isotopen-Verhältnis von Nitrat in der euphotischen Zone im Sediment reflektiert werden. Auch Umwandlungsprozesse innerhalb des N-Kreislaufs können im Sediment bewahrt werden (Altabet, 2006). Allerdings wurden leichte Abweichungen zwischen dem Signal im Sediment und dem der Wassersäule festgestellt (Altabet und Francois, 1994). Auf langfristige Sicht haben Schwankungen in der Nährstoffverfügbarkeit Einfluss auf den globalen biogeochemischen Kreislauf, da der N-Kreislauf mit dem Kohlenstoffkreislauf verzahnt ist, und auf die Primärproduktion. Deswegen kann die Aufzeichnung von N-Isotopen im Sediment genutzt werden, um die Höhe der früheren Primärproduktion im Ozean darzustellen und

den N-Kreislauf während der letzten Kalt- und Warmzeiten nachzuvollziehen (Galbraith et al. 2008). Das Wissen über Schwankungen des N-Kreislaufs und seine Ursachen kann möglicherweise Hinweise liefern, wie sich eben jener bei einer Erwärmung der Ozeane entwickeln könnte (Pichevin et al. 2005) und was dies für die Ökosysteme der EBUEs bedeutet. Dies ist u. a. ein wichtiges Anliegen des GENUS-Projekts, in welches diese vorliegende Bachelorarbeit eingebunden ist. GENUS steht für Geochemistry and Ecology of the Namibian Upwelling System. Bei diesem Projekt untersucht die Universität Hamburg seit 2009 das BUS. Mit einer jährlichen Primärproduktion von 0,37 Gt Kohlenstoff ist das BUS im Vergleich zu den drei anderen EBUEs am produktivsten (Carr, 2002). Der Schwerpunkt des Forschungsprogramms liegt auf den Auswirkungen des globalen Klimawandels auf die biogeochemischen Kreisläufe und das Ökosystem vor Namibia. Momentan ist zu wenig über das Zusammenspiel der chemischen, physikalischen und biologischen Parameter bekannt, um genau klären zu können, wie der Eingriff des Menschen durch Fischfang und Rohstoffabbau das Ökosystem beeinflusst (Homepage GENUS).

1.1 Auftrieb

Auftrieb (engl. Upwelling) entsteht, wenn oberflächennahe Wassermassen verdrängt werden und aus der Tiefe nachfließendes Wasser das entstandene Defizit wieder ausgleicht. Die Verdrängung der oberflächennahen Wassermassen erfolgt durch den sog. Ekman-Transport. Dieser wird durch das Zusammenwirken von Corioliskraft, Wind und Küste (als natürliche Land-See-Grenze) generiert.

Die Corioliskraft bewirkt eine Ablenkung der windinduzierten Oberflächenströmung um 45° zur Windrichtung, wobei die Ablenkung auf der Südhalbkugel nach links und auf der Nordhalbkugel nach rechts erfolgt. Der Einfluss der Corioliskraft erzeugt eine Ablenkung der Strömung bis zu einer bestimmten Wassertiefe, auch Ekman-Tiefe genannt. Am unteren Ende der Ekman-Tiefe hat die Strömung eine Ablenkung von 180° zur Oberflächenströmung, weshalb man auch von der Ekman-Spirale spricht (s. Abb. 1.2). Daraus ergibt sich eine Gesamtablenkung des Ekman-Transports um 90° zur Windrichtung (Ekman, 1905 aus dem Skript „Einführung in die Ozeanographie“, 2014).

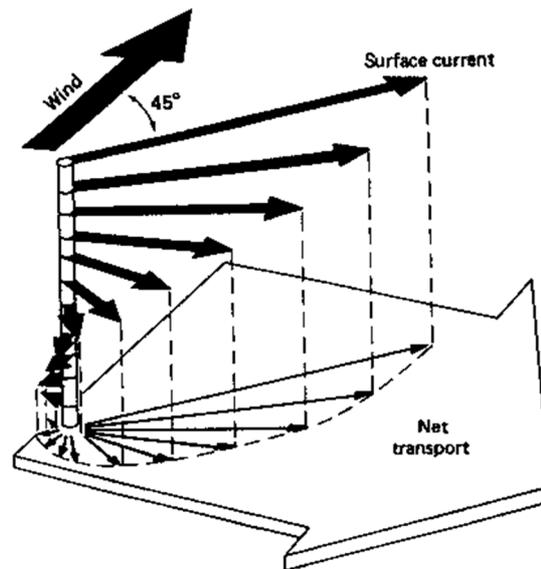


Abbildung 1.2: Die Ekman-Spirale auf der Nordhemisphäre. Der Netto-Transport ist um 90° zu der Windrichtung abgelenkt (Quelle: <http://funnel.sfsu.edu/courses/geol103/2/labs/upwelling/descript1.html>).

Der seewärts (engl. offshore) gerichtete Ekman-Transport ist ein eher flacher Oberstrom (bis zu 50 m tief) und wird auch Ekman-Schicht genannt. Kältere und nährstoffreichere Wassermassen unterhalb dieser Ekman-Schicht, welche in Richtung Küste strömen, gleichen dieses durch Wind erzeugte Defizit wieder aus. Dieser küstennahe Auftrieb hat eine horizontale Reichweite von bis zu 50 km (Chavez und Messié, 2009).

In diesem Zusammenhang wäre zu erwähnen, dass Upwelling nicht nur direkt vor der Küste stattfinden kann, sondern auch entlang Schelfkanten (Barange und Pillar; 1992, s. Abb. 1.3) und außerhalb des Schelfbereichs als sog. Ekman-Pumping, eine Auftriebsart, die durch Windwirbel (wind stress curl) erzeugt wird (Chavez und Messié, 2009).

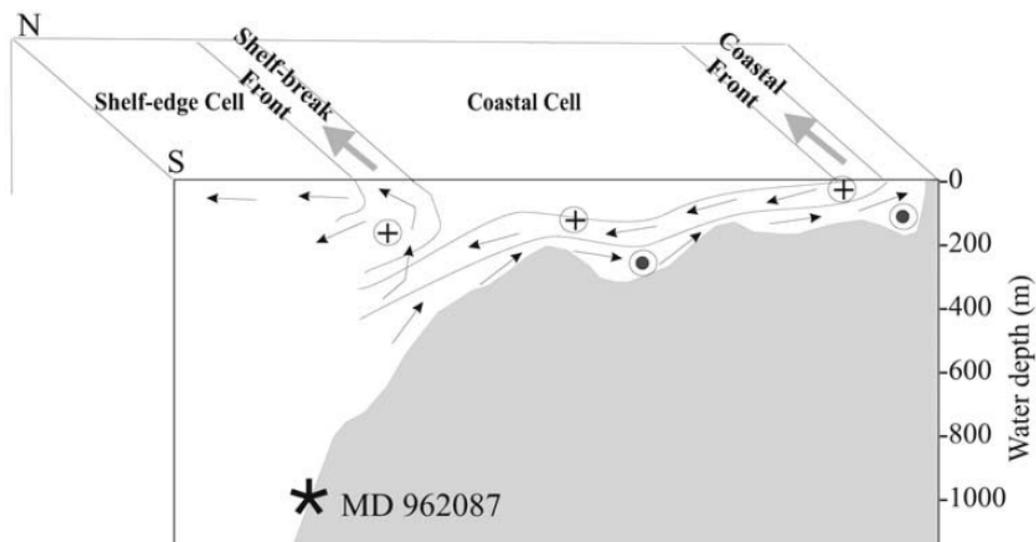


Abbildung 1.3: zeigt Küsten- und Schelfkanten-Upwelling vor SW-Afrika. Die eingekreisten Kreuze zeigen die Strömung polwärts an, die eingekreisten Punkte, die in Richtung Äquator (aus Pichevin et al., 2005).

1.2 Stickstoffisotope und der Stickstoffkreislauf

Isotope eines Elements haben aufgrund der gleichen Protonenzahl die gleiche Atomladung, jedoch verschiedene Massen, da die Zahl der Neutronen unterschiedlich ist.

Stickstoff kommt in der Natur in Form von zwei stabilen Isotopen vor, welche eine Atommasse von 14 bzw. 15 haben (^{14}N und ^{15}N). Dabei kommt ^{14}N mit einem Anteil von 99,63% am häufigsten vor. Stickstoff ist einer der Hauptbestandteile von mariner Biomasse und in seiner reaktiven Form ein wichtiger Nährstoff für Phytoplankton. Im Gegensatz zu atmosphärischem Stickstoff (N_2) ist reaktiver Stickstoff gelöst und anorganisch (DIN, dissolved inorganic nitrogen) und kommt in Form von Nitrat (NO_3^-), Nitrit (NO_2^-) oder Ammonium (NH_4^+) vor (Sigman et al., 2009).

Fraktionierungsprozesse sind biotische Abläufe, die nicht vollständig ablaufen. Das bedeutet, dass ein Substrat nicht vollständig abgebaut wird. Diese Fraktionierung verändert das Isotopenverhältnis von ^{15}N zu ^{14}N von Stickstoffquellen. Dabei reagiert in den meisten Fällen das leichtere ^{14}N und wird bevorzugt in das Produkt eingebaut, während das schwerere ^{15}N im Residual angereichert wird. Insofern spiegeln $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ -Verhältnisse die Quellen und Senken von Stickstoff, sowie seine Umsatzprozesse wider. Das Isotopenverhältnis $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ wird als $\delta^{15}\text{N}$ in Promille (‰) zusammengefasst. In diesem Zusammenhang ist wichtig zu erwähnen, dass die meisten Änderungen des Verhältnisses von Stickstoff im Ozean durch kinetische Fraktionierung bestimmt werden. Dabei wird Stickstoff in die gelöste oder fixierte Form umgewandelt. Der kinetische Isotopeneffekt ϵ wird wie folgt definiert:

$$\epsilon \approx \delta^{15}\text{N}_{\text{Substrat}} - \delta^{15}\text{N}_{\text{Produkt}} \quad (1.1)$$

Das bedeutet, wenn eine Reaktion einen Isotopeneffekt von 5‰ hat, dann ist $\delta^{15}\text{N}$ des Produkts ca. 5‰ niedriger als der $\delta^{15}\text{N}$ -Wert des Substrats (Sigman et al., 2009).

Der Stickstoffkreislauf wird durch bestimmte Prozesse gesteuert, die den Ein- und Austrag von Stickstoff in oder aus dem marinen Milieu bewirken. Die folgende Abbildung 1.4 zeigt den Stickstoffkreislauf mit seinen Quellen und Senken des marinen Milieus vor Namibia.

Eine Quelle ist die N_2 -Fixierung. Durch den ständigen Austausch zwischen Atmosphäre und Wasseroberfläche nimmt der Ozean atmosphärisches N_2 auf oder gibt es wieder ab. Atmosphärisches N_2 hat einen $\delta^{15}\text{N}$ -Wert von 0‰. Im Oberflächenwasser beträgt der $\delta^{15}\text{N}$ -Wert von gelöstem N_2 0,6‰. Erst durch den Vorgang der N_2 -Fixierung kann Stickstoff fixiert in Biomasse als Nährstoff den marinen Organismen zugänglich gemacht werden. Bei diesem Vorgang nehmen diazotrophe Bakterien (auch N_2 -Fixierer genannt), wie z. B. Cyanobakterien, gelöstes N_2 aus der Atmosphäre auf und wandeln dieses in partikulären Stickstoff um. Die N_2 -Fixierung ist die größte Eintragsquelle für fixierten Stickstoff. Laut Arrigo (2005) erfüllt die N_2 -Fixierung im tropischen und subtropischen Atlantik 36-50% des gesamten Stickstoffbedarfs der dort lebenden mikrobiellen Gemeinschaft. Darüber hinaus wird vermutet, dass die Bereitstellung von Stickstoff durch N_2 -Fixierung wesentlich größer ist als der Nitrat-Fluss aus größeren Tiefen in die euphotische Zone.

Wenn partikulärer Stickstoff (PN) in die Tiefe sinkt, kann er durch Remineralisierung in Nitrat (NO_3^-) umgewandelt oder im Sediment eingebettet werden. Das durchschnittliche $\delta^{15}\text{N}$ -Signal von Nitrat im Tiefenwasser der Ozeane liegt bei ca. 5‰ (Sigman et al., 2009).

Weitere Quellen von Stickstoff sind terrestrischer Eintrag durch Flüsse oder Wind und Niederschlag (s. Abb. 1.4). Dabei kann die Stickstoffquelle „Flüsse“ in den N-Kreislauf vor Namibia laut Shillington et al. (2006) durch den geringen Eintrag vernachlässigt werden. Terrigener Eintrag, wie etwa Staub aus der direkt ans Meer grenzenden Namib-Wüste südlich vor Walvis Bay, ist gering und kann als Quelle vernachlässigt werden (Inthorn et al., 2006a).

Nach der Darstellung der Stickstoffquellen geht es nun um die Veranschaulichung der Prozesse, welche den reaktiven Stickstoff im marinen Milieu abbauen. Die Vorgänge der heterotrophen Denitrifizierung und der anaeroben Ammoniumoxidierung (Anammox) wandeln reaktiven Stickstoff in N_2 um und lassen dieses in die Atmosphäre entweichen. Sowohl die Denitrifizierung als auch Anammox setzen nur in Sauerstoffminimumzonen (OMZ) ein und treten in der Wassersäule als auch im Sediment auf (Sigman et al., 2009).

Die heterotrophe Denitrifizierung ist ein Vorgang, bei dem Nitrat zu N_2 reduziert wird und setzt bei Sauerstoffkonzentrationen zwischen $<2\text{-}8\ \mu\text{M}$ ein (Devol, 1978), obwohl sie auch bei O_2 -Konzentrationen von bis zu $20\text{-}25\ \mu\text{M}$ beobachtet wurde (Smethie, 1987; Kalvelage et al., 2011). Denitrifizierung in der Wassersäule innerhalb einer OMZ bewirkt eine Anreicherung des schweren ^{15}N im verbleibenden Nitrat-Pool. Der Isotopeneffekt ϵ liegt hier bei ca. $20\text{-}30\%$, während er im Porenwasser von Sedimenten weniger als 3% beträgt (Sigman et al., 2009). Der erste Teilprozess der Denitrifizierung ist die Nitratreduktion, bei der Nitrit und Ammonium entweichen (Lam et al., 2009). Das Nitrit kann weiter zu NO und N_2O reduziert werden, bis schließlich nur noch N_2 übrig bleibt und in die Atmosphäre entweicht (Richards, 1965) oder es setzt direkt nach der Nitratreduktion Anammox ein (Lam et al., 2009).

Anammox hingegen ist eine chemoautotrophe Reaktion, bei der Ammonium durch Nitrit zu N_2 oxidiert wird. Die dazugehörige Formel lautet $\text{NH}_4^+ + \text{NO}_2^- \rightarrow \text{N}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$. Die Ammoniumverfügbarkeit ist der limitierende Faktor bei diesem Umsatzprozess. (Lam et al., 2009)

Anammox wurde bisher vor allem in Gebieten mit hoher Nitritakkumulation beobachtet und läuft bei Sauerstoffkonzentrationen bis zu $20\ \mu\text{M}$ ab (Kalvelage et al., 2011).

Die Assimilierung von Stickstoff gehört, genauso wie die Remineralisierung, zum internen N-Kreislauf und ist weder Quelle noch Senke für fixierten Stickstoff. Jedoch verursacht insbesondere die Assimilierung von Nitrat durch Phytoplankton im Oberflächenwasser eine Zunahme von ^{15}N im Nitrat-Pool um einen Isotopeneffekt von $\epsilon = 5\%$ (Sigman et al., 2009).

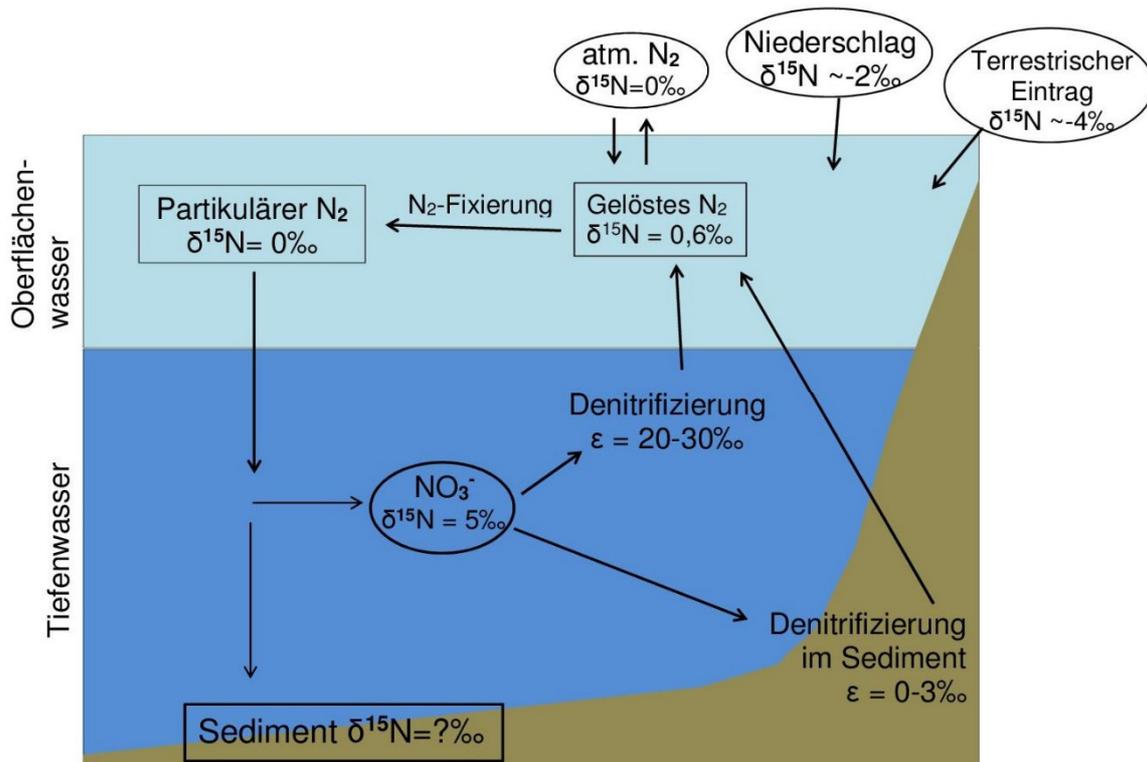


Abbildung 1.4: Der marine Stickstoffkreislauf (verändert nach Sigman et al., 2009). Ausführliche Erläuterungen in Kapitel 1.2.

1.3 Das Arbeitsgebiet

Das Benguela-Auftriebsgebiet erstreckt sich vor der Atlantikküste von Nordangola über Namibia entlang des Kaps der Guten Hoffnung bis nach Port Elizabeth in Südafrika von 5°-37°S und 0°-26°E (Shannon, 2006). Dabei wird der Kernbereich in ein nördliches (nBUS) und ein südliches Gebiet (sBUS) unterteilt. Das nBUS verläuft von Kunene (17°S, Grenze Angola/Namibia) bis nach Lüderitz (26°). Bei Lüderitz beginnt das sBUS, welches sich bis nach Kapstadt zieht (34°S, s. Abb. 1.5). Im Wesentlichen unterscheiden sich die drei anderen EBUEs von dem Benguela-System, indem das BUS im Norden und im Süden durch warme Meeresströmungen begrenzt wird; es handelt sich dabei um den Angola-Strom im Norden und um den Agulhas-Strom im Süden (Shillington et al., 2006; s. auch Abb. 1.5).

Die Schelfmorphologie vor Namibia ist durchaus unterschiedlich. Im Norden vor Kunene (17,25°S) ist der Schelf eher schmal, die durchschnittliche Breite misst ca. 44 km und der Schelfhang fällt steil ab. Vor Walvis Bay (23°S) ist der Schelfbereich aufgrund eines inneren und äußeren Schelfs ca. 170 km breit (Giraudeau et al., 2000). Die Schelfkante des inneren Schelfs befindet sich in 140 m Wassertiefe, während die des äußeren bei 400 m Tiefe beginnt. Weiter südlich nimmt die Schelfbreite wieder ab, sodass der Schelf vor Lüderitz nur noch ca. 75 km breit ist (Shannon und Nelson, 1996).

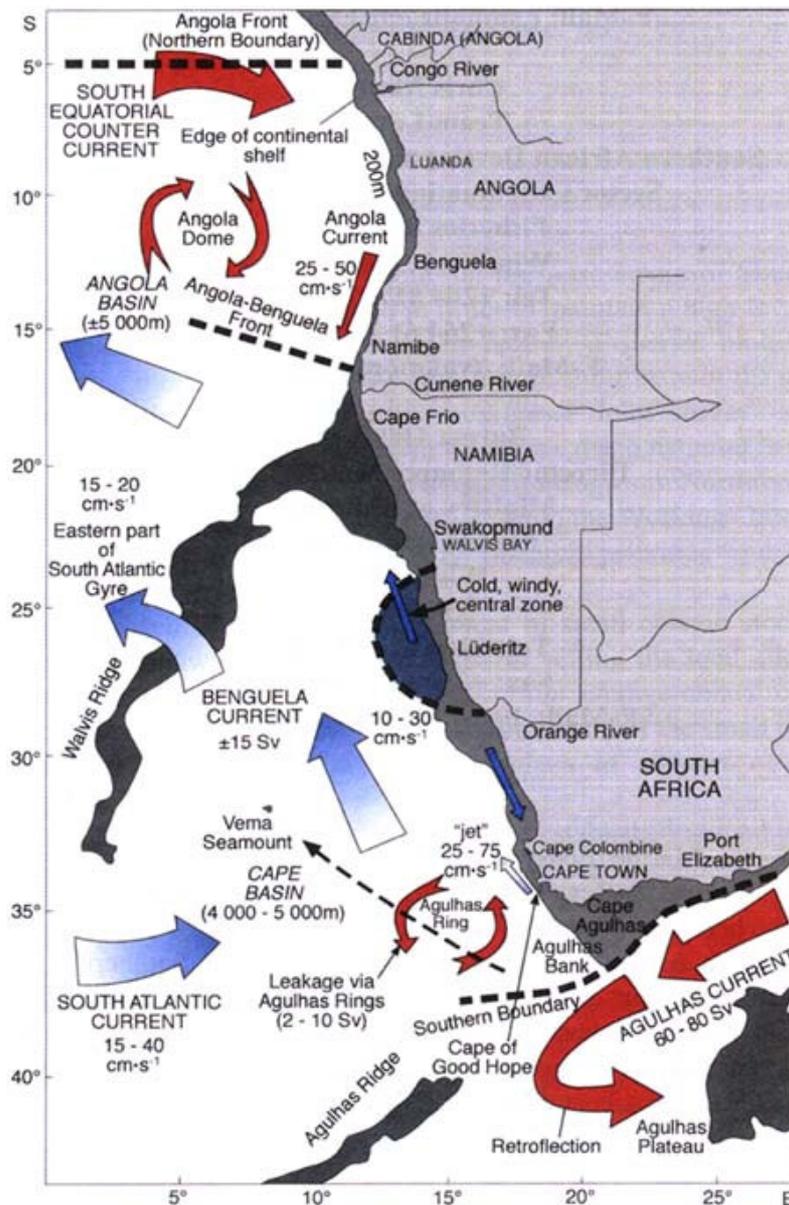


Abbildung 1.5: Die Grenzen und wichtigsten Strömungen des Benguela-Auftriebsgebiets (aus Shannon, 2006).

Die hydrografische Struktur vor Namibia wird in vier verschiedene Wassermassen unterteilt:

(1) Das Oberflächenwasser vor Namibia wird hauptsächlich durch das kalte, äquatorwärts gerichtete *Benguela-Strom-System* (BCS, Benguela Current System) gespeist. Diese Wasserschicht hat eine max. Tiefe von 40-50 m (Bremner & Willis, 1993). Sie teilt sich bei 30°S in zwei Strömungen auf:

- den *Benguela-Ozean-Strom* (BOC, Benguela Oceanic Current) und
- den *Benguela-Küsten-Strom* (BCC, Benguela Coastal Current).

Der BOC driftet bei 30°S Richtung offshore ab, während der BCC weiter nordwärts entlang der Küste fließt und bei ca. 15°-17°S auf den warmen polwärts strömenden Angola Current trifft (Angola-Benguela Frontal Zone, ABFZ).

- (2) Unter der Schicht des Oberflächenwassers befinden sich zwei zentrale Wassermassen:
- Das *Östliche Südatlantische Zentralwasser* (ESACW, Eastern South Atlantic Central Water) fließt zusammen mit dem BCS in Richtung Äquator (Mohrholz et al., 2001) und ist eine ventilierte, nährstoffarme (max. $12 \mu\text{M NO}_3^-$; Poole und Tomczak, 1999) Wasserschicht. Sie wird im Indischen Ozean gebildet und durch den warmen Agulhas Strom in den Südatlantik in das sBUS geleitet, wo die O_2 -Konzentration $249\text{-}300 \mu\text{M}$ beträgt (Poole und Tomczak, 1999).
 - Das *Südatlantische Zentralwasser* (SACW, South Atlantic Central Water) ist eine untergeordnete Strömung des Angola-Stroms aus den Subtropen. Es fließt polwärts in einer Tiefe von $50\text{-}500 \text{ m}$ (Shannon und Nelson, 1996) und ist verhältnismäßig salzig, nährstoffreich ($22\text{-}38 \mu\text{M NO}_3^-$) und sauerstoffarm ($22\text{-}68 \mu\text{M O}_2$ -Konzentration; Mohrholz et al., 2008).
Diese beiden zentralen Wassermassen und ihre jeweiligen Eigenschaften vermischen sich auf dem Schelf zu verschiedenen Anteilen zwischen Lüderitz und der ABFZ (s. Abb. 1.6). Während des australischen Sommers dominiert das SACW auf dem namibischen Schelf. Während dieser Jahreszeit hat es zwischen Cape Frio (18°S) und Walvis Bay (23°S) einen Anteil von $60\text{-}80\%$. Im Winter dominiert der ESACW und das SACW zieht sich Richtung Norden zurück, sodass es nur noch einen Anteil von $30\text{-}40\%$ im nBUS hat (Mohrholz et al., 2008).
- (3) Eine weitere, ebenfalls polwärts fließende Schicht, ist das *Antarktische Zwischenwasser* (AAIW, Antarctic Intermediate Water), welches seinen Kern in $700\text{-}800 \text{ m}$ Tiefe hat. Sie ist stärker mit Sauerstoff gesättigt als das SACW (s. Abb. 1.6), jedoch weniger salin als das unter ihr fließende Nordatlantische Tiefenwasser (Shannon und Nelson, 1996).
- (4) Die *Nordatlantische Tiefenwasserschicht* (NADW, North Atlantic Deep Water), als vierte Wassermasse, beginnt in ca. 1000 m Tiefe. Sie zeichnet sich als besonders kalt und salzreich aus (Shannon und Nelson, 1996).

Der Ekman-Transport vor Südwestafrika wird durch die Passatwinde erzeugt. Ein Hochdruckgebiet, in diesem Fall der Südostatlantische Antizyklon, beeinflusst die Passatwinde derart, dass diese aus Südosten kommend in Richtung Äquator wehen. Der offshore-gerichtete Ekman-Transport bringt das nährstoffreiche Wasser des SACW bzw. ESACW aus $50\text{-}200 \text{ m}$ Tiefe an die Oberfläche (Shannon und Nelson, 1996).

Es besteht ganzjähriger Auftrieb zwischen $15^\circ\text{-}30^\circ\text{S}$, während weiter südlich ($30\text{-}34^\circ\text{S}$) Auftrieb saisonal nur im australischen Sommer stattfindet (Chavez, Messié, 2009). Dabei ist festzuhalten, dass entlang der Küste kein gleichmäßiger Auftrieb stattfindet. Vielmehr deuten Temperaturanomalien des Oberflächenwassers auf die Verteilung einzelner Auftriebszellen hin, deren Strömung Filamente mit Nährstoffen $150\text{-}250 \text{ km}$ seewärts transportieren (Shannon & Nelson, 1996). Die Hauptauftriebszelle von Benguela liegt in der Umgebung von Lüderitz (26°S)

und ist das ganze Jahr hindurch aktiv. In diesem Zusammenhang spricht man von der sog. Lüderitz-Zelle, welche, wie bereits erwähnt, das BUS in einen Nord- (nBUS) und Südbereich (sBUS) aufteilt. Sie wird durch besonders starke Winde erzeugt, welche im Zusammenhang mit dem saisonalen Driften des Südostatlantischen Antizyklon stehen. Weitere, für das Untersuchungsgebiet relevante und ganzjährig aktive Auftriebszellen, liegen vor Cape Frio (18°S) und vor Walvis Bay (23°S), wobei der Auftrieb vor Walvis Bay im Südwinter am stärksten und im Südsommer am schwächsten ist (Shannon und Nelson, 1996).

In den Wintermonaten dominiert der ESACW das nBUS und die polwärts fließende Strömung des SACW ist abgeschwächt. Aufgrund dieser Konstellation ist die Wasserzirkulation quer zum Schelf besonders stark und die Auftriebsintensität hoch. Wenn der ESACW das nBUS erreicht, liegt seine O₂-Konzentration bei 150-200 µM (Flohr et al., 2014) und das Bodenwasser auf dem Schelf wird belüftet.

Im Sommer ist die polwärts gerichtete Strömung des SACW stark und die Zirkulation quer zum Schelf hat durch das Zurückziehen des ESACW in Richtung Süden abgenommen, weshalb der Küstenauftrieb schwach ist. Mit Erstarren des SACW nimmt auch die Nährstoffverfügbarkeit zu. Die hohe Primärproduktion und der Abbau organischen Materials (OM) verbrauchen den bereits wenigen vorhandenen Sauerstoff, sodass ein hypoxischer bis anoxischer Zustand auf dem Schelf einsetzt und Denitrifizierung bzw. Anammox den reaktiven Stickstoff abbauen. Durch den Zerfall von OM werden für die Primärproduktion wichtige Nährstoffe wieder freigesetzt (Mohrholz et al., 2008).

Die Intensität von OMZs wird somit hauptsächlich von den Eigenschaften der vorherrschenden Wassermassen und der Menge organischen Materials, welches den verfügbaren Sauerstoff aufbraucht, kontrolliert (Monteiro et al., 2006).

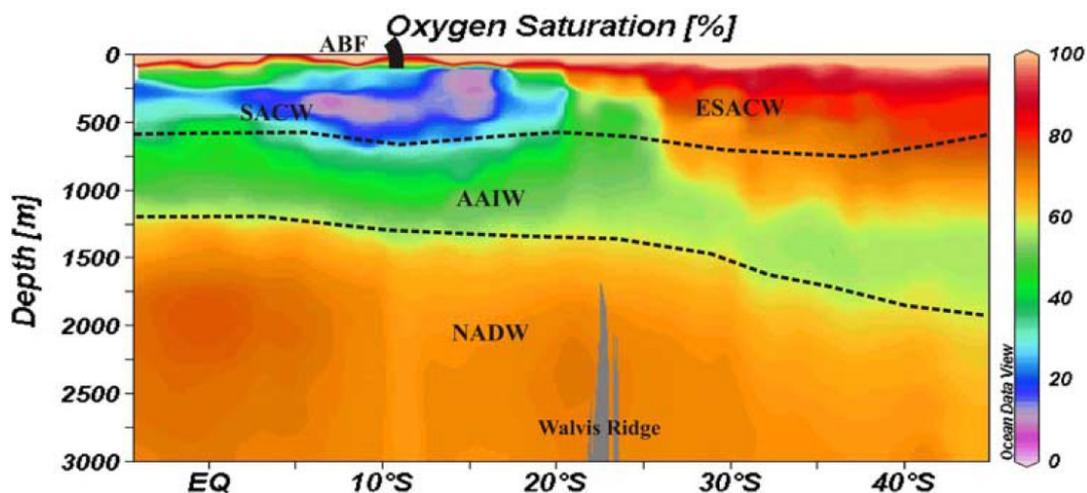


Abbildung 1.6: Die hydrografische Struktur vor SW-Afrika. Die jahresdurchschnittlichen Sauerstoffanteile der einzelnen Wassermassen sind farbig unterlegt. Die Abbildung bezieht sich auf keine bestimmte Jahreszeit (aus Pichevin et al., 2005).

Die Sedimentation auf dem Schelf vor Namibia wird durch drei miteinander verknüpfte Effekte kontrolliert: (1) Die Rate der Primär- und Sekundärproduktion, welche wiederum von der Verfügbarkeit der Nährstoffe abhängig ist, (2) lokale Strömungen, welche den Transport und die Ablagerung von lithogenen und biogenen Partikeln bestimmen und (3) diagenetische Prozesse in der Wassersäule, im Bodenwasser und innerhalb des Sediments. (Girardeau et al., 2000; Jahnke und Shimmield, 1995)

Durch die intensive Primärproduktion auf dem flachen Schelf in Küstennähe (Inthorn et al., 2006a) ist der innere Schelfbereich v. a. mit biogenem Opal bedeckt (Bremner und Willis, 1993). Organischer Kohlenstoff bleibt aufgrund der niedrigen O₂-Konzentration besonders gut erhalten (Inthorn et al., 2006b). Mit zunehmender Landentfernung nehmen die Primärproduktion und damit auch die Menge organischen Materials ab und die Ablagerung von Kalkschlämme nimmt ab dem oberen Schelfhang zu (Girardeau et al., 2000). Genauere Einzelheiten zur Sedimentverteilung werden in der Diskussion in Kapitel 4 erläutert.

1.4 Zielsetzung

Ziel dieser Bachelorarbeit ist, die Stickstoffisotopenverteilung in den Oberflächensedimenten vor Namibia darzustellen. Es stellt sich die Frage, welche Prozesse sich in der Sauerstoffminimumzone in der Wassersäule abspielen und inwiefern sie die $\delta^{15}\text{N}$ -Verhältnisse in den Sedimenten beeinflussen. Sind es nur Anammox und Denitrifizierung oder gibt es noch weitere Prozesse? Welche Vorgänge beeinflussen die $\delta^{15}\text{N}$ -Verhältnisse außerhalb von Sauerstoffminimumzonen? Haben SACW und ESACW aufgrund ihrer unterschiedlichen Sauerstoffkonzentrationen einen erkennbaren Einfluss auf das $\delta^{15}\text{N}$ -Signal? Ein Vergleich zwischen den Ergebnissen der Oberflächensedimente aus dieser Untersuchung und Stickstoffwerten aus der Wassersäule aus Literaturdaten sollen klären, inwieweit das $\delta^{15}\text{N}$ -Signal von partikulärem Material aus der Wassersäule mit dem Signal im Boden korreliert (s. Abb. 1.4)? Befinden sich die Stickstoffquellen und -senken im BUS im Gleichgewicht oder sind die Abbauprozesse des Stickstoffkreislaufs so intensiv, dass ein Neueintrag durch die in Abbildung 1.4 dargestellten Quellen den in den Senken abgebauten Stickstoff möglicherweise nicht ausgleichen kann?

2 Material und Methoden

2.1 Probennahme

Die Proben für die Laboranalysen wurden in dem Zeitraum vom 30.01.-26.02.2011 während des Fahrtenabschnitt MSM 17-3 (Forschungsschiff „Maria S. Merian“) entnommen. Das Gebiet, welches während der Expedition MSM 17-3 untersucht wurde, deckt nicht das gesamte Benguela-Auftriebsgebiet ab, sondern nur den Bereich von $17^{\circ}15'-26^{\circ}40'S$ und $10^{\circ}-15^{\circ}E$. Die Stationen des Untersuchungsgebietes liegen in Tiefen zwischen 23 m und 3921 m (s. Abb. 2.1). Die Probenstandorte erstrecken sich über den gesamten Bereich des Schelfs und Schelfhangs.

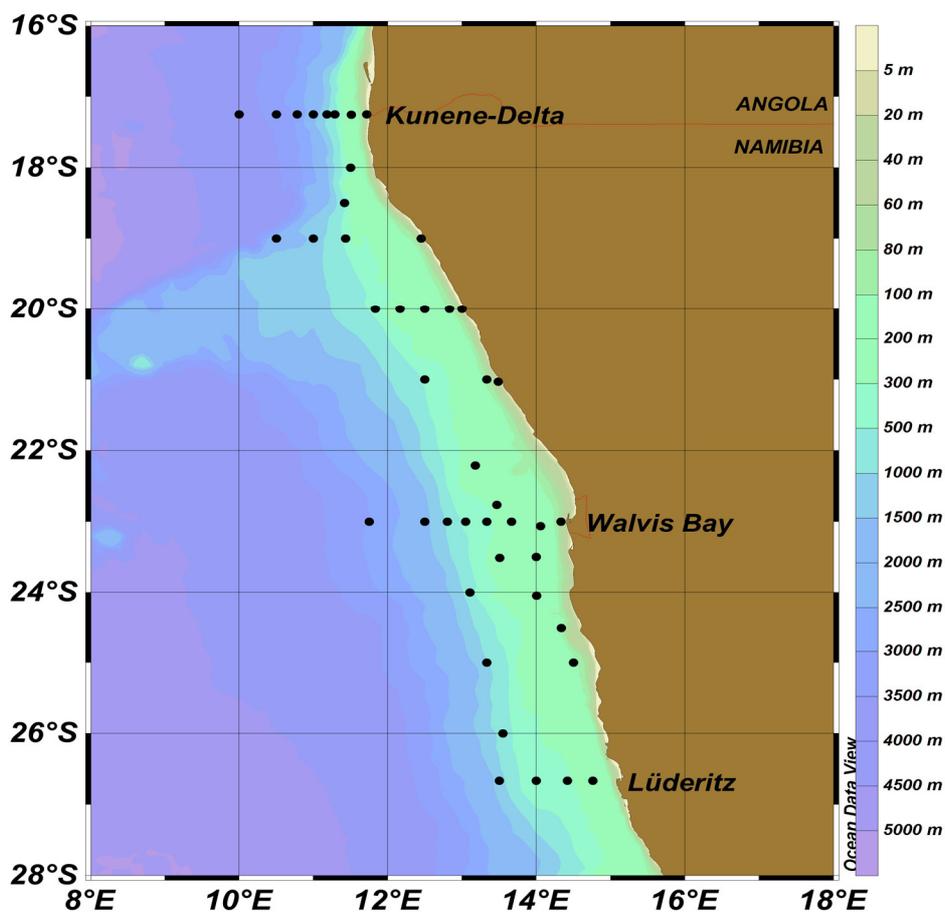


Abbildung 2.1: Untersuchungsgebiet vor Namibia während der Ausfahrt MSM 17-3 im Februar 2011.

Die Proben in dem Untersuchungsgebiet wurden mit Hilfe eines Multicorer entnommen. Mit diesem Gerät können bis zu 50 cm lange ungestörte Sedimentkerne mit einem Durchmesser von 10 cm aus dem Meeresboden geborgen werden. Bei diesem Vorgang dringen mehrere Plexiglasrohre bis zu einer gewünschten Tiefe ins Sediment ein. Wenn das Gestell, an dem die Rohre befestigt sind, wieder nach oben gezogen wird, verschließen die Rohre automatisch und das Probenmaterial bleibt geschützt (Homepage GENUS).

2.2 Laboranalysen

Für die Analyse der Oberflächensedimente wurde der oberste Zentimeter der Sedimentkerne untersucht. Dafür wurde Probenmaterial von 45 Stationen zur Verfügung gestellt, welches bereits gemörsert und getrocknet war und nun in Zinn-Kapseln mit Hilfe einer Mikrowaage eingewogen werden musste. Außerdem wurden drei verschiedene Standards eingewogen. Sie dienen zur Qualitätskontrolle für jede Messreihe während der Massenspektrometeranalyse (Skript „Geochemisches Grundpraktikum“, 2013). Zu diesem Zweck wurden folgende Standards verwendet:

- IVA (High Organic Content Sediment Standard)
- IAEA-N1 und
- IAEA-N2

Der Standard IVA hat einen Stickstoffgehalt von 0,62%. Dieser Stickstoffgehalt weist einen Isotopenwert von 4,42‰ auf (bei einer Standardabweichung von $\pm 0,29$).

Der Kohlenstoffgehalt des Standards IVA beträgt 9,15%, wobei der Isotopenwert bei -26,27‰ liegt ($\pm 0,15$). Von diesem Standard wurden 6-7 mg in Zinn-Kapseln (Größe 5x9 mm) eingewogen.

Der Standard IAEA-N1 hat einen Stickstoffisotopenwert von 0,43‰, während der Wert von dem Standard IAEA-N2 20,32‰ beträgt.

Beide Standards bestehen aus Ammoniumsulfat ((NH₄)₂SO₄). und wurden mit einer minimalen Menge von 0,2-0,3 mg ebenfalls in Zinn-Kapseln (5x9 mm) eingewogen.

Das Verhältnis zwischen ¹⁵N und ¹⁴N einer Probe kann mit Hilfe der Massenspektrometrie exakt bestimmt werden. Dabei wird das Verhältnis der Probe relativ zu einem festgelegten Standard gemessen, dessen Isotopenverhältnis konstant ist. Bei Stickstoff ist dieser Standard atmosphärisches N₂ mit einem festgelegten Isotopenwert von 0‰. Die Abweichung der Probe vom Standardverhältnis wird mit δ dargestellt:

$$\delta^{15}\text{N}[\text{‰}] = ((R_{\text{Probe}}/R_{\text{Standard}})-1)*1000, \text{ wobei } R = {}^{15}\text{N}/{}^{14}\text{N} \quad (2.1)$$

Zunächst muss die zu analysierende feste Probe in die gasförmige Phase überführt und auf ihre Elementanteile wie N oder C untersucht werden. Dies geschieht mit einem Elementaranalysator. In diesem Fall wurde ein Carlo Erba 2500 eingesetzt. Um die einzelnen Anteile voneinander zu trennen und ihre Anteilshöhe zu analysieren, durchläuft das Gerät mehrere Stufen.

Zuerst wird durch Verbrennung in einem Oxidationsrohr bei ca. 1080°C das feste Probenmaterial in die gasförmige Phase übergeleitet. Nur in dieser Form kann der Anteil von N und C gemessen werden. Die bei der Verbrennung entstehenden Gase wie CO₂, NO_x, N₂ und Wasserdampf werden mit Helium als Trägergas bei einem konstanten Druck von 60 kPa durch ein mit Kupfer gefülltes Reduktionsrohr geleitet. Dabei wird der Sauerstoff aus den Stickstoffverbindungen entfernt und zu N₂ reduziert. Im nächsten Schritt passiert das Trägergas mit den Ele-

mentanteilen eine Wasserfalle, um den Feuchtanteil aufzunehmen, welcher sonst die Messungen beeinträchtigen würde. Anschließend werden N_2 und CO_2 in der gaschromatischen Trennsäule getrennt. Im darauffolgenden Wärmeleitdetektor wird ihr jeweiliger Anteil gemessen.

Über eine Kapillare wird der Distickstoff in das Finnigan MAT 252-Massenspektrometer weitergeleitet. Hier werden die Teilchen ionisiert und durch ein elektrisches Feld beschleunigt. Der Teilchenstrahl wird in einem Magnetfeld abgelenkt. Die Stärke der Ablenkung zeigt die Masse der Teilchen an (s. Abb. 2.2). Die Teilchenmengen werden in einem Detektor erfasst.

Zwischen den Messreihen mit dem Probenmaterial werden die eingewogenen Standards zur Qualitätskontrolle gemessen (eigene Aufzeichnungen; Skript „Geochemisches Praktikum“).

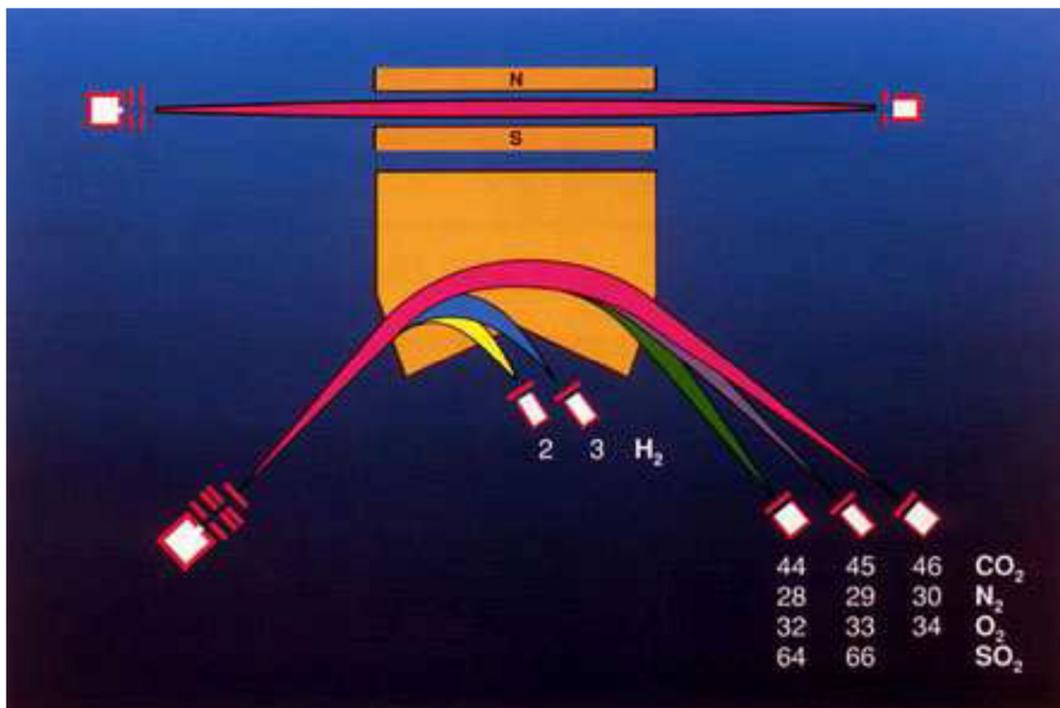


Abbildung 2.2: Schematischer Aufbau eines Massenspektrometers. Erläuterungen im Text (Skript Geochemisches Grundpraktikum, 2013).

Das Ergebnis der Massenspektrometeranalyse wird in einer Excel-Datei dargestellt.

Die Auswertung der Labordaten erfolgt mit Hilfe des EDV-Programms Ocean Data View (ODV), um die räumliche Verteilung der $\delta^{15}N$ -Isotope deutlich zu veranschaulichen. Durch Umwandlung der Excel- in eine Text-Datei können die gemessenen Daten in das Programm eingelesen und anschließend grafisch dargestellt werden. Die Ergebnisse können als einzelne Datenpunkte auf der Stationskarte angezeigt werden. Eine andere Möglichkeit ist, die Messwerte zwischen den einzelnen Stationen zu interpolieren, sodass die Schwankungen der räumlichen Verteilung in dem ausgewählten Untersuchungsgebiet verdeutlicht werden können (Schlitzer, R., Ocean Data View, <http://odv.awi.de>, 2014).

Darüber hinaus wurden den Ergebnissen aus den Laboranalysen der N-Isotope auch die Ergebnisse von weiteren Parametern von der Ausfahrt MSM 17-3 zur Verfügung gestellt. Diese wurden bereits zuvor gemessen. Dabei handelt es sich um folgende Parameter: TN, TOC, OC, CaCO₃, Opal, lithogener Anteil, Wasser- und Sauerstoffgehalt sowie Aminosäuren.

Für die vorliegende Untersuchung wurden nicht nur die Ergebnisse von den Probenanalysen der Ausfahrt MSM 17-3 im Februar/März 2011 verwendet. Des Weiteren wurden auch $\delta^{15}\text{N}$ -, OC- und TN-Daten von früheren Ausfahrten zur Verfügung gestellt, um ein breiter gefächertes Ergebnis aus mehreren Jahren zu erhalten (s. Anhang B). Die weiteren Ausfahrten sind folgende: AHAB4 und AHAB5 (Forschungsschiff R/V *Alexander von Humboldt*, Juni 2004) und M76-2 (R/V *Meteor*, Mai/Juni 2008).

3 Ergebnisse

$\delta^{15}\text{N}$ -Verteilung

Die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte rangieren insgesamt zwischen 4,6-11,4‰.

Entlang Transsekt 17,25°S auf dem Kunene-Schelf ist zu beobachten, dass die Werte mit zunehmender Entfernung von der Küste ansteigen (s. Abb. 3.1). Die Messungen von den ersten beiden Stationen (Wassertiefe <200 m) direkt vor Küste haben Werte von <5‰ ergeben. Mit zunehmender Tiefe (>500 m) steigt das $\delta^{15}\text{N}$ -Verhältnis auf bis zu 6‰ an. Im gesamten nördlichen Bereich des Untersuchungsgebietes liegen die Werte bis zum Breitengrad 19°S unterhalb von 6‰. Südlich von 19°S ist es genau andersrum: Die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte vor der Küste auf dem inneren Schelfbereich sind hoch (bis max. 11,4‰) und nehmen seewärts, mit zunehmender Tiefe des Schelfs, ab. Dieser Trend ist bis vor Lüderitz (26,6°S) zu beobachten. Zwischen 21°S und 23°S wurden direkt vor der Küste bei einer Wassertiefe von weniger als 100 m die höchsten Verhältnisse von 8-11,4‰ gemessen. Auf der Höhe von Transsekt 23°S wurden zwölf Proben genommen. Die zwei küstennahsten Proben aus 66 m bzw. 135 m Tiefe liegen direkt im Einflussbereich der Walvis-Bay-Zelle und weisen Werte von 7,5‰ bzw. 6,6‰ auf. Auch vor Lüderitz, auf dem Breitengrad 26,6°S, ist in der küstennahsten Probe in einer Tiefe von 180 m ein vergleichsweise hoher $\delta^{15}\text{N}$ -Wert zu messen (8,2‰). Auffallend bei den Transekten 23°S und 26,6°S ist, dass die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte zunächst seewärts abnehmen und auf unter 6‰ sinken. Die darauffolgenden Probenstandorte zeigen bereits wieder Werte von über 6‰ an. Bei Transsekt 23°S ist das $\delta^{15}\text{N}$ -Verhältnis der letzten Probe mit ca. 7,4‰ fast genauso hoch ist wie im Mittelpunkt der Auftriebszelle vor der Küste (s. Abb. 3.1). Die Verteilung von $\delta^{15}\text{N}$ vor der namibischen Küste ist mit einem Minimum von 4,6‰ im Norden des Untersuchungsgebiets und einem Maximum auf dem inneren Schelf nördlich von Walvis Bay somit sehr heterogen.

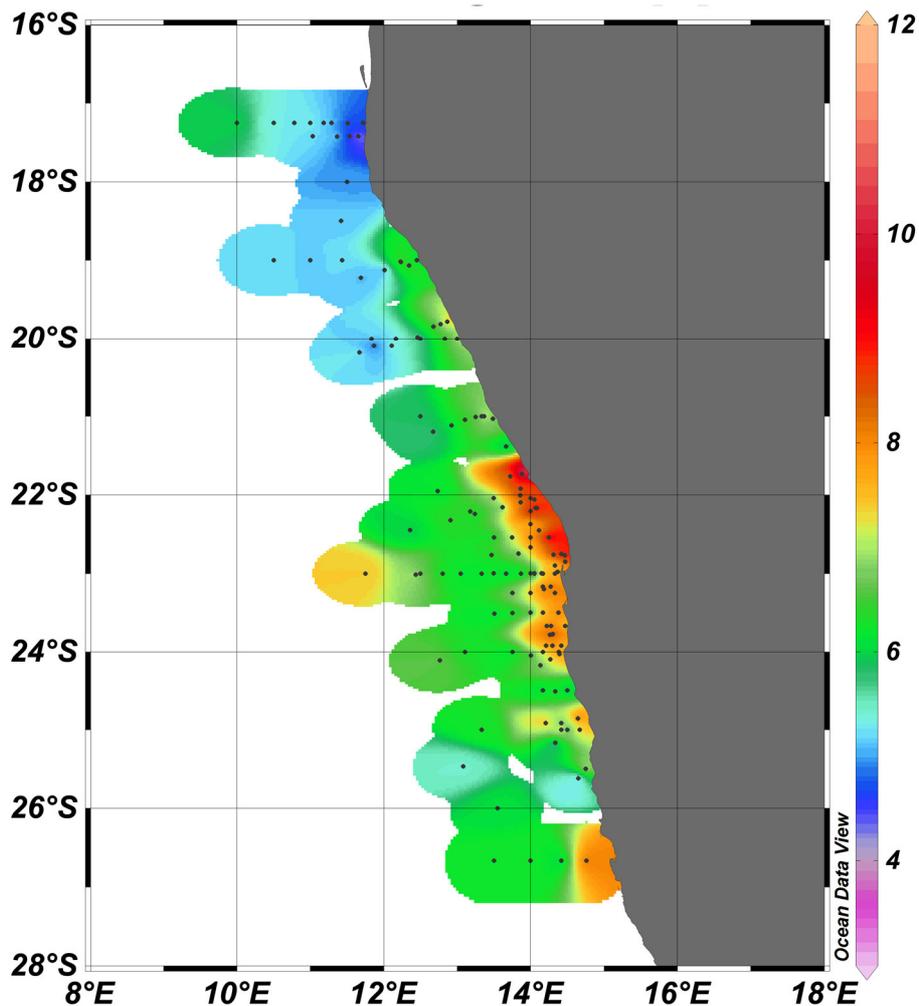


Abbildung 3.1: $\delta^{15}\text{N}$ -Verteilung (‰) im obersten Zentimeter der Bodensedimente. Probennahme während der Ausfahrten AHAB4, AHAB5, Juni 2004, M76-2, Mai/Juni 2008 und MSM 17-3 Feb./März 2011.

C_{org} - und TN-Verteilung

Die Anteile von organischem Kohlenstoff (C_{org}) liegen zwischen 0,7% und 13,5% und die des Gesamtstickstoffs (TN) zwischen 0,1% bis 1,7%. Das räumliche Verteilungsmuster beider Messgrößen ist sehr ähnlich: Die Maxima von C_{org} (13,5%) und TN (1,7) konzentrieren sich auf den inneren Schelf nördlich von Transsekt 23°S. Die Minima mit Werten von weniger als 2,5% C_{org} und <0,25% TN verteilen sich auf das Schelfäußere und den Norden des Untersuchungsgebiets (s. Abb. 3.2a und b). Über den Schelf verteilt befinden sich kleine Senken organischen Materials, bei denen die Anteile von C_{org} über 7% und von TN über 1% liegen.

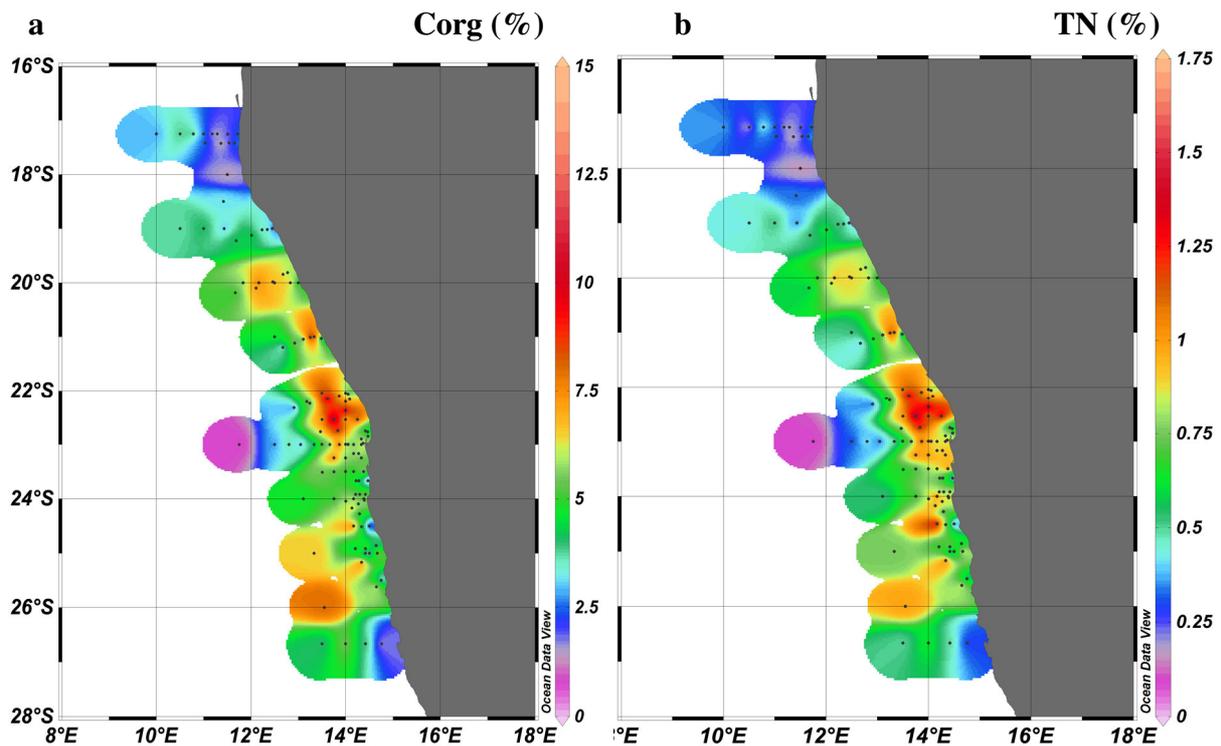


Abbildung 3.2: zeigt die prozentuale Verteilung von (a) organischem Kohlenstoff (Corg) und (b) Gesamtstickstoff (TN).

C_{org}/N-Verteilung

Die C_{org}/N -Werte liegen zwischen 6,5 im Süden an der Küste vor Lüderitz und 32,2 im Norden vor Kunene. Insgesamt ist zu erkennen, dass die Werte entlang der Küste zwischen 19°S und 26,6°S bei 6,5-8 liegen und im Zentrum des Untersuchungsgebiets auf über 10 ansteigen. Bei den äußersten Probenstandorten sinken die C_{org}/N-Verhältnisse bereits wieder auf Werte kleiner als 10 (s. Abb. 3.3). Die Verteilung von C_{org}/N ist somit invers zu der $\delta^{15}\text{N}$ -Verteilung, deren Verhältnisse an der Küste hoch sind, seewärts abnehmen, um kurz darauf wieder anzusteigen. Auf Transekt 17,25°S liegen die Werte von C_{org}/N um die 9. Es ist kein Trend, wie zwischen 19°S-26,6°S auszumachen. Auffällig auf diesem Transekt ist die Station Nr. 310, bei der das C_{org}/N-Verhältnis bei über 30 liegt. Das Durchschnittsverhältnis im Untersuchungsgebiet liegt bei 8,8.

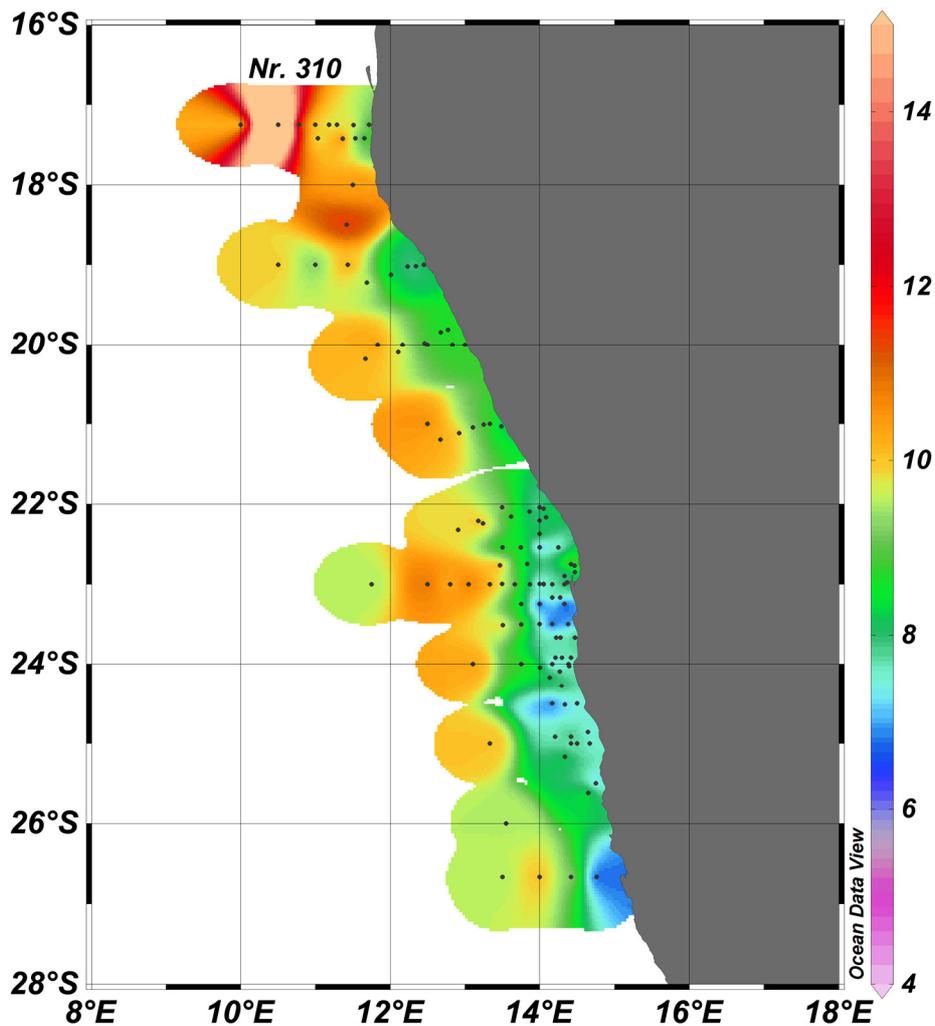


Abbildung 3.3: Corg/N-Verteilung vor Namibia. Bei Station Nr. 310 beträgt das Verhältnis 32,3.

Sedimentverteilung

Im Untersuchungsgebiet dominieren insbesondere Kalkschlämme im äußeren Schelfbereich und am Kontinentalhang (s. Abb. 3.4a). Der Anteil lithogenen Materials konzentriert sich v. a. auf den inneren Schelfbereich (s. Abb. 3.4b). Der Kalziumkarbonatanteil (CaCO_3) liegt zwischen 0,6% und 74,7%. Auf dem äußeren Schelf vor Walvis Bay wurde der höchste Anteil gemessen. Auf Transsekt 17,25°S ist der prozentuale Anteil von CaCO_3 verglichen mit dem südlichen äußeren Schelfbereich niedrig (max. 18,5%).

Der lithogene Anteil liegt zwischen 3,3 und 95,4%. Die Höchstwerte (um die 90%) konzentrieren sich vor allem auf das sBUS. Vor dem Kunene-Delta liegen sie bei ca. 80%.

Der Opalanteil rangiert zwischen 1,5-40,2%, wobei das Maximum auf dem inneren Schelf vor Walvis Bay liegt (s. Abb. 3.4c). Räumlich gesehen überwiegt Opal mit Werten bis zu 20% im Norden des BUS. Südlich von Walvis Bay liegt der prozentuale Anteil bei ca. 5%.

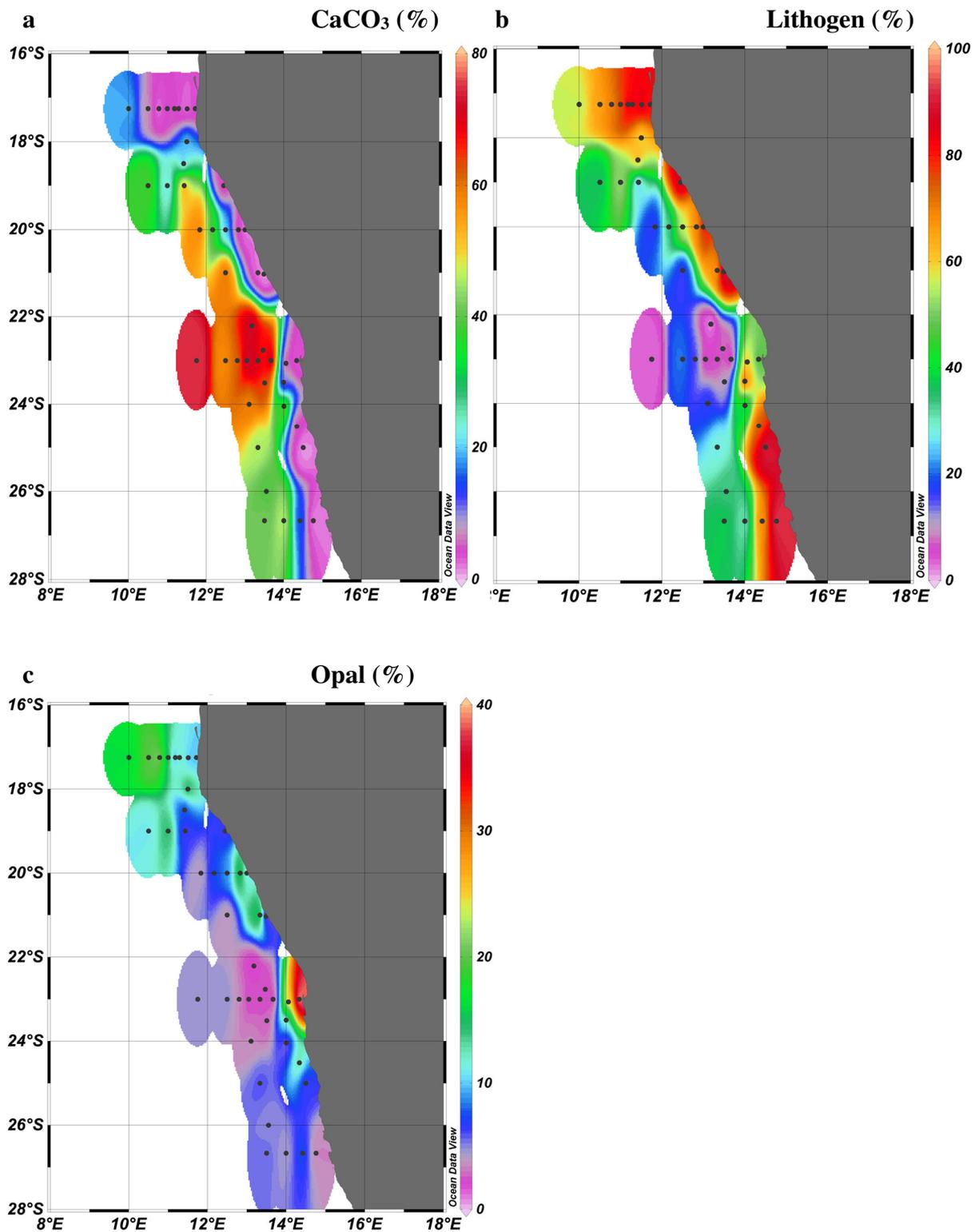


Abbildung 3.4 a-c: Die prozentuale Verteilung von (a) Kalziumkarbonat, (b) Lithogen und (c) Opal. Die Proben repräsentieren nur die Ausfahrt MSM 17-3, Februar 2011.

4 Diskussion

4.1 Sedimentverteilung

Bei dieser Arbeit stellt sich die Frage, ob die Daten der Sedimentzusammensetzung aus Kapitel 3 mit der Zusammensetzung aus der Literatur übereinstimmen, und ob es eine Korrelation zwischen der Verteilung der Sedimentfazies und der $\delta^{15}\text{N}$ -Verteilung gibt. Dazu werden die beiden folgenden Abbildungen herangezogen, welche (a) die Textur und (b) die Zusammensetzung der Sedimentfazies zwischen 17° - 25°S vor Namibia zeigen (Bremner und Willis, 1993).

Als Erstes ist festzustellen, dass es Unterschiede zwischen den Ergebnissen aus der Literatur und von der Ausfahrt 2011 gibt, was die Anteile der einzelnen Sedimentfazies betrifft. Bremner und Willis (1993) haben vor Walvis Bay Opalanteile von bis zu 84% gemessen, während die Ergebnisse von der Ausfahrt 2011 Höchstwerte von 40%, also weniger als die Hälfte, ergaben. Auf Transsekt $17,25^\circ\text{S}$ wurden in ca. 2100 m Wassertiefe im Februar 2011 Opalanteile von ca. 20% gemessen. Bei Bremner und Willis (1993) wurden auf dieser Breite nur küstennahe Sedimente untersucht. Sie stellten dabei Anteile von $<1\%$ fest, während in Abbildung 3.4c klar zu erkennen ist, dass die Opalanteile an der Küste bei $\geq 10\%$ beginnen. Vor Kunene ($17,25^\circ\text{S}$) wurde bisher keine Auftriebszelle beobachtet, jedoch haben Hutchings et al. (2009) eine ganzjährig hohe Konzentration an Biomasse vor 17°S gemessen. Der untere Schelfhang in ca. 2100 m Wassertiefe könnte als Ablagerungsraum für die Diatomeenschlämme angesehen werden, da der Schelf vor Kunene mit einer Breite von 44 km recht schmal ist (Bremner und Willis, 1993). Die Differenz der Opalanteile vor Kunene könnte auf unterschiedliche Analysemethoden zurückgeführt werden. Bei Bremner und Willis (1993) wurde der Anteil des biogenen Opals durch Zählen von Diatomeenfrusteln in der Sandfraktion bestimmt, während die Proben von 2011 mit Hilfe der Photometrie nach einem abgewandelten Konzept von Mortlock und Froelich (1989) untersucht wurden. Der prozentuale Unterschied vor Walvis Bay ist aber zu groß, um ihn nur durch die Anwendung verschiedener Analysemethoden zu erklären. Die Jahreszeit der Probenahme wird bei Bremner und Willis (1993) nicht erwähnt, dafür ist bekannt, dass sich die Ergebnisse auf insgesamt vier Ausfahrten stützen. Da ein hoher Opalanteil auf eine intensive Primärproduktion schließen lässt (Bremner und Willis, 1993; Hutchings et al., 2009), ist zu vermuten, dass die Probenahme während einer Zeit intensiven Auftriebs und damit verbundener hohen Produktivität stattfand (Hutchings et al., 2009), während im Februar der Auftrieb schwach ist und somit auch die Produktivität niedriger (Shannon und Nelson, 1996).

Die terrigene Fazies ist nördlich von 18°S auf dem Kunene Schelf besonders stark ausgeprägt und erreicht Anteile von über 80% (s. Abb. 3.4b). Sie deckt damit auch die Glaukonitfazies ab, die Bremner und Willis (1993) gemessen haben. Hier liegt der Mündungsbereich des ganzjährig wasserführenden Kunene Rivers, der jährlich eine Sedimentfracht von $5,8 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{Jahr}$ einspült (Bremner und Willis, 1993) und somit zum terrigenen Eintrag beiträgt. Südlich von 18°S liegen die Anteile direkt vor der Küste bei bis zu 65% mit einzelnen Terrigen-„Hot Spots“ bei 19°S (87%) und 21°S (95%). Südlich von 24°S steigen die Anteile auf $>90\%$ an, während Bremner und Willis (1993) bei 25°S max. 30% Lithogen gemessen haben. Der Anteil der terrigenen Fazies wird durch Subtrahieren aller bekannten biogenen und authigenen Komponenten von

100% ermittelt (Bremner und Willis, 1993). Diese Methode wurde bei beiden Untersuchungen angewendet. Die räumliche Verteilung von Phosphoriten und terrigener Fazies bei 25°S stimmt mit der in Abbildung 3.4b überein. Was der Grund des hohen Lithogenanteils ist, muss noch näher untersucht werden. Bremner und Willis (1993) bestreiten, dass der Eintrag aus dem Orange River (Sedimenteintrag: $17 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{Jahr}$) stammen könnte, da das polwärts fließende SACW die Sedimentfracht südlich der Mündung verteilt. Möglich wäre ein äolischer Eintrag aus der angrenzenden Namib-Sandwüste (s. Abb.4.1a). Jedoch ist die äolische Fracht trotz der starken vorherrschenden Bergwinde, welche den Sand in Richtung des Ozeans wehen, zu gering, um einen markanten Beitrag des terrigenen Eintrags zu bewirken (Inthorn et al., 2006a). Es ist festzustellen, dass mit zunehmender Wassertiefe die terrigene Fazies in Kalziumkarbonat (CaCO_3) übergeht (s. Abb.3.4a). Dieser Wechsel in der räumlichen Verteilung ist auch in Abbildung 4.1b zu sehen. Jedoch sind bei Bremner und Willis die Karbonatanteile am Schelfhang höher (bis zu 97%) als bei den Proben von 2011 (max. 75%).

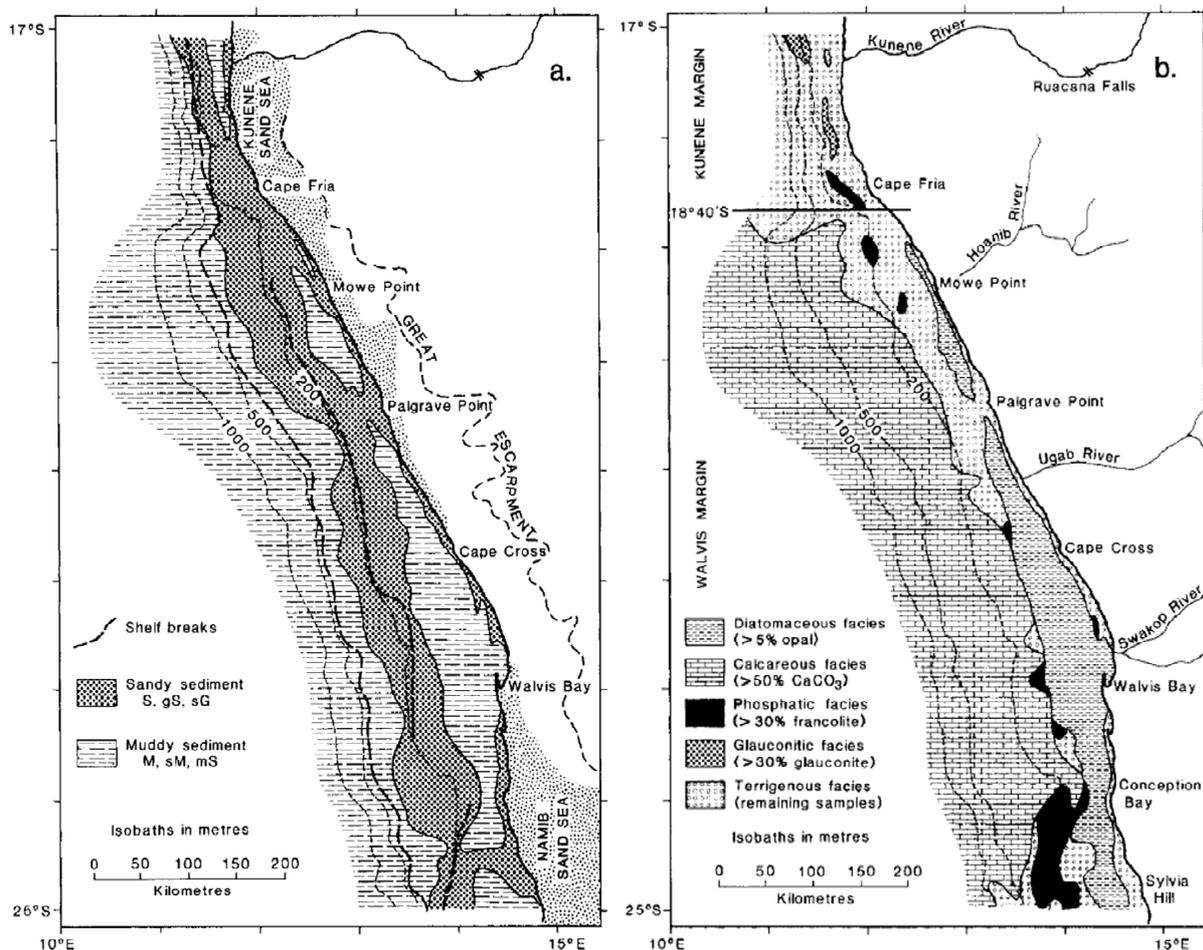


Abbildung 4.1: (a) Darstellung der Textur der Oberflächensedimente und der inneren und äußeren Schelfkanten (gestrichelte Linie). (b) Zusammensetzung der Sedimente (Bremner und Willis, 1993).

Dieser prozentuale Unterschied könnte, wie bei der Opalfazies, durch unterschiedliche Methoden Anwendungen erklärt werden. Bremner und Willis (1993) ermittelten den Karbonatanteil

durch Zuhilfenahme der Gasvolumetrie nach Hülsemann (1966). Im Labor des Instituts für Geologie an der Universität Hamburg wurde CaCO_3 bestimmt, indem zunächst der Karbonatanteil durch Säurelösung aus dem Gesamtkohlenstoff (C_{ges}) entfernt wurde, um daraufhin aus der Differenz zwischen C_{org} und C_{ges} errechnet zu werden (Skript „Geochemisches Praktikum“, 2013).

Für die vorliegende Arbeit standen keine Daten über die Korngrößen vor Namibia zur Verfügung. Es ist aber davon auszugehen, dass dort, wo die Anteile der biogenen Fazies überwiegen, die Textur feinkörnig ist. Diese Annahme lässt sich dadurch begründen, dass sich bei Bremner und Willis (1993) die Fläche des Diatomeengürtels in Abbildung 4.1b mit den „muddy sediments“ vor der Küste in Abbildung 4.1a deckt.

Zu Beginn dieses Unterkapitels wurde die Frage aufgeworfen, ob es eine Korrelation zwischen der Verteilung der Sedimentfazies und der von $\delta^{15}\text{N}$ gibt. Hohe Opalanteile auf dem Schelfinneren sind ein Indiz für eine hohe Primärproduktion (Bremner und Willis, 1993), welche den verfügbaren Sauerstoff verbraucht und u. a. zur Anoxie beiträgt (Wyrtek, 1962). Die hohen Opalanteile vor Namibia lassen sich jedoch nur teilweise auf die Verteilung von schwerem ^{15}N übertragen. Auf dem Schelfinneren bei 23°S , wo ein Anteil von 40% gemessen wurde, beträgt $\delta^{15}\text{N}$ 7,3‰. Vor Lüderitz, mit einem höheren $\delta^{15}\text{N}$ -Verhältnis von 8,2‰, liegt der Opalanteil nur bei 3%. Für die Höchstwerte von 11,4‰ $\delta^{15}\text{N}$ bei 22°S liegen keine Daten zu biogenem Opal vor. Auch die Lithogen- und Karbonatfazies lässt keine Rückschlüsse auf die $\delta^{15}\text{N}$ -Verteilung zu. Bei der Verteilung von TN, C_{org} und C_{org}/N ist kein Bezug auf die Sedimentfazies herzustellen.

Dafür gibt es eine Erklärung für die Schwankungen der C_{org}/N -Verhältnisse auf dem namibischen Schelf aufgrund von lateralem und vertikalem Transport (s. Abb. 4.2), welcher auch die punktuelle Akkumulation von C_{org} erklärt und darüber hinaus auch die Sedimentationsrate beeinflusst (Inthorn et al., 2006b). Charakteristisch für den inneren Schelf ist eine hohe Primärproduktion, niedrige Wassertiefe und sauerstoffarmes Bodenwasser. Die hier besonders intensive Ablagerung von organischem Kohlenstoff wird durch ein niedriges C_{org}/N -Verhältnis reflektiert. Auf dem inneren Schelf zwischen Walvis Bay und Lüderitz liegt das C_{org}/N -Verhältnis zwischen 5 und 6 und repräsentiert damit das C_{org}/N -Verhältnis von marinem Plankton, welches bei 4-7 liegt (Emery und Uchupi, 1984). Nördlich von Walvis Bay liegt C_{org}/N in Küstennähe bei ≥ 8 , was bereits auf Abbau von organischem Material hindeuten kann, da bei diesem Vorgang das Verhältnis auf einen Wert von über 10 ansteigen kann (Emery und Uchupi, 1984). Am oberen Schelfhang, so zeigen ^{14}C -Analysen (Inthorn et al., 2006b), ist der Eintrag von älteren partikulären Material durch lateralen Transport größer als das vertikale Absinken von Neueintrag von der Oberfläche. Dies schlägt sich in einer hohen Sedimentationsrate, hohen C_{org}/N -Werten und einem erhöhten Anteil von partikulärem organischem Kohlenstoff (POC), sog. Depotcentern am Schelfhang nieder. Dieser Umstand wird auch aus Abbildung 3.3 der C_{org}/N -Verhältnisse ersichtlich. Die Werte liegen hier entlang des oberen Schelfhangs bei 10 und höher. Zwischen $20,6^\circ$ - $25,5^\circ\text{S}$ sind einzelne Senken von über 7% C_{org} verteilt, bei denen es sich um die von Inthorn et al. (2006b) beschriebenen Kohlenstoff-Depotcenter handeln könnte. Entlang der äußersten Probenstandorten, welche den unteren Schelfhang repräsentieren (s. Abb. 3.3), sinken die C_{org}/N -Verhältnisse auf unter 10. Zugleich zeigen die Daten der Sedimente auch

bei Inthorn et al. (2006b) am unteren Schelfhang niedrige ^{14}C -Alter und ein niedriges $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}$ -Verhältnis an. All dies, sowie die geringere Sedimentationsrate, deuten auf einen Eintrag „frischen“ Materials durch Absinken, also vertikalen Transport, hin.

Allerdings scheint der Vorgang von lateralem und vertikalem Transport nicht auf die Region des Kunene-Schelfs übertragbar zu sein. Das hohe Verhältnis von >32 bei Station 310 in 3250 m Tiefe (s. Abb. 3.2) ist eher für Gefäßpflanzen an Land oder Seegras typisch als für marine Organismen (Emery und Uchupi, 1984). Das Wachsen von Seegras kann aufgrund der schlechten Lichtverhältnisse in dieser Tiefe ausgeschlossen werden. Es lässt sich nur spekulieren, ob sich an diesem Ort bevorzugt Pflanzenmaterial ansammelt, welches durch den Kunene River eingespült wurde. In Bremner und Willis (1993) ist nachzulesen, dass am Oberlauf des Kunene im Inneren Angolas pro Jahr 1000 mm Niederschlag fallen. Dies deutet auf ein eher humides Klima mit ausgeprägter Vegetation hin. Möglicherweise kommt es somit zu einem erhöhten Eintrag von Gefäßpflanzen, welche sich am Fuß des Schelfhangs und nicht an der Flussmündung ansammeln, da der Schelfbereich hier schmal und steil ist und die Strömung des Oberflächenwasser mit 25-50 cm/s vergleichsweise schnell ist (Shannon und Nelson, 1996).

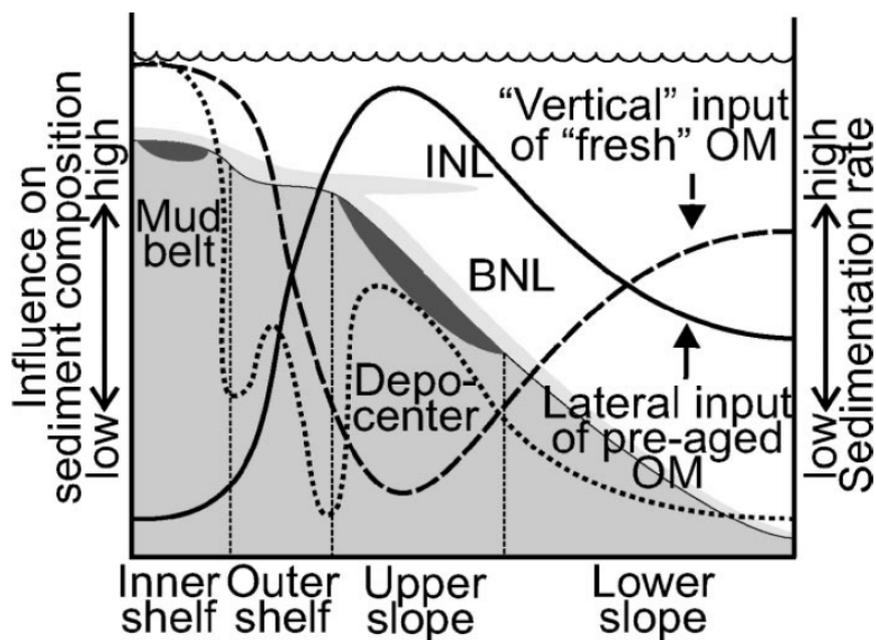


Abbildung 4.2: Beschreibung des vertikalen (gestrichelte Linie) und lateralen Transports (durchgezogene Linie) von partikulärem organischem Material in der Wassersäule und deren Auswirkung auf die Sedimentzusammensetzung auf dem namibischen Schelf bei $25,5^\circ \text{S}$. Die Sedimentationsrate wird als gepunktete Linie und das Depotcenter dunkelgrau dargestellt (Inthorn et al., 2006b).

4.2 Transsekt $17,25^\circ \text{S}$

Die Abbildung 3.1 zeigt bei Transsekt $17,25^\circ \text{S}$ $\delta^{15}\text{N}$ -Werte von weniger als 5‰ in Küstennähe auf dem Kunene Schelf. Dieser Umstand deutet darauf hin, dass es vor Kunene weder Küstenaufrtrieb gibt, welcher schweres $\delta^{15}\text{N}$ an die Oberfläche bringt (Chavez und Messié, 2009), noch

eine Sauerstoffminimumzone, welche denitrifizierende Prozesse oder Anammox einsetzen lassen könnte (Kalvelage et al., 2011). Für den weiteren Verlauf der Diskussion soll festgehalten werden, dass OMZs bei einer O_2 -Konzentration von weniger als $20 \mu M$ definiert werden. Dieser Grenzwert ist damit zu begründen, dass Anammox bis zu einer O_2 -Konzentration von $20 \mu M$ gemessen werden kann (Kalvelage et al., 2011). Heterotrophe Denitrifizierung benötigt äußerst niedrige O_2 -Konzentrationen von $<2-8 \mu M$ (Devol, 1978) um anlaufen zu können. Allerdings konnte sie noch bei Konzentrationen von $20-25 \mu M$ gemessen werden (Smethie, 1987; Kalvelage et al., 2011). Während der Probennahmen im Februar 2011 (Transsekt $17,25^\circ S$) zeigen Messungen, dass der Einfluss des SCAW in 200 m Wassertiefe 100% beträgt (Flohr et al., 2014). Abbildung 4.3 zeigt die für den SACW typisch hohe Verfügbarkeit von Nährstoffen (N ist in diesem Fall Nitrat, Nitrit und Phosphat zusammen) von ca. $30-40 \mu M$. Die O_2 -Konzentration erreicht zwischen 300 m und 400 m Tiefe ein Minimum von weniger als $20 \mu M$. Diese OMZ propagiert in Richtung des offenen Ozeans und ist nicht an die Schelfmorphologie gebunden. Suspendiertes partikuläres Material (SPM, suspended particulate matter) kann in dieser Zone Denitrifizierung mit einem Fraktionierungsfaktor von $\epsilon = 20-30\%$ (Sigman et al., 2009) und/oder Anammox durchlaufen und das Material mit schwerem ^{15}N anreichern.

Mit zunehmender Küstenentfernung steigen die $\delta^{15}N$ -Verhältnisse auf bis zu 6% an (s. Abb. 3.1). Nagel (2014) bestätigt, dass nicht nur die $\delta^{15}N$ -Werte im Sediment mit zunehmender Küstenentfernung ansteigen, sondern auch die $\delta^{15}N$ -Werte von Nitrat in der Wassersäule. Sie erklärt diesen Umstand durch Nitratassimilierung, welche einen Fraktionierungsfaktor von ca. 5% hat (Sigman et al., 2009). Möbius et al. (2011) führen näher aus, je weiter sich eine Nitratquelle von Stickstoffquellen wie Flussmündungen oder Auftriebsgebieten entfernt, desto stärker wird das verbleibende Nitrat mit dem schweren ^{15}N angereichert, da das Phytoplankton bereits das leichte ^{14}N assimiliert hat. Anders ausgedrückt: Während die Nitratkonzentration an der Wasseroberfläche seewärts abnimmt, steigen gleichzeitig der Nitratverbrauch und $\delta^{15}N$ im Sediment (Pichevin et al., 2005).

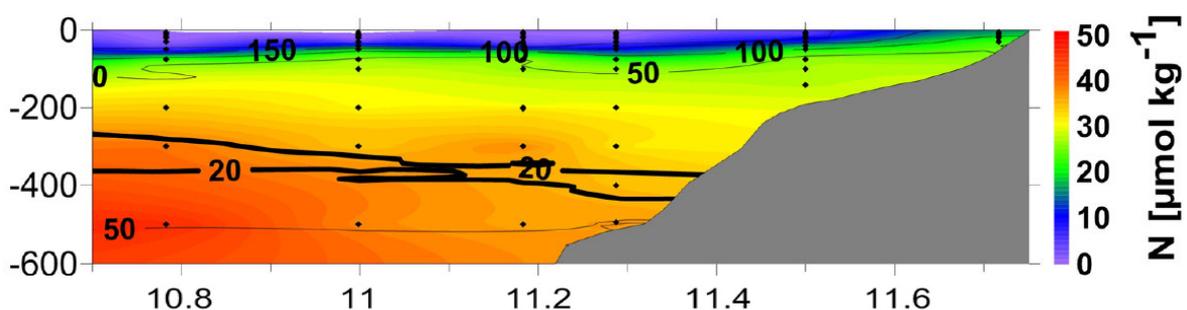


Abbildung 4.3: zeigt den Transsekt $17,25^\circ S$ vor Kunene zwischen $10,8^\circ-11,6^\circ E$ während der Ausfahrt MSM 17-3 (Feb. 2011). Die Isolinien zeigen die O_2 -Konzentration (μM) an. O_2 -Konzentrationen $\leq 20 \mu M$ werden durch die fett gedruckten Isolinien hervorgehoben. N umfasst NO_3 , NO_2 und PO_3^{4-} (Flohr et al., 2014).

4.3 Transsekt 23°S

Bei der Auftriebszelle vor Walvis Bay (23°S) liegen die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte im Februar bei 7,5‰. Zu dieser Jahreszeit hat der polwärts fließenden SACW vor Walvis Bay einen Anteil von 70%, weshalb die Zirkulation quer zum Schelf gering und der Auftrieb eher schwach ist (Flohr et al., 2014). Aufgrund der hohen Nährstoffverfügbarkeit und Sauerstoffarmut des SACW, werden entlang der Auftriebszellen Nährstoffe mit hohen $\delta^{15}\text{N}$ -Verhältnissen in das Oberflächenwasser transportiert (Mohrholz et al., 2008). Dies wird auch durch die Abbildung 4.5a ersichtlich. Sie zeigt die $\delta^{15}\text{N}$ -Verteilung in gelöstem Nitrat ($\delta^{15}\text{N}_{\text{NO}_3}$). Auffallend ist, dass das Wasser am Schelfhang höhere $\delta^{15}\text{N}_{\text{NO}_3}$ -Werte hat (5,7-6,7‰) als das durchschnittliche N-Signal von Nitrat von 5‰ in den Ozeanen (Sigman et al., 2009). Dies ist erwähnenswert, da ebene Wassermassen vor dem Schelfhang in Folge von Ekman-Drift in Richtung Oberfläche gesogen werden und die dort lebenden Organismen mit Nährstoffen versorgen. Diese $\delta^{15}\text{N}_{\text{NO}_3}$ -Werte wurden am äußeren Schelfhang im Mai 2008 gemessen, während sich die OMZ auf den inneren Schelf zurückgezogen hatte (s. Abb. 4.4b). Im Februar 2011 breitete sich die OMZ auch über einen Teil des äußeren Schelfbereichs aus (s. Abb. 4.4a). Gelegentliche Wassersäulen-Denitrifizierung und/oder -Anammox hätten dabei das $\delta^{15}\text{N}_{\text{NO}_3}$ -Signal noch stärker von den durchschnittlichen 5‰ abweichen lassen können, sodass noch schwereres $\delta^{15}\text{N}$ in die euphotische Zone gelangen müsste als im Mai. Aufgrund der Ausdehnung der OMZ auf dem inneren Schelf ist die Durchlüftung des Bodenwassers äußerst gering. In der darüber liegenden Wassersäule beschreiben Monteiro et al. (2008) die O_2 -Konzentration von Dezember bis Mai als hypoxisch ($<20 \mu\text{M}$). Gründe für diese Hypoxie sind zum einen die Sauerstoffarmut des SACW, zum anderen tragen der Abbau von OM und die aerobe Respiration der Organismen zum Defizit bei, sodass das O_2 -Minimum seinen Höhepunkt im Juni/Juli erreicht (Monteiro et al., 2008) und anaerobe Respiration begünstigt. Im Mai ist der Anteil des SACW vor Walvis Bay unter 70% gesunken (Mohrholz et al., 2008), doch die OMZ über dem inneren Schelf ist immer noch ausgeprägt (s. Abb. 4.4b). Auch während Ausfahrten in den Wintermonaten (August/September) wurde hier eine O_2 -Konzentration von zumeist unter $20 \mu\text{M}$ gemessen (Flohr et al., 2014). Aus diesem Grund ist in dieser Lokalisation das ganze Jahr über von anaerober Respiration auszugehen. Sie scheint somit nicht an die Variabilität der O_2 -Verfügbarkeit durch das saisonale Driften der beiden zentralen Wassermassen gebunden zu sein.

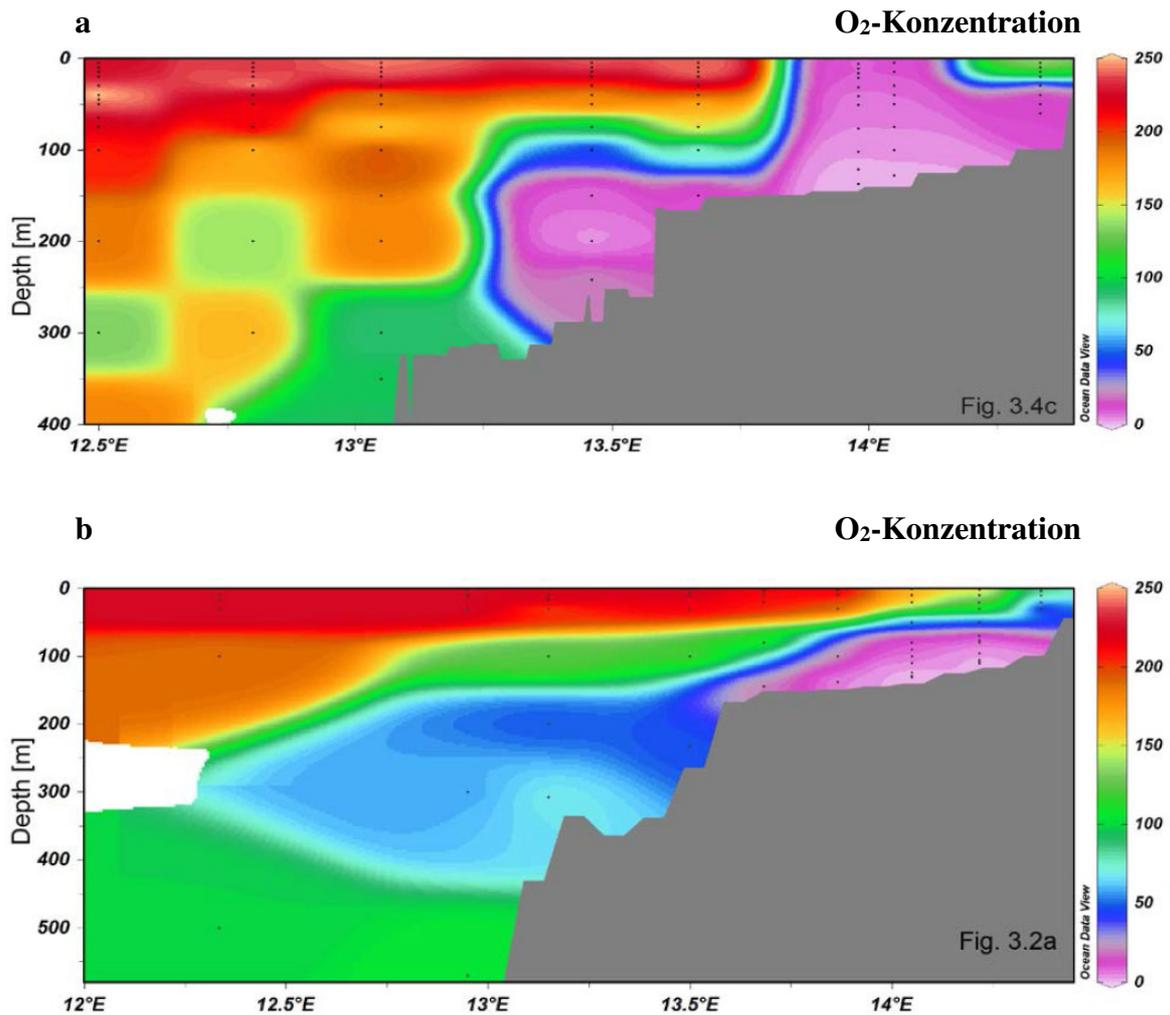


Abbildung 4.4a-b: Sauerstoffkonzentration (μM) auf Transsekt 23°S im (a) Februar 2011 und von (b) Mai-Juni 2008 (Nagel et al., 2013).

Ein Aspekt der Fragestellung war, ob das Isotopensignal der Oberflächensedimente mit dem Signal von partikulärem Material (in diesem Fall partikulärem Stickstoff, $\delta^{15}\text{N}_{\text{PN}}$) oder Nitrat ($\delta^{15}\text{N}_{\text{NO}_3}$) in der Wassersäule vergleichbar ist.

Sigman et al. (2009) beschreiben die Korrelation zwischen dem N-Isotopensignal in den Oberflächensedimenten und dem Signal von SPM in der darüber liegenden Wassersäule als sehr gut. Dies gilt insbesondere für die Schelfrandgebiete. Robinson et al. (2012) bestätigen dies, fügen aber hinzu, dass sekundäre Veränderungen entstanden durch wiederholtes Ab- und Anreichern von N während des Sink- und Ablagerungsvorgangs das $\delta^{15}\text{N}$ -Signal der Oberflächensedimente verändern. Bisher gebe es noch keine Bestätigung, dass das $\delta^{15}\text{N}$ -Verhältnis mit zunehmender Tiefe ansteigt, sodass davon auszugehen ist, dass die Veränderungen des Signals vor allem an der Wasser-Sediment-Grenze bzw. im Sediment selbst auftreten.

Innerhalb der OMZ vor 23°S , wo mit $7,5\%$ die höchsten $\delta^{15}\text{N}$ -Verhältnisse im Oberflächensediment gemessen wurden, ist im Bodenwasser, also unmittelbar über dem Meeresboden, ein $\delta^{15}\text{N}$ -Signal im gelösten Nitrat ($\delta^{15}\text{N}_{\text{NO}_3}$) von bis zu $29,6\%$ ermittelt worden (s. Abb. 4.5a). Ein derart hohes Isotopensignal deutet auf Denitrifizierung hin, welche einen Fraktionierungsfaktor ϵ von $20\text{-}30\%$ hat (Sigman et al., 2009). An dem gleichen Probenstandort wurde ein

Nitritmaximum von $4,4 \mu\text{M}$, sowie eine Ammoniumkonzentration von $>4 \mu\text{M}$ gemessen (Nagel et al., 2013). Dies sind Anzeiger dafür, dass das Nitrat in der Wassersäule auch durch Anammox abgebaut worden sein könnte (Sigman et al., 2009). Tatsächlich haben Füssel et al. (2012) nachgewiesen, dass die N-Freisetzung durch Anammox größer ist, als durch denitrifizierende Prozesse wie die Nitratreduktion. Denitrifizierung selbst macht auf dem namibischen Schelf nur 10% aus (Nagel et al., 2013).

Die beiden übereinander liegenden Maxima von $\delta^{15}\text{N}_{\text{NO}_3}$ in der Wassersäule und von $\delta^{15}\text{N}$ im Sediment auf Transsekt 23°S müssen nicht zwingend miteinander zusammenhängen. Es ist auf die Aussage von Emeis et al. (2009) hinzuweisen, dass die Verteilung dieser beiden Parameter meist nur geringfügig übereinstimmt, da es sich bei den Messungen von $\delta^{15}\text{N}_{\text{NO}_3}$ in der Wassersäule nur um eine Momentaufnahme handelt. Das gleiche gilt für $\delta^{15}\text{N}_{\text{PN}}$. Im obersten Zentimeter des Bodensediments hingegen wird das Isotopensignal der wechselnden saisonalen Bedingungen gespeichert. Ist die Sedimentationsrate besonders niedrig, so wie auf dem oberen Schelfhang (Inthorn et al., 2006b) kann die Variabilität des BUS aus mehreren Jahren im Oberflächensediment reflektiert werden (Pichevin et al., 2005).

Das $\delta^{15}\text{N}_{\text{PN}}$ -Signal von 7‰ im Bodenwasser auf dem Schelfinneren (Nagel et al., 2013) ist ähnlich dem $\delta^{15}\text{N}$ -Signal im Oberflächensediment ($7,5\text{‰}$). Dieser Umstand scheint die Aussage von Sigman et al. (2009) zu untermauern, dass das N-Isotopensignal von partikulärem Material in der Wassersäule im Sediment reflektiert werden kann.

Auf dem oberen Schelfhang sinken die $\delta^{15}\text{N}$ -Verhältnisse in den Oberflächensedimenten auf $5,8\text{--}6,2\text{‰}$ (s. Abb. 3.1); das Signal von $\delta^{15}\text{N}_{\text{PN}}$ im Zwischenwasser liegt deutlich über 7‰ (s. Abb. 4.5b). Nach Sigman et al. (2009) müsste die beschriebene Reflektion des $\delta^{15}\text{N}$ -Signals von SPM in Oberflächensedimenten auch mit zunehmender Landentfernung sichtbar bleiben, auch wenn das Sediment um $2\text{--}5\text{‰}$ schwerer wird als SPM. In diesem Fall ist es genau umgekehrt: PN weist ein höheres $\delta^{15}\text{N}$ -Signal auf als das Oberflächensediment. Wie bereits erwähnt, spiegelt $\delta^{15}\text{N}_{\text{PN}}$ eine Momentaufnahme in der Wassersäule wider, in diesem Fall das Endstadium einer Algenblüte, sowie erst kürzlich stattgefundenen Schelfkantenauftrieb (Nagel et al., 2013). Aus diesem Grund sind die Isotopenwerte von $\delta^{15}\text{N}_{\text{PN}}$ höher als die Werte im Oberflächensediment. Außerdem fand man heraus, dass SPM und Oberflächensedimente zwei verschiedene Reservoirs sind, welche kaum miteinander interagieren (Nagel et al., 2014).

Das Sediment auf dem oberen Schelfhang wird v. a. durch lateralen Transport (Inthorn et al., 2006b) und Resuspension aus dem äußeren Schelfbereich beeinflusst und nicht durch vertikalen Eintrag aus dem Oberflächenwasser (Giraudeau et al., 2000).

Das abnehmende $\delta^{15}\text{N}$ -Verhältnis im Sediment von $5,8\text{--}6,2\text{‰}$ entlang des inneren Schelfhangs wird durch den abnehmenden Einfluss des Ekman-Transports erklärt. Je weiter das nährstoffreiche Oberflächenwasser sich von der Küste entfernt, desto weniger Nährstoffe sind verfügbar und die Fraktionierung nimmt ab (Pichevin et al., 2005). Ein weiterer Faktor ist die Einmischung von isotopisch leichterem Nitrat ($\sim 5\text{‰}$; Sigman et al., 2009) aus tieferen Wassermassen durch interne Tiden und Wellen an den beiden Schelfkanten in die euphotische Zone, wo dieses assimiliert und fraktioniert wird ($\epsilon = 5\text{‰}$; Sigman et al., 2009). Auch dieser Vorgang der Nitrat-Einmischung wird in den niedrigeren $\delta^{15}\text{N}$ -Verhältnissen im Oberflächensediment reflektiert (Nagel et al., 2014).

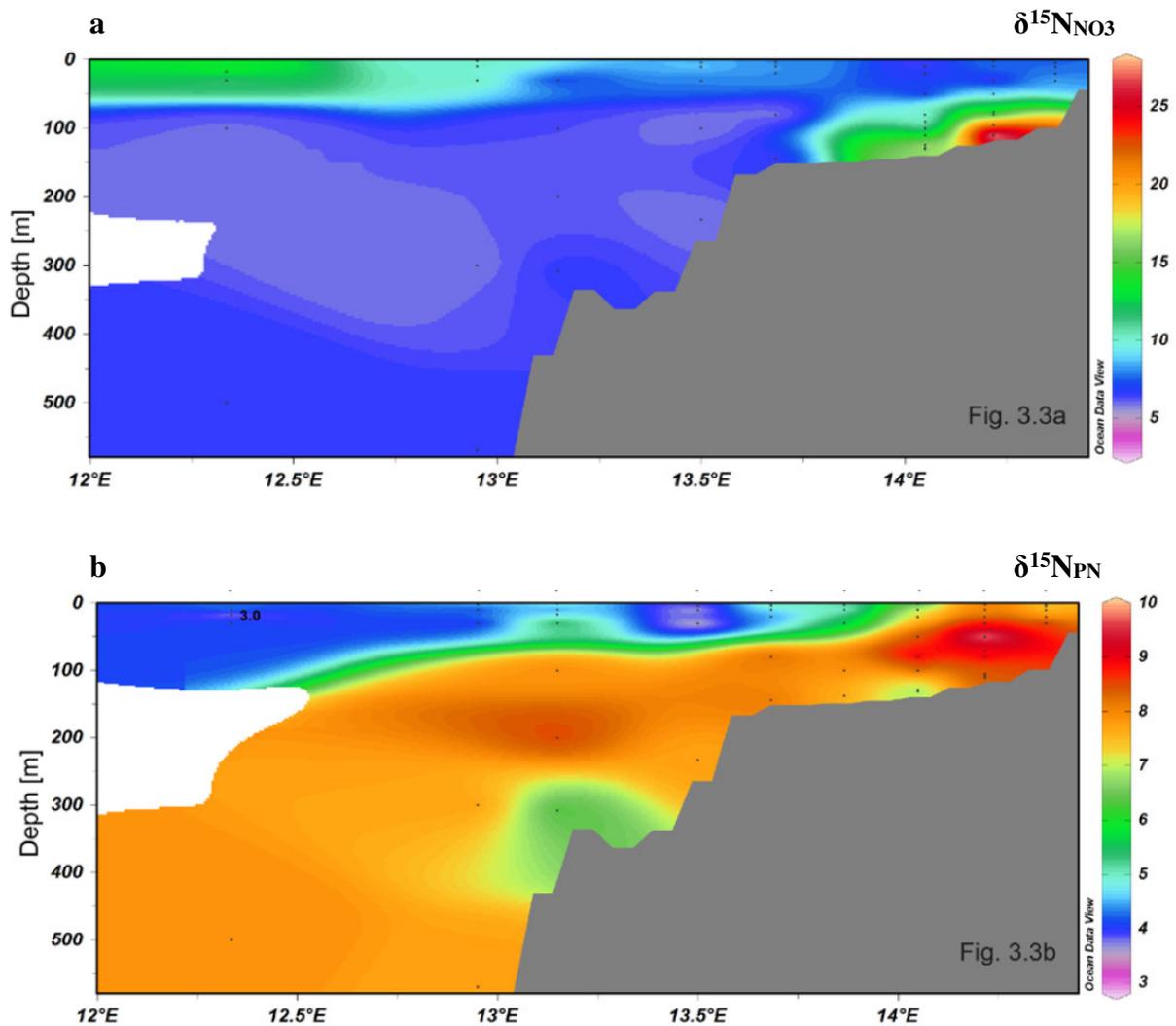


Abbildung 4.5a-b: Isotopensignal (‰) von (a) $\delta^{15}\text{N}_{\text{NO}_3}$ und (b) $\delta^{15}\text{N}_{\text{PN}}$ auf Transsekt 23°S im Mai-Juni 2008 (Nagel et al., 2013).

Neben den Vorgängen in der Wassersäule und ihr möglicher Einfluss auf das Oberflächensediment, müssen auch die Vorgänge des N-Kreislaufs im Sediment berücksichtigt werden, sofern die O_2 -Konzentration niedrig genug ist, um die Prozesse anzuregen. Da Denitrifizierung im Porenwasser des Sediments lediglich einen Fraktionierungsfaktor von 3‰ hat, müssen offensichtlich auch noch andere Vorgänge das schwere $\delta^{15}\text{N}$ -Signal herbeiführen. Diese weiteren Prozesse könnten Anammox und die Dissimilative Nitratreduktion zu Ammonium (DNRA) sein (Lam et al., 2009). Auch der Vorgang der Ammonifizierung könnte eine Rolle spielen, bei der während der Remineralisierung von organischem Material Ammonium freigesetzt wird (Herbert, 1999). Jedoch lassen sich einzelne Vorgänge des N-Kreislaufs, die zur Reduzierung von Stickstoff sowohl in der Wassersäule als auch im Sediment beitragen, bisher nicht genau einzeln quantifizieren (Nagel et al., 2014). DNRA und Ammonifizierung, genauso wie Assimilierung repräsentieren den inneren N-Kreislauf. Vorgänge im inneren N-Kreislauf sind weder Quellen noch Senken für reaktiven Stickstoff, aber auch sie können das N-Isotopensignal im Meer beeinflussen. Jedoch gibt es bis jetzt noch keine Untersuchungen zu den Fraktionierungsfaktor der einzelnen Prozesse (Sigman et al., 2009).

Neben Denitrifizierung und Anammox ist die Phosphatfreisetzung in anoxischen Sedimenten ein weiterer Vorgang, welcher ein N-Defizit herbeiführen kann. In den Diatomeenschlämmen auf dem inneren Schelf vor Walvis Bay leben große Kolonien von Schwefelbakterien. Sie setzen durch Umwandlungsprozesse Phosphat (PO_4^{3-}) im Porenwasser frei, welches sich dann mit dem Bodenwasser vermischt. Der Phosphatgehalt von $>1000 \mu\text{M}$ in der OMZ auf dem namibischen Schelf ist vergleichsweise hoch und trägt zu einer Abnahme des DIN/P-Verhältnisses bei (Nagel et al., 2013). Das Redfield-Verhältnis von N:P von normalerweise 16:1 befindet sich somit in Disbalance, weshalb es vermehrt zu N_2 -Fixierung kommen müsste (Redfield, 1934). Bisher konnte jedoch noch nicht experimentell nachgewiesen werden, dass im BUS ein hoher Phosphatüberschuss die Fixierung von N_2 begünstigt (Sohm et al., 2011).

Das jährliche Stickstoff-Defizit durch Anammox, Denitrifizierung und Phosphatfreisetzung in der Wassersäule oberhalb der Diatomeenschlämme bei 23°S wurde konkret berechnet: Die Phosphatfreisetzung führt zu einem jährlichen Defizit von 2,5 Tg Stickstoff (Nagel et al., 2013), Anammox lässt 1,4 Tg N/Jahr entweichen (Kuypers et al., 2005) und Denitrifizierung 0,25 Tg N/Jahr (Nagel et al., 2013). Damit übersteigt das N-Defizit den N-Eintrag aus Quellen wie N_2 -Fixierung oder Flüssen um den Faktor sechs, weshalb das BUS als eine Stickstoffs Senke zu betrachten ist (Nagel et al., 2013).

4.4 Diagenetische Überprägung und Transsekt $26,6^\circ\text{S}$

Das ansteigende $\delta^{15}\text{N}$ -Signal in den Oberflächensedimenten bei den äußersten Probenstandorten der Transsekte $17,25^\circ\text{S}$ und 23°S kann neben zunehmender Nitratassimilierung auch durch diagenetische Überprägung herbeigeführt worden sein (Möbius et al., 2011). Dabei ist das Isotopenverhältnis im Sediment um 3-4‰ höher als das von SPM in der Wassersäule (Francois et al., 1992). Diese Überprägung kann durch den Abbau Organischen Materials (OM) hervorgerufen werden und geht einher mit zunehmender Wassertiefe und O_2 -Verfügbarkeit in der Wassersäule (Möbius et al., 2011). Je höher der O_2 -Gehalt ist, desto stärker ist der Abbau. Das heißt, dass der Erhalt von OM innerhalb OMZs besser ist und das $\delta^{15}\text{N}$ -Signal um weniger als 1‰ angereichert wird (Freudenthal et al., 2001).

Die beiden entlegensten Probenstandorte bei $17,25^\circ\text{S}$ und 23°S liegen in 3921 m, respektive 2970 m Wassertiefe und das am Boden abgelagerte Material sank zuvor durch die Wassermassen des AAIW und NADW, welche eine Sauerstoffsättigung von jeweils 40% bzw. 70% haben (s. Abb. 1.6). Bei einer O_2 -Sättigung von $>3\%$ ist im Wasser genug Sauerstoff vorhanden, so dass aerobe Respiration ohne signifikante Einschränkungen ablaufen kann (Monteiro und van der Plas, 2006). Das bedeutet, je tiefer das SPM sinkt, desto länger ist es dem Sauerstoff ausgesetzt und desto mehr Organik kann abgebaut werden (Möbius et al. 2011). Im Sediment selbst beträgt die O_2 -Konzentration des Porenwassers bei beiden Standorten ca. $225 \mu\text{M}$ (s. Anhang) und ist somit sehr gut durchlüftet. Auch der einheitslose Degradations-Index (DI; Dauwe et al., 1999) in Abbildung 4.7 zeigt den an diesen Standorten schlechten Erhalt der Organik mit -0,25 bis -0,5 an. Aufgrund dieser Tatsachen ist zu berücksichtigen, dass außerhalb von OMZs das $\delta^{15}\text{N}$ -Signal in den Oberflächensedimenten nicht nur durch Nitratassimilierung herbeigeführt werden kann, sondern auch durch den Abbau von OM. Bis heute ist noch nicht abschließend

geklärt, welcher von diesen beiden Vorgängen genau die räumliche Verteilung des Isotopensignals herbeiführt (Pichevin et al., 2005; Emeis et al., 2009).

Wie bereits in den Ergebnissen beschrieben, wurden in Küstennähe zwischen den Breitengraden 21,7°S und 23°S während der Ausfahrt M76-2 im Mai 2008 die höchsten $\delta^{15}\text{N}$ -Werte im Oberflächensediment von bis zu 11,4‰ gemessen. In Abbildung 4.7 ist zu sehen, dass hier die jahresdurchschnittliche O_2 -Konzentration des Bodenwassers bei $\geq 0,25 \mu\text{M}$ liegt. Die geringe O_2 -Verfügbarkeit und die hohen $\delta^{15}\text{N}$ -Werte lassen darauf schließen, dass das Isotopensignal nicht durch aerobe, sondern durch anaerobe Respiration im anoxischen Bodenwasser beeinflusst wurde (Möbius et al., 2011). Der gute Erhalt der Organik bei 22°S aufgrund eines DI-Werts von ca. 0,5 hinterlässt den Eindruck, dass bei dieser Lokalisation nur sehr wenig Abbau durch Respiration stattgefunden hat. Dem gegenüber ist jedoch anzuführen, dass der DI und die O_2 -Konzentration des Bodenwassers nicht genau miteinander übereinstimmen, obwohl die Verteilung beider ähnlich erscheint. Aus diesem Grund wird auf dem inneren Schelf das N-Isotopenverhältnis v. a. durch Prozesse des Stickstoffkreislaufs innerhalb der OMZ herbeigeführt und weniger durch Abbau von OM (Nagel et al., 2014).

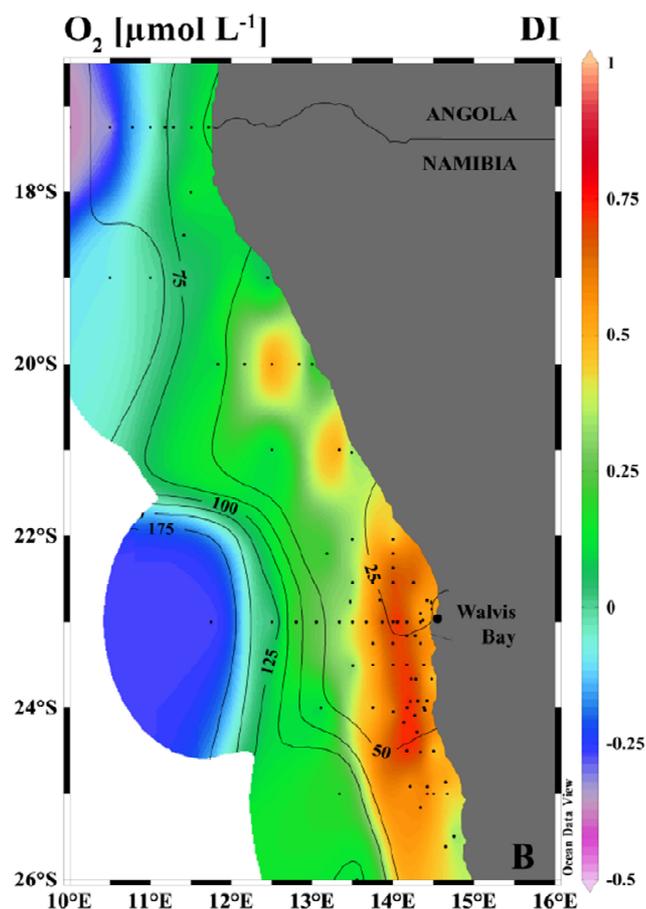


Abbildung 4.6: zeigt den Erhalt von OM vor Namibia anhand des Degradations-Index (DI). Werte $>0,25$ deuten auf eine gute Erhaltung hin (s. Farbskala). Die Isolinien markieren die jahresdurchschnittliche Sauerstoffkonzentration (μM) des Bodenwassers (Nagel et al, 2014).

Anhand der zur Verfügung gestellten Daten von der Ausfahrt im Jahre 2011 sollen nun der Sauerstoffgehalt und das $\delta^{15}\text{N}$ -Signal in den Oberflächensedimenten zusammen mit der Wassertiefe auf eine gemeinsame Übereinstimmung untersucht werden. Dem ist anzumerken, dass die Daten der Sauerstoffkonzentration unvollständig sind und somit nicht alle Probenstandorte in die Abbildung 4.7 einfließen konnten. Es ist jedoch zu erkennen, dass mit zunehmender Wassertiefe der Sauerstoffgehalt im Sediment ansteigt, wenn auch nicht linear. $\delta^{15}\text{N}$, bezogen auf Sauerstoff und Wassertiefe, wird durch die kolorierte Skala angezeigt. Zwei Probenstandorte, mit einem Isotopensignal $>7\text{‰}$, sind in einer Wassertiefe unterhalb von 70 m vorzufinden. Die dazu gemessene O_2 -Konzentration an diesen beiden Standorten liegt mit $1\ \mu\text{M}$ bzw. $82\ \mu\text{M}$ weit auseinander. Bei einer O_2 -Konzentration von $82\ \mu\text{M}$ kann keine anaerobe Respiration im Sediment stimuliert werden (welche im Porenwasser lediglich einen Fraktionierungsfaktor von 3‰ hat; Sigman et al., 2009), weshalb davon auszugehen ist, dass das schwere N-Isotopensignal durch Prozesse in der Wassersäule herbeigeführt wurde. Ab einer Wassertiefe $>2000\ \text{m}$ und einer O_2 -Konzentration $>200\ \mu\text{M}$ pendeln sich die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte zwischen 5‰ - 6‰ ein (s. Abb. 4.7). Diese Wertespanne wurde allerdings auch bei einer Wassertiefe von $155\ \text{m}$ und einer O_2 -Konzentration von $5\ \mu\text{M}$ gemessen, bei welcher Denitrifizierung und Anammox bereits einsetzen (Devol, 1978). Aus diesem Grund lässt sich keine Korrelation zwischen der $\delta^{15}\text{N}$ -Verteilung und Wassertiefe und O_2 -Konzentration herleiten.

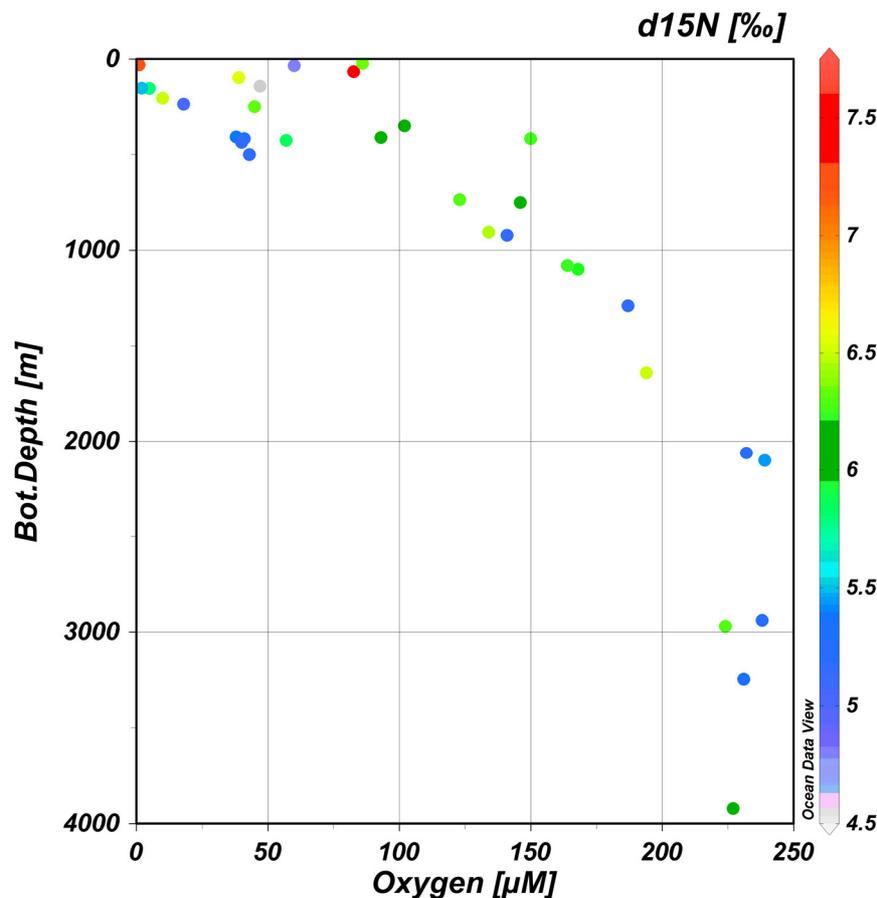


Abbildung 4.7: Darstellung von Sauerstoffkonzentration, Wassertiefe und $\delta^{15}\text{N}$. Erläuterungen dazu im Text.

Auf Transekt 26,6°S wurde im Oberflächensediment direkt vor Lüderitz ein $\delta^{15}\text{N}$ -Signal von 8,2‰ gemessen. Dies ist der höchste $\delta^{15}\text{N}$ -Wert, welcher während der Ausfahrt MSM 17-3 im Februar 2011 gemessen wurde. Obwohl die Lüderitz-Zelle aufgrund ihres ganzjährig intensiven Auftriebs als Hauptauftriebszelle des BUS gilt (Hutchings et al., 2009), wurden auf diesem Transekt nur vier Standorte beprobt. Diese zeigen eine Abnahme der $\delta^{15}\text{N}$ -Verhältnisse im Sediment mit zunehmender Wassertiefe auf 6,2‰. Das nährstoffreiche Filament, welches durch den Auftrieb vor Lüderitz entsteht und in den oberen 50 m der Wassersäule in den Südatlantik treibt, hat eine zonale Reichweite von ca. 450 km (Shannon und Nelson, 1996). Aus diesem Grund wäre es interessant gewesen zu erfahren, wie sich die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte im Oberflächensediment weiter seewärts entwickeln.

Lüderitz markiert die Grenze zum sBUS, in dem das ganze Jahr über der ESACW vorherrscht und das Wasser gut belüftet (Poole und Tomczak, 1999). Der prozentuale Anteil des SACW vor Lüderitz im Spätsommer (Februar) ist nicht bekannt. Von anaerober Respiration in der Wassersäule oder gar in Bodennähe ist nicht auszugehen, da aus Monteiro et al. (2008) hervorgeht, dass der durchschnittliche Sauerstoffgehalt bis zu einer Tiefe von 500 m ca. 4-5 ml/l beträgt und damit knapp oberhalb der Grenze der Sauerstoffuntersättigung ist, welche bei 2-3 ml/l liegt (Monteiro und van der Plas, 2006). Auch die durchschnittliche O_2 -Konzentration von 75 μM des Bodenwassers (s. Abb. 4.6) ist zu hoch um Anammox oder Denitrifizierung in Gang zu setzen (Kalvelage et al., 2011; Devol, 1978). Das hohe $\delta^{15}\text{N}$ -Verhältnis im Sediment direkt vor der Küste (8,2‰) könnte u. a. auf den Auftrieb von Nährstoffen, die mit schwerem $\delta^{15}\text{N}$ angereichert sind, zurückgeführt werden (Chavez und Messié, 2009). Von einem intensiven Abbau von OM, welcher das N-Signal im Sediment ansteigen ließe, ist nicht auszugehen, da der DI vor der Küste bei 26°S größer als 0,25 und der Erhalt von OM somit gut ist (s. Abb. 4.6). Während die $\delta^{15}\text{N}$ -Verhältnisse mit zunehmender Wassertiefe auf 6,2‰ entlang des Schelfhangs sinken, steigt die Sauerstoffkonzentration im Bodenwasser an und der DI sinkt auf $\leq 0,25$ (s. Abb. 4.6). Dies deutet daraufhin, dass auf das Isotopensignal u. a. durch diagenetische Überprägung durch OM-Abbau eingewirkt wird ($\epsilon = 3-4\%$, Francois et al., 1992; Möbius et al., 2011).

Wie auch bei Transekt 23°S reflektiert das Absinken des Isotopensignals mit zunehmender Küstenentfernung den abnehmenden Einfluss der Auftriebszelle und somit eine Annäherung der Werte an das Grundsignal von Tiefen-Nitrat im Ozean von 5‰ (Sigman et al., 2009). Das abnehmende N-Isotopenverhältnis, sowie die ähnliche Schelfstruktur lassen auch hier auf ein Einmischen von isotopisch leichten Tiefen-Nitrat durch interne Tiden und Wellen an der Schelfkante schließen, auch wenn es vor Lüderitz keine doppelte Schelfkante gibt, wie vor Walvis Bay (Nagel et al., 2013; s. auch Kap. 4.3).

5 Schlussfolgerungen

Die $\delta^{15}\text{N}$ -Verteilung in den Oberflächensedimenten vor Namibia ist sehr heterogen. Sie wird sowohl durch Prozesse in der Sauerstoffminimumzone als auch durch Vorgänge in den sauerstoffreichen Zonen beeinflusst. Im Norden des Untersuchungsgebiets, auf dem Kunene Schelf, steigen die $\delta^{15}\text{N}$ -Verhältnisse mit zunehmender Küstenentfernung bzw. Wassertiefe an. Auf dem Schelfbereich weiter südlich ist das Verteilungsmuster genau umgekehrt.

Auf Transsekt 17,25°S sind die Werte von $\delta^{15}\text{N}$ vor der Küste niedrig (4-5‰), da es hier weder Küstenauftrieb noch eine Sauerstoffminimumzone gibt, in welcher durch Denitrifizierung das Residual mit schwerem ^{15}N angereichert werden könnte. Mit zunehmender Wassertiefe steigen die Werte an und reflektieren u. a. den Abbaueffekt von Nitrat in der oberflächennahen Wassersäule. Von 19°-26°S markieren die seewärts sinkenden $\delta^{15}\text{N}$ -Verhältnisse den abnehmenden Einfluss des Küstenauftriebs. Dabei nähern sie sich dem Signal von Tiefen-Nitrat im Ozean an. Das hohe $\delta^{15}\text{N}$ -Signal (7,5-11‰) an der Küste vor Walvis Bay (23°S) wird aufgrund der niedrigen Sauerstoffkonzentration durch Nitratreduktion und Anammox herbeigeführt. Der Einfluss des ESACW vor Lüderitz (26°S) und damit verbundenen hohe Sauerstoffkonzentrationen, welche das Ausbleiben von anaerober Respiration in der Wassersäule erklären, führen nicht automatisch zu niedrigen Isotopenwerten wie vor Kunene. Ein $\delta^{15}\text{N}$ -Signal von 8,2‰ weist hier auf den hohen Eintrag von isotopisch schweren Nährstoffen durch Küstenauftrieb hin.

Die äußersten Probenstandorte befinden sich außerhalb der Sauerstoffminimumzone und werden bereits weniger vom Küstenauftrieb beeinflusst. Die $\delta^{15}\text{N}$ -Verhältnisse im dortigen Oberflächensediment spiegeln zum einen die Nitratassimilierung an der Wasseroberfläche wider. Zum anderen wird das Isotopensignal aufgrund der hohen Sauerstoffverfügbarkeit durch organischen Abbau beeinflusst.

Eine Korrelation zwischen dem $\delta^{15}\text{N}$ -Signal von partikulärem Stickstoff in der Wassersäule und dem Signal in den Oberflächensedimenten ist innerhalb der OMZ vor Walvis Bay zu beobachten. Jedoch handelt es sich bei $\delta^{15}\text{N}_{\text{PN}}$, genau wie bei $\delta^{15}\text{N}_{\text{NO}_3}$, um eine saisonale Momentaufnahme, während der oberste Zentimeter im Sediment die Stickstoff-Kreislauf-Prozesse von mehreren Jahreszeiten wiedergibt. Das Isotopensignal im Sediment wird somit nicht immer von abgelagertem partikulärem Material beeinflusst, was als Frage in der Zielsetzung aufgeworfen wurde.

Welche Prozesse des N-Kreislaufs sich im Sediment selbst abspielen können, wird aus den vorliegenden Daten, welcher dieser Arbeit zur Verfügung standen, nicht ersichtlich. Auch waren die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte an keinem Probenstandort niedrig genug, um auf vermehrte N_2 -Fixierung im Oberflächenwasser hinzudeuten.

Literaturverzeichnis

- Altabet, M.A. (2006): Isotopic tracers of the marine nitrogen cycle: present and past. In: Marine organic matter: Biomarkers, isotopes and DNA. J.K. Volkman und O. Hutzinger (Hrsg.), Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, S. 251–293.
- Altabet, M.A. und Francois, R. (1994): Sedimentary nitrogen isotopic ratio as a recorder for surface ocean nitrate utilization. *Global Biogeochemical Cycles*, 8(1), 103–116.
- Arrigo, Kevin R. (2005): Marine microorganisms and global nutrient cycles. *Nature*, 437, 349–355.
- Backhaus, Jan (2014): Einführung in die Ozeanographie, 204 S.
- Barange, M. und Pillar, S.C. (1992): Cross-shelf circulation, zonation and maintenance mechanisms of *Nyctiphanes capensis* and *Euphausia hansenii* (Euphausiacea) in the northern Benguela upwelling system. *Continental Shelf Research*, 12(9), 1027–1042.
- Bremner, J.M. und Willis, J.P. (1993): Mineralogy and geochemistry of the clay fraction of sediments from the Namibian continental margin and the adjacent hinterland. *Marine Geology*, 115(1-2), 85–116.
- Carr, M.-E. (2001): Estimation of potential productivity in Eastern Boundary Currents using remote sensing. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49(1-3), 59–80.
- Chavez, F.P. und Messié, M. (2009): A comparison of Eastern Boundary Upwelling Ecosystems. *Progress in Oceanography*, 83(1-4), 80–96.
- Dauwe, B., Middelburg, J.J., Herman, P.M.J., Heip, C.H.R. (1999): Linking diagenetic alteration of amino acids and bulk organic matter reactivity. *Limnology and Oceanography*, 44(7), 1809–1814.
- Devol, A.H. (1978): Bacterial oxygen uptake kinetics as related to biological processes in oxygen deficient zones of the oceans. *Deep Sea Research*, 25(2), 137–146.
- Emeis, K.-C., Struck, U., Leipe, T., Ferdelman, T.G. (2009): Variability in upwelling intensity and nutrient regime in the coastal upwelling system offshore Namibia: results from sediment archives. *International Journal of Earth Sciences*, 98(2), 309–326.
- Emery, K.O., Uchupi, E. (Hrsg.) (1984): *The Geology of the Atlantic Ocean*. Springer Verlag, New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo, 1050 S.
- Flohr, A., van der Plas, A.K., Emeis, K.-C., Mohrholz, V., Rixen, T. (2014): Spatio-temporal patterns of C : N : P ratios in the northern Benguela upwelling system. *Biogeosciences*, 11(3), 885–897.
- Francois, R., Altabet, M.A., Burckle, L.H. (1992): Glacial to interglacial changes in surface nitrate utilization in the Indian Sector of the Southern Ocean as recorded by sediment $\delta^{15}\text{N}$. *Paleoceanography*, 7(5), 589–606.
- Freudenthal, T., Wagner, T., Wenzhöfer, F., Zabel, M., Wefer, G. (2001): Early diagenesis of organic matter from sediments of the eastern subtropical Atlantic: evidence from stable nitrogen and carbon isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(11), 1795–1808.
- Füssel, J., Lam, P., Lavik, G., Jensen, M.M., Holtappels, M., Günter, M., Kuypers, M.M.M. (2012): Nitrite oxidation in the Namibian oxygen minimum zone. *The ISME journal*, 6(6), 1200–1209.
- Galbraith, E.D., Sigman, D.M., Robinson, R.S., Pedersen, T.F. (2008): Nitrogen in past marine environments. In: *Nitrogen in the marine environment*. E.J. Carpenter und D.G. Capone (Hrsg.), Academic Press, New York, S. 1497–1535.
- Giraudeau, J., Bailey, G.W., Pujol, C. (2000): A high-resolution time-series analyses of particle fluxes in the Northern Benguela coastal upwelling system: carbonate record of changes in biogenic production and particle transfer processes. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 47(9-11), 1999–2028.
- Herbert, R.A. (1999): Nitrogen cycling in coastal marine ecosystems. *FEMS Microbiology Reviews*, 23(5), 563–590.
- Hülsemann, J. (1966): On the routine analysis of carbonates in unconsolidated sediments. *Journal of Sedimental Petrology*, 36, 622–625.

- Hutchings, L., van der Lingen, C.D., Shannon, L.J., Crawford, R.J.M., Verheye, H.M.S., Bartholomae, C.H., van der Plas, A.K., Louw, D., Kreiner, A., Ostrowski, M., Fidel, Q., Barlow, R.G., Lamont, T., Coetzee, J., Shillington, F., Veitch, J., Currie, J.C. Monteiro, P.M.S. (2009): The Benguela Current: An ecosystem of four components. *Progress in Oceanography*, 53(1-4), 15–32.
- Inthorn, M., Mohrholz, V., Zabel, M. (2006a): Nepheloid layer distribution in the Benguela upwelling area offshore Namibia. *Deep-Sea Research*, 53(8), 1423–1438.
- Inthorn, M., Wagner, T., Scheeder, G., Zabel, M. (2006b): Lateral transport controls distribution, quality, and burial of organic matter along continental slopes in high-productivity areas. *Geological Society of America*, 34(3), 205–208.
- Jahnke R.A. und Shimmielid, G.B. (1995): Particle flux and its conversion to the sediment record: costal ocean upwelling systems. In: *Upwelling in the ocean: Modern processes and ancient record (Report of the Dahlem Workshop on Upwelling in the Ocean, Modern Processes and Ancient Records, Berlin 1994)*. C.P. Summerhayes (Hrsg.), Wiley, Chichester, S. 83–100.
- Kalvelage, T., Jensen, M.M., Contreras, S., Revsbech, N.P., Lam, P. (2011): Oxygen sensitivity of anammox and coupled N-cycle processes in oxygen minimum zones. *PloS one*, 6(12), e29299.
- Kuypers, M.M.M., Lavik, G., Woebken, D., Schmid, M., Fuchs, B.M., Amann, R., Jørgensen, B.B., Jetten, M.S.M. (2005): Massive nitrogen loss from the Benguela upwelling system through anaerobic ammonium oxidation. *PNAS*, 102(18), 6478–6483.
- Lam, P., Lavik, G., Jensen, M.M., van de Vossenberg, J., Schmid, M., Woebken, D., Gutiérrez, D., Amann, R., Jetten, M.S.M., Kuypers, M.M.M. (2009): Revising the nitrogen cycle in the Peruvian oxygen minimum zone. *PNAS*, 106(12), 4752–4757.
- Mohrholz, V., Schmidt, M., Lutjeharms, J.R.E., 2001. The hydrography and dynamics of the Angola-Benguela frontal zone and environment in April 1999. *South African Journal of Marine Science*, 97, 199-208.
- Mohrholz, V., Bartholomae, C.H., van der Plas, A.K., Lass, H. U. (2008): The seasonal variability of the northern Benguela undercurrent and its relation to the oxygen budget on the shelf. *Continental Shelf Research*, 28(3), 424–441.
- Monteiro, P.M.S., van der Plas, A.K., Mélice, J.-L., Florenchie, P. (2008): Interannual hypoxia variability in a coastal upwelling system: Ocean–shelf exchange, climate and ecosystem-state implications. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 55(4), 435–450.
- Monteiro, P.M.S., van der Plas, A., Mohrholz, V., Mabile, E., Pascall, A., Joubert, W. (2006): Variability of natural hypoxia and methane in a coastal upwelling system: Oceanic physics or shelf biology? *Geophysical Research Letters*, 33(16), 1-5.
- Monteiro, P.M.S. und van der Plas, A.K. (2006): Low Oxygen Water (LOW) Variability in the Benguela System: Key Processes and Forcing Scales Relevant to Forecasting. In: *Benguela: Predicting a Large Marine Ecosystem*. V. Shannon, G. Hempel, P. Malanotte-Rizzoli, C. Moloney, J. Woods (Hrsg.), Elsevier, Amsterdam, Boston, S. 71–90.
- Mortlock, R. und Froelich, P. (1989): A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 36(9), 1415–1426.
- Nagel, B., Emeis, K.-C., Flohr, A., Rixen, T., Schlarbaum, T., Mohrholz, V., van der Plas, A.K. (2013): N-cycling and balancing of the N-deficit generated in the oxygen minimum zone over the Namibian shelf-An isotope-based approach. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 118(1), 361–371.
- Nagel, B., Gaye, B., Lahajnar, N., Struck, U., Emeis, K.-C. (2014): Effects of current regimes and oxygen deficiency on particulate matter preservation on the Namibian shelf: insights from amino acid biogeochemistry. In: *Insights into nitrogen and particle cycling in marine oxygen minimum zones*. B. Nagel, Dissertation, FB Geowissenschaften, Univ. Hamburg, Hamburg, S. 81-96
- Pauly, D. und Christensen, V. (1995): Primary production required to sustain global fisheries. *Nature* 374, 255–257.

- Pichevin, L., Martinez, P., Bertrand, P., Schneider, R., Giraudeau, J., Emeis, K.-C. (2005): Nitrogen cycling on the Namibian shelf and slope over the last two climatic cycles: Local and global forcings. *Paleoceanography*, 20(2), PA 2006.
- Poole, R. und Tomczak, M. (1999): Optimum multiparameter analysis of the water mass structure in the Atlantic Ocean thermocline. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 46(11), 1895–1921.
- Redfield, A.C., (1934): On the proportions of organic derivations in sea water and their relation to the composition of plankton. In: James Johnstone Memorial Volume. R.J. Daniel (Hrsg.), University Press of Liverpool, Liverpool, pp. 177-192.
- Richards, F.A. (1965): Anoxic basins and fjords. In: *Chemical Oceanography*. J.P. Ripley und G. Skirrow (Hrsg.), Academic Press, London and New York, S. 611-645.
- Shannon, L. und Nelson, G. (1996): The Benguela: Large scale features and processes and system variability, In: *The South Atlantic. Present and past circulation*. G. Wefer (Hrsg.), Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, S. 163-210
- Shannon, V. (2006): A Plan Comes Together. In: *Benguela: Predicting a Large Marine Ecosystem*. V. Shannon, G. Hempel, P. Malanotte-Rizzoli, C. Moloney, J. Woods (Hrsg.), Elsevier, Amsterdam, Boston, S. 3–10.
- Shillington, F.A., Reason, C.J.C., Duncombe Rae, C.M., Florenchie, P., Penven, P. (2006): Large Scale Physical Variability of the Benguela Current Large Marine Ecosystem (BCLME). In: *Benguela: Predicting a Large Marine Ecosystem*. V. Shannon, G. Hempel, P. Malanotte-Rizzoli, C. Moloney, J. Woods (Hrsg.), Elsevier, Amsterdam, Boston, S. 49–70.
- Sigman, D.M., Karsh, K.L., Casciotti, K.L. (2008): Ocean Process Tracers: Nitrogen Isotopes in the Ocean. In: *Encyclopedia of Ocean Sciences (Vol. 5)*. J.H. Steele, S. A. Thorpe, K. K. Turekian (Hrsg.), Elsevier, Amsterdam, S. 4138–4153.
- Smethie, W.M. (1987): Nutrient regeneration and denitrification in low oxygen fjords. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 34(5-6), 983–1006.
- Sohm, J.A., Hilton, J.A., Noble, A.E., Zehr, J.P., Saito, M.A., Webb, E.A. (2011): Nitrogen fixation in the South Atlantic Gyre and the Benguela Upwelling System. *Geophysical Research Letters*, 38(16), L16608.
- Wyrski, Klaus (1962): The oxygen minima in relation to ocean circulation. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 9(1-2), 11–23.

Verzeichnis der verwendeten Internetadressen

Homepage GENUS Übersicht: <http://genus.zmaw.de/> (letzter Zugriff: 31.03.2015)

Homepage GENUS Podcast Multicorer: <http://www.podcampus.de/nodes/pGEbx> (letzter Zugriff: 31.03.2015)

Abbildung 1.2 Ekman-Spirale: <http://funnel.sfsu.edu/coursesgeol103/2/labs/upwelling/descript1.html> (letzter Zugriff: 31.03.2015)

Verwendete Software

Schlitzer, R., Ocean Data View, <http://odv.awi.de>, 2014

Danksagung

An erster Stelle möchte ich mich bei meinen beiden Betreuern Frau Dr. Birgit Gaye und Herrn Dr. Niko Lahajnar bedanken. Sie konnten mir bei der Klärung vieler Einzelheiten weiterhelfen und haben mich mit viel Geduld und Einsicht bei der Entstehung dieser Arbeit begleitet.

Des Weiteren möchte ich Frau Frauke Langenberg für das Messen der Sedimentproben am Massenspektrometer danken, sowie Frau Dr. Birgit Nagel für die zusätzliche Bereitstellung von Literatur.

Anhang

Anhang A: Ausfahrt MSM 17-3, 2011, S. 46-48

Anhang B: Ausfahrt AHAB 4, AHAB 5, M 76-2, S. 49-51

Station	mm/ dd/ yyyy	Longitude [degrees s_east]	Latitude [degrees s_north]	Bot. Depth [m]	Sed. Depth [cm]	TN [%]	TC [%]	OC [%]	CaCO 3 [%]	Opal [%]	Litho- gen [%]	d15 N [‰]	Corg /N	Water- con- tent [%]	Oxy- gen [µM]	AA [µg /g]
224	01/30/ 2011	14.058	-23.063	135	0	0.82	6.69	6.36	2.74	26.35	59.45	6.55	9.04	82.96	k. A.	21398
225	01/31/ 2011	14.000	-23.500	169	0	0.735	5.754	4.968	6.55	9.85	74.66	5.75	7.89	92.50	k. A.	40211
226	01/31/ 2011	13.505	-23.512	228	0	0.618	12.952	5.360	63.27	2.58	10.84	6.09	10.11	58.38	k. A.	14281
228	02/01/ 2011	14.005	-24.045	212	0	0.690	10.787	5.630	42.98	4.47	33.14	5.87	9.52	75.51	k. A.	19010
229	02/01/ 2011	14.335	-24.512	120	0	0.755	5.197	4.689	4.23	12.97	73.44	6.41	7.24	91.3	k. A.	27596
231	02/02/ 2011	14.500	-25.000	190	0	0.190	1.404	1.293	0.92	5.81	90.74	5.57	7.94	49.25	k. A.	4991
233	02/02/ 2011	14.760	-26.667	180	0	0.270	1.684	1.516	1.40	3.12	92.45	8.16	6.54	92.4	k. A.	11104
234	02/02/ 2011	14.417	-26.667	325	0	0.495	5.790	4.002	14.90	7.38	67.30	5.91	9.43	58.12	k. A.	10722
235	02/03/ 2011	14.000	-26.667	417	0	0.631	10.888	5.408	45.66	4.48	30.26	6.25	10.00	73.53	150.00	15340
236	02/03/ 2011	13.500	-26.667	1100	0	0.494	8.962	4.020	41.19	5.27	37.41	6.21	9.50	71.19	168.00	11722
237	02/04/ 2011	13.550	-26.000	750	0	0.974	12.611	7.917	39.12	4.89	33.29	6.04	9.48	84.36	146.00	18038
238	02/04/ 2011	13.333	-25.000	1080	0	0.753	11.924	6.472	45.44	5.61	27.49	6.24	10.02	79.56	164.00	15054
240	02/05/ 2011	13.108	-24.000	735	0	0.530	11.695	4.678	58.48	3.35	17.12	6.27	10.30	71.8	123.00	12681
241	02/05/ 2011	11.750	-23.000	2970	0	0.092	9.712	0.746	74.72	4.48	3.32	6.27	9.47	66.87	224.00	2546
242	02/06/ 2011	12.500	-23.000	1640	0	0.280	9.529	2.623	57.55	4.73	20.57	6.47	10.95	72.38	194.00	6663
243	02/07/ 2011	12.800	-23.000	905	0	0.445	11.097	3.834	60.52	3.43	16.07	6.43	10.04	73.31	134.00	9635

Station	mm/ dd/ yyyy	Longitude [degrees s_east]	Latitude [degrees s_north]	Bot. Depth [m]	Sed. Depth [cm]	TN [%]	TC [%]	OC [%]	CaCO 3 [%]	Opal [%]	Litho- gen [%]	d15 N [‰]	Corg /N	Water- con- tent [%]	Oxy- gen [µM]	AA [µg /g]
246	02/07/ 2011	13.050	-23.000	410	0	0.278	11.406	2.600	73.38	2.14	3.94	6.15	10.91	57.4	93.00	6479
250	02/08/ 2011	13.333	-23.000	350	0	0.348	11.681	3.127	71.28	2.60	5.09	6.06	10.48	59.42	102.00	8986
254	02/08/ 2011	13.667	-23.000	155	0	0.448	12.582	3.623	74.66	1.52	1.17	5.76	9.44	54.74	5.00	12634
264	02/09/ 2011	14.333	-23.000	66	0	0.825	5.892	5.574	2.65	40.20	46.54	7.51	7.88	85.7	82.70	27975
266	02/10/ 2011	13.468	-22.765	250	0	0.677	14.019	6.184	65.29	2.05	7.42	6.31	10.66	62.44	45.00	17757
267	02/11/ 2011	13.180	-22.208	205	0	0.594	13.706	5.020	72.39	1.75	1.19	6.47	9.87	62.4	10.00	14371
268	02/11/ 2011	13.487	-21.028	23	0	0.050	0.397	0.322	0.62	3.25	95.41	6.33	7.46	25.43	86.00	1450
269	02/11/ 2011	13.333	-21.000	98	0	1.298	9.877	9.625	2.10	17.82	62.30	6.52	8.65	84.16	39.00	42595
272	02/12/ 2011	12.500	-21.000	425	0	0.525	11.944	4.770	59.79	3.58	15.13	5.82	10.59	69.47	57.00	13512
274	02/12/ 2011	11.833	-20.000	408	0	0.599	12.306	5.383	57.69	3.97	16.19	5.36	10.48	66.82	38.00	14932
275	02/13/ 2011	12.167	-20.000	275	0	0.959	12.459	7.897	38.01	7.19	32.37	5.09	9.61	75.58	k. A.	25907
276	02/13/ 2011	12.500	-20.000	153	0	0.894	9.166	6.823	19.53	8.57	55.40	5.48	8.91	83.12	2.00	31236
277	02/13/ 2011	12.833	-20.000	99	0	0.971	7.672	7.237	3.63	16.83	65.73	6.08	8.70	88.99	k. A.	30950
278	02/13/ 2011	13.000	-20.000	30	0	0.471	3.727	3.566	1.34	10.09	81.86	7.17	8.83	63.81	1.00	15342
279	02/14/ 2011	12.450	-19.000	35	0	0.215	2.015	1.587	3.57	6.31	86.49	5.84	8.62	52.11	k. A.	6533
292	02/15/ 2011	11.433	-19.000	416	0	0.334	9.624	2.916	55.91	5.90	20.87	5.21	10.17	58.88	41.00	8358

Station	mm/dd/yyyy	Longitude [degree s_east]	Latitude [degree s_north]	Bot. Depth [m]	Sed. Depth [cm]	TN [%]	TC [%]	OC [%]	CaCO ₃ [%]	Opal [%]	Lithogen [%]	d15 N [‰]	Corg /N	Water-content [%]	Oxygen [μM]	AA [μg /g]
295	02/16/2011	11.000	-19.000	1290	0	0.523	6.767	4.147	21.83	14.25	51.74	5.12	9.25	76.73	187.00	11599
298	02/17/2011	10.500	-19.000	2063	0	0.428	8.178	3.618	38.00	10.86	36.42	5.22	9.85	74.56	232.00	8256
299	02/17/2011	11.417	-18.500	436	0	0.327	5.298	3.193	17.54	7.00	65.92	5.12	11.38	61.71	40.00	8762
300	02/18/2011	11.500	-18.000	237	0	0.157	3.791	1.400	19.92	14.97	58.28	4.97	10.43	40.96	18.00	3193
304	02/19/2011	11.717	-17.250	35	0	0.364	3.122	2.658	3.87	9.92	80.59	4.79	8.51	69.28	60.00	12538
305	02/19/2011	11.507	-17.253	142	0	0.214	2.058	1.875	1.52	9.62	85.15	4.57	10.21	54.16	47.00	6798
306	02/19/2011	11.288	-17.250	500	0	0.145	1.388	1.166	1.85	14.46	81.19	5.13	9.40	41.16	43.00	3622
308	02/20/2011	11.000	-17.250	2103	0	0.384	3.559	3.046	4.28	15.19	74.13	5.42	9.25	73.85	239.00	9126
309	02/21/2011	10.783	-17.250	2939	0	0.531	4.454	4.287	1.39	21.64	68.95	5.20	9.42	83.82	238.00	10614
310	02/22/2011	10.500	-17.250	3247	0	0.136	4.637	3.758	7.33	19.46	64.87	5.31	32.35	81.7	231.00	10522
311	02/22/2011	11.183	-17.250	922	0	0.138	1.861	1.163	5.82	6.24	84.59	5.16	9.85	50.17	141.00	2435
316	02/24/2011	10.000	-17.250	3921	0	0.361	5.068	2.844	18.54	16.31	56.03	5.99	9.20	82.48	227.00	7840
317	02/26/2011	8.053	-10.117	4825	0	0.146	2.852	1.073	14.83	11.62	68.42	9.19	8.57	80.33	284.00	2524

Anhang B

Cruise	Station	mon/day/ year	Lon- gitude [degree s east]	Latitude [degree s north]	Bot. Depth [m]	d15 N PN	Cor g[%]	TN [%]	Corg /N
AHAB4	265750	06/09/2005	14.4727	-22.8505	29	8.62	5.25	0.74	8.3
AHAB4	265760	06/09/2005	14.4688	-22.7702	39	9.56	2.11	0.30	8.2
AHAB4	265850	06/09/2005	14.4167	-23.9175	58	6.76	6.11	0.88	8.1
AHAB4	265860	06/09/2005	14.2997	-23.9187	102	8.67	3.95	0.62	7.5
AHAB4	265870B	06/09/2005	14.2115	-23.9208	132	7.41	5.19	0.74	8.1
AHAB4	265890	06/09/2005	14.135	-24.1678	146	6.47	8.05	1.10	8.6
AHAB4	265900	06/09/2005	14.268	-24.094	119	7.12	5.55	0.81	8.0
AHAB4	265930B	06/09/2005	14.392	-24.0258	67	7.64	6.82	1.02	7.8
AHAB4	265940	06/09/2005	14.6475	-25.6205	126	4.85	6.54	0.89	8.6
AHAB4	265970B	06/09/2005	14.3358	-25.1648	155	5.29	9.09	1.25	8.5
AHAB4	265990	06/09/2005	14.646	-24.8588	67	8.31	3.16	0.50	7.3
AHAB4	266030	06/09/2005	14.4205	-24.9175	122	6.32	7.41	1.05	8.3
AHAB4	266050	06/09/2005	14.2062	-24.9158	54	7.62	4.07	0.64	7.5
AHAB4	266060A	06/09/2005	14.4727	-23.6667	26	7.33	1.92	0.28	7.9
AHAB4	266060B	06/09/2005	14.4727	-23.6667	26	7.13	1.09	0.16	8.1
AHAB4	266070	06/09/2005	14.2798	-23.6698	110	8.18	4.24	0.66	7.5
AHAB4	266080	06/09/2005	14.2217	-23.6683	132	7.47	5.30	0.76	8.1
AHAB4	266090B	06/09/2005	14.3675	-22.9803	50	8.02	7.01	0.98	8.3
AHAB4	266100	06/09/2005	14.3678	-22.9783	47	8.04	6.61	0.92	8.3
AHAB4	266110B	06/09/2005	14.2747	-23.1663	103	8.65	6.88	1.01	7.9
AHAB4	266130	06/09/2005	14.1668	-23.1672	121	8.08	5.19	0.72	8.4
AHAB5	266210	06/09/2005	13.4977	-22.0415	146	6.57	8.29	1.03	9.4
AHAB5	266230	06/09/2005	13.9995	-22.041	64	8.8	5.85	1.10	6.2
AHAB5	266260	06/09/2005	13.9995	-22.2077	92	9.06	7.57	1.20	7.4
AHAB5	266310	06/10/2005	13.9998	-22.3727	105	7.13	11.22	1.52	8.6
AHAB5	266360	06/09/2005	14.2518	-22.541	76	10.02	9.31	1.54	7.1
AHAB5	266370	06/09/2005	14.0007	-22.5402	120	7.99	4.65	0.92	5.9
AHAB5	266380	06/09/2005	13.7495	-22.541	131	6.96	13.49	1.72	9.2
AHAB5	266390	06/09/2005	13.5003	-22.5423	189	6.01	6.11	0.87	8.2
AHAB5	266450	06/09/2005	13.8323	-22.7472	135	6.44	10.70	1.49	8.4
AHAB5	266480	06/09/2005	13.7517	-23.2487	166	6.63	8.79	1.12	9.2
AHAB5	266500	06/09/2005	13.998	-23.2498	148	7.16	5.09	1.14	5.2
AHAB5	266520	06/09/2005	14.333	-23.2492	79	8.03	4.32	0.96	5.2
AHAB5	266550	06/09/2005	14.4165	-22.7502	53	9.23	4.63	0.51	10.6
AHAB5	266590	06/09/2005	14.167	-23.5003	136	7.61	4.30	0.92	5.5
AHAB5	266600	06/09/2005	13.7503	-23.5007	175	6.07	4.95	0.61	9.5
AHAB5	266630	06/09/2005	14.3787	-23.5005	67	8.2	7.51	1.33	6.6
AHAB5	266640	06/09/2005	13.7522	-23.9977	255	5.96	4.62	0.60	9.0

Cruise	Station	mon/day/ year	Lon- gitude [degree s east]	Latitude [degree s north]	Bot. Depth [m]	d15 N PN	Cor g[%]	TN [%]	Corg /N
AHAB5	266650	06/10/2005	14.1697	-23.9993	140	6.65	6.71	1.42	5.5
AHAB5	266660	06/11/2005	14.3828	-23.9993	72	8.21	4.23	0.73	6.8
AHAB5	266680	06/09/2005	14.1665	-24.4988	149	5.96	8.99	1.63	6.4
AHAB5	266690	06/09/2005	14.5003	-24.5007	37	5.79	0.35	0.06	7.5
AHAB5	266695	06/09/2005	14.2921	-24.2764	44	k. A.	3.26	0.46	8.2
AHAB5	266710	06/09/2005	14.4182	-25	127	8.15	1.96	0.32	7.1
AHAB5	266720	06/09/2005	14.6667	-25	76	7.64	7.08	1.11	7.4
AHAB5	266750	06/09/2005	14.7528	-25.4972	76	7.23	2.75	0.46	7.0
AHAB5	266930	06/09/2005	14.1662	-22.9998	120	8.34	4.77	0.72	7.7
AHAB5	266940	06/09/2005	14.0008	-22.997	135	6.13	4.03	0.98	4.8
AHAB5	267000BG	06/09/2005	14.3337	-22.8983	76	6.06	5.48	0.87	7.3
AHAB	226620-12	06/09/2005	14.3145	-22.7585	81	8.86	k. A.	k. A.	k. A.
AHAB	226630-6	06/09/2005	14.1497	-22.999	121	8.71	k. A.	k. A.	k. A.
AHAB	226640-6	06/09/2005	14.1837	-23.2	119	8.45	k. A.	k. A.	k. A.
AHAB	226650-2	06/09/2005	13.0842	-25.467	1906	5.43	k. A.	k. A.	k. A.
AHAB	226660-2	06/09/2005	12.7657	-24.1075	1821	6.57	k. A.	k. A.	k. A.
AHAB	226670-5	06/09/2005	14.3028	-23.7717	102	9.02	k. A.	k. A.	k. A.
AHAB	226680-4	06/09/2005	14.2993	-23.7753	111	9.04	k. A.	k. A.	k. A.
AHAB	226690-4	06/09/2005	14.2623	-23.7802	116	7.97	k. A.	k. A.	k. A.
AHAB	226700-5	06/09/2005	12.435	-23.0167	1776	7.27	k. A.	k. A.	k. A.
AHAB	226710-2	06/09/2005	12.7325	-21.9488	376	6.12	k. A.	k. A.	k. A.
AHAB	226720-3	06/09/2005	14.0678	-22.1663	69	9.32	k. A.	k. A.	k. A.
AHAB	226730-3	06/09/2005	13.8587	-22.0028	91	8.77	k. A.	k. A.	k. A.
AHAB	226740-4	06/09/2005	13.8655	-21.9183	78	8.46	k. A.	k. A.	k. A.
AHAB	226760-5	06/09/2005	13.7234	-21.7628	94	7.68	k. A.	k. A.	k. A.
AHAB	226770-3	06/09/2005	13.6667	-21.3828	51	5.83	k. A.	k. A.	k. A.
AHAB	226780-3	06/09/2005	13.3665	-20.9992	81	8.41	k. A.	k. A.	k. A.
AHAB	226790-3	06/09/2005	12.8667	-19.7833	50	8.39	k. A.	k. A.	k. A.
AHAB	226800-5	06/09/2005	12.7727	-19.8138	94	7.66	k. A.	k. A.	k. A.
AHAB	226810-4	06/09/2005	12.675	-19.8443	117	5.66	k. A.	k. A.	k. A.
AHAB	226820- 2_2	06/09/2005	11.8667	-20.1	424	4.64	k. A.	k. A.	k. A.
AHAB	226820- 2_1	06/09/2005	11.8667	-20.1	424	4.84	k. A.	k. A.	k. A.
AHAB	226830-3	06/09/2005	13.8833	-21.7333	34	11.36	k. A.	k. A.	k. A.
AHAB	226850-5	06/09/2005	14.1167	-22.45	95	7.76	k. A.	k. A.	k. A.
AHAB	226870-3	06/09/2005	14	-22.668	125	7.58	k. A.	k. A.	k. A.
AHAB	226880-5	06/09/2005	12.3425	-19.0666	98	6.68	k. A.	k. A.	k. A.
AHAB	226900	06/09/2005	12.2283	-19.0167	120	8.27	k. A.	k. A.	k. A.
AHAB	226920	06/09/2005	12.3583	-22.4483	1681	5.99	k. A.	k. A.	k. A.
M76-2	203	05/18/2008	13.4985	-22.9990	234	6.35	5.140	0.604	9.9

Cruise	Station	mon/day/ year	Lon- gitude [degree s east]	Latitude [degree s north]	Bot. Depth [m]	d15 N PN	Cor g[%]	TN [%]	Corg /N
M76-2	205	05/18/2008	13.8660	-23.0005	145	5.78	12.12 0	1.559	9.1
M76-2	206	05/19/2008	14.0520	-22.9978	131	3.44	4.770	0.829	6.7
M76-2	207	05/19/2008	14.083	-22.167	64	8.74	6.46	0.86	8.7
M76-2	209	05/20/2008	12.670	-21.195	365	5.72	2.97	0.34	10.3
M76-2	210	05/21/2008	12.923	-21.114	273	5.95	5.65	0.65	10.2
M76-2	211	05/21/2008	13.108	-21.044	129	6.27	1.40	0.17	9.5
M76-2	214	05/21/2008	13.253	-21.008	122	6.15	9.92	1.33	8.7
M76-2	216	05/22/2008	11.031	-17.421	1509	5.18	2.65	0.34	9.2
M76-2	217	05/22/2008	11.367	-17.426	302	5.45	0.72	0.07	11.8
M76-2	218	05/23/2008	11.535	-17.422	150	4.32	1.27	0.17	8.9
M76-2	219	05/23/2008	11.653	-17.420	93	4.04	3.45	0.49	8.1
M76-2	221	05/24/2008	11.689	-19.223	339	5.09	4.31	0.52	9.7
M76-2	222	05/24/2008	12.011	-19.122	236	4.51	4.64	0.66	8.2
M76-2	224	05/24/2008	12.344	-19.016	97	k. A.	4.43	0.70	7.4
M76-2	225	05/24/2008	12.231	-19.020	119	4.73	3.15	0.46	8.0
M76-2	226	05/25/2008	11.667	-20.183	739	5.38	4.79	0.55	10.1
M76-2	227	05/26/2008	12.108	-20.100	307	5.53	7.12	0.85	9.8
M76-2	228	05/26/2008	12.459	-19.985	171	5.55	6.39	0.86	8.7
M76-2	229	05/26/2008	12.675	-19.845	120	6.33	6.74	0.93	8.5
M76-2	230	05/26/2008	12.773	-19.814	100	6.28	5.46	0.74	8.6
M76-2	231	05/27/2008	13.253	-21.008	123	6.32	10.70	1.39	9.0
M76-2	239	05/29/2008	12.909	-22.324	325	6.36	2.24	0.27	9.8
M76-2	240	05/29/2008	13.243	-22.241	228	6.08	4.93	0.57	10.1
M76-2	241	05/29/2008	13.618	-22.158	134	6.14	11.31	1.52	8.7
M76-2	242	05/30/2008	14.051	-22.056	56	8.43	2.63	0.33	9.3
M76-2	243	05/30/2008	13.862	-22.096	103	7.63	8.38	1.20	8.2

Erklärung

Ich erkläre hiermit, dass ich diese Bachelorarbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Hilfsmittel insbesondere keine im Literaturverzeichnis nicht aufgeführten Internetquellen benutzt habe. Die wörtlich oder sinngemäß übernommenen Zitate habe ich als solche kenntlich gemacht. Diese Arbeit habe ich in keinem weiteren Prüfungsverfahren eingereicht. Die eingereichte schriftliche Fassung entspricht der auf dem elektronischen Speichermedium. Ich stimme einer Veröffentlichung zu.

Hamburg, 15. April 2015