

# Abschlussbericht: MASCARA - Geochemie

<b>Zuwendungsempfänger:</b> Leibniz-Zentrum für Marine Tropenforschung (ZMT) GmbH	<b>Förderkennzeichen:</b> 03G0270B
<b>Vorhabenbezeichnung:</b> MASCARA-Geochemie	
<b>Projektleiter:</b> PD Dr. Tim Rixen	
<b>Laufzeit des Vorhabens:</b> 01.05.2019 – 31.10.2021	

## I. Kurzdarstellung

### I.1. Aufgabenstellung

Das Hauptziel des Projektes MASCARA-Geochemie ist es die Hypothese zu testen, dass der Auftrieb von korrosiven Tiefenwässern das Riffwachstum auf der Saya de Malha Bank (SMB) im westlichen Indischen Ozean zwischen den Seychellen und Mauritius massiv behindert. Die Folge ist, dass Riffe nicht bis an die Wasseroberfläche reichen, Wassertiefen von ca. 6 m nicht unterschritten werden und es auch keine Inseln, wie auf den nahegelegenen Malediven, gibt, die eine der SMB ähnliche Entwicklungsgeschichte aufweisen.

Um diese These zu überprüfen, nahmen wir an der Forschungsfahrt SO270 (Hongkong-Mauritius) teil und untersuchten die biogeochemischen Eigenschaften der Wassermassen auf der SMB. Dafür bauten wir ein ‚underway‘ System auf dem FS Sonne auf und nahmen Wasserproben aus dem Kranzwasserschöpfer (CTD) und dem Multicorer (MUC). Im MUC beprobten wir sowohl das Überstandswasser als auch das Porenwasser und analysierten die Nährstoffe. Um das Karbonatsystem zu charakterisieren, bestimmten wir die Fugazität des  $\text{CO}_2$  ( $f\text{CO}_2$ ) sowie die Konzentration des gelösten anorganischen Kohlenstoffs ( $\text{TCO}_2$ ) und die Alkalinität (TA).

### I.2 Ablauf des Vorhabens

Die Forschungsfahrt SO270, vom 4. September bis zum 23. Oktober 2019, war der Kern des Projektes MASCARA-Geochemie. In Rahmen dieser Fahrt beprobten wir insgesamt 36 CTD- und 21 MUC-Stationen und führten eine Yo-Yo CTD-Beprobung durch (Abb. 1). Bei einer Yo-Yo CTD-Station wird die CTD in möglichst kurzen Zeitabschnitten über der Sprungschicht gefahren, um Auslenkungen der Sprungschicht aufgrund von kurzfristigen Prozessen wie Tiden und internen Wellen zu erfassen.

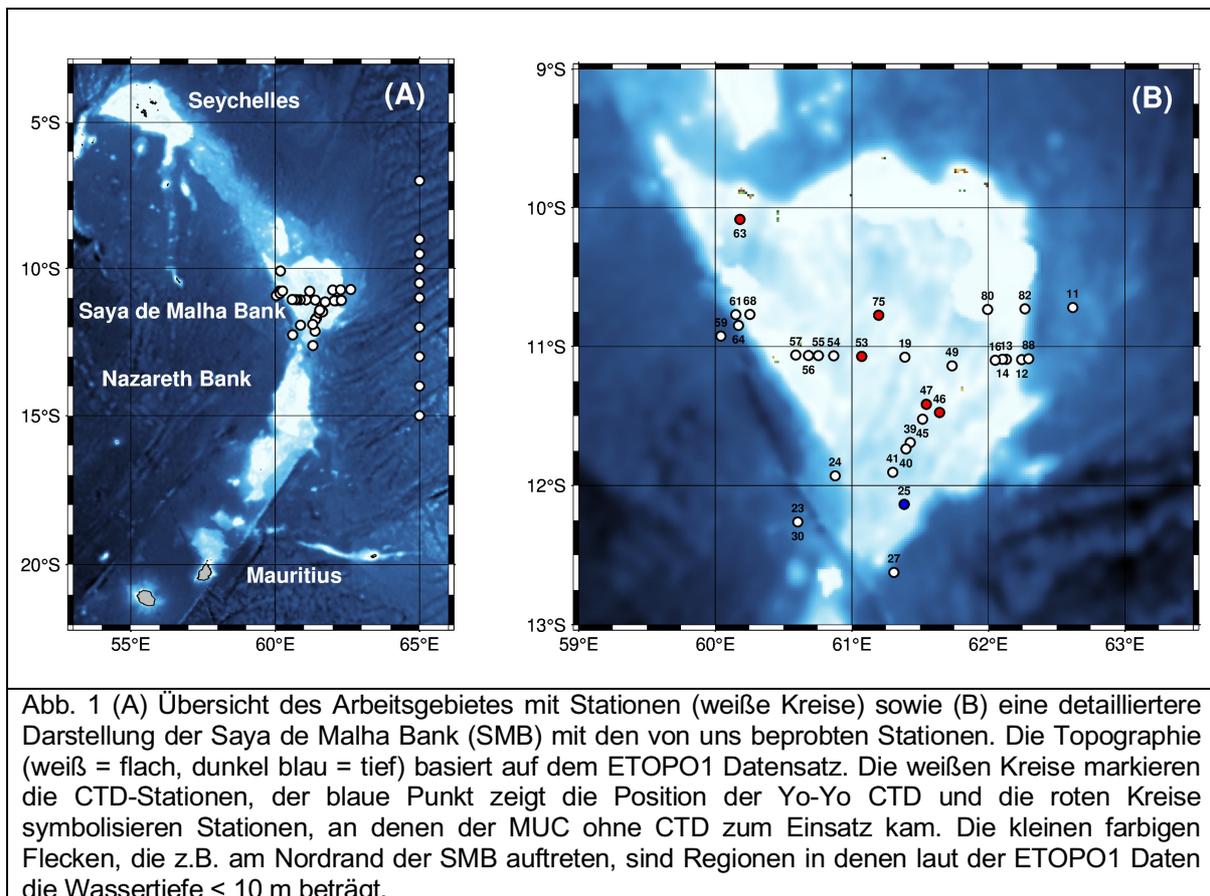
Insgesamt gliederte sich das Projekt MASCARA-Geochemie in 4 Meilensteine (M1- M4), die in der Tabelle 1 aufgelistet sind.

Tabelle 1. Meilensteine

M1	Abschluss der Containerbeladung in Hamburg und Bremen und Versand der Container	Mitte 07/2019
M2	Ende der Ausfahrt SO270	Ende 10/2019
M3	Fertigstellung des Fahrtberichts zu SO270 Validierung der Daten – Bereitstellung der Daten auf Pangaea	Ende 12/2019
M4	a) Charakterisierung des Einflusses der Wassermassen auf die Karbonatsättigung b) Bestimmung des Einflusses der Karbonatsättigung auf die Karbonatsedimentation	Ende 2020
M5	Einreichen thematischer Manuskripte	10/2021

Die in den Meilensteinen vorgesehenen Arbeitsziele sind alle nahezu in dem vorgesehenen Zeitrahmen erreicht worden. Die Daten unterliegen z.Z. in Pangaea einer internen Bearbeitung und sind unter <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.943429> zu finden.

Die auf der Fahrt SO270 gewonnenen Daten flossen bisher in zwei Veröffentlichungen ein (Betzler et al., 2021; Rixen et al., 2020). Zwei weitere Manuskripte sind z.Z. noch in der Vorbereitung. Zudem wird Frau Sina Pinter, eine physikalische Ozeanographin der Universität Hamburg, im Sommer 2022 noch mit ihrer Masterarbeit zum Thema „Interne Wellen auf der SMB“ beginnen. Die Arbeit wird voraussichtlich im Herbst 2022 abgeschlossen sein.



### I.3. Zusammenfassung der wesentlichen Ergebnisse und ggf. Zusammenarbeit mit anderen Stellen

Obwohl es in den flacheren Bereichen der SMB ausgedehnte Seegraswiesen mit vereinzelt vorkommenden Korallenriffen gibt (Hilbertz and Goreau, 2002) reichen diese nicht bis an die Wasseroberfläche, weshalb die SMB auch als ein ertrunkenes Korallenatoll bezeichnet wird (Fedorov et al., 1980). Eine erste Erklärung für diese, im Vergleich zu den Malediven, Sonderentwicklung der SMB ergab sich aus den gemeinsamen Untersuchungen aller Projektpartner (Betzler et al., 2021). Kurz zusammengefasst lassen diese Arbeiten vermuten, dass die SMB vor ca. 2,1 – 3,0 Millionen Jahren im Zuge der Ausbildung des heutigen Südäquatorialstroms (SEC) ertrank. Der SEC prägt auch heute noch die SMB, aber Schlussfolgerungen, basierend auf rezenten Beobachtungen, lassen sich aufgrund der Ozeanversauerung nur bedingt auf die Vergangenheit übertragen.

Steigende CO<sub>2</sub>-Konzentrationen in der Atmosphäre und die damit einhergehende Ozeanversauerung hat die Karbonatsättigung auf der SMB deutlich reduziert. Die Aragonit-Sättigungen im Oberflächenwasser der SMB liegen aber immer noch über dem Grenzwert von 3. Unterhalb dieses Grenzwertes beginnen Riffe sich aufzulösen. Anders sieht es mit der Hoch-Magnesium-Kalzit-Sättigung aus. Aufgrund der bisherigen Ozeanversauerung ist das Oberflächenwasser auf der SMB bereits heute an Hoch-Magnesium-Kalzit untersättigt. Die damit einhergehenden erschwerten Bedingungen für das Wachstum koralliner Rotalgen und eine verminderte Ausbildung von Zementen, die das Sediment stabilisieren, scheinen der physikalischen Erosion durch den SEC und die von ihm ausgelösten internen Wellen zu verstärken. Die Erosion von Sediment, sowie von Nährstoffen aus dem Porenwasser des Sediments, die für die Entwicklung eines produktiven benthischen Ökosystems essentiell sind, scheinen wichtige Faktoren für die Sonderentwicklung der SMB in der geologischen Vergangenheit gewesen zu sein. Heute scheint die Ozeanversauerung diese Entwicklung noch zu potenzieren. Das könnte in der näheren Zukunft noch dramatischere Folgen haben, denn mit dem Anstieg der atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Konzentration auf ca. 500 ppm sollte die Aragonit-Sättigung auf der SMB den Grenzwert von 3 unterschreiten.

#### **Referenzen:**

- Betzler, C., Lindhorst, S., Lüdmann, T., Reijmer, J. J., Braga, J.-C., Bialik, O. M., Reolid, J., Eisermann, J. O., Emeis, K., Rixen, T., and Bissessur, D., 2021, Current and sea level control the demise of shallow carbonate production on a tropical bank (Saya de Malha Bank, Indian Ocean): *Geology*, v. 49, no. 12, p. 1431-1435.
- Fedorov, V. V., Rubinshteyn, I. G., Lanin, D., and Lanin, V. I., 1980, Bottom landscape of Saya de Malha Bank in the Indian Ocean: *Oceanology*, v. 20, no. 4, p. 434 - 439.
- Hilbertz, W., and Goreau, T., 2002, Saya de Malha Expedition: Sun&Sea e.V.
- Rixen, T., Cowie, G., Gaye, B., Goes, J., do Rosário Gomes, H., Hood, R. R., Lachkar, Z., Schmidt, H., Segschneider, J., and Singh, A., 2020, Reviews and syntheses: Present, past, and future of the oxygen minimum zone in the northern Indian Ocean: *Biogeosciences*, v. 17, no. 23, p. 6051-6080.

# Abschlussbericht: MASCARA - Geochemie

<b>Zuwendungsempfänger:</b> Leibniz-Zentrum für Marine Tropenforschung (ZMT) GmbH	<b>Förderkennzeichen:</b> 03G0270B
<b>Vorhabenbezeichnung:</b> MASCARA-Geochemie	
<b>Projektleiter:</b> PD Dr. Tim Rixen	
<b>Laufzeit des Vorhabens:</b> 01.05.2019 – 31.10.2021	

## II. Eingehende Darstellung

### II.1 Verwendung der Zuwendung und wichtigsten Positionen des zahlenmäßigen Nachweises

Gefördert wurde die Teilnahme von vier Personen an der Fahrt SO270 (Reise- und Transportkosten, siehe Abb. 1) sowie die biogeochemische Analyse der Wasserproben (Verbrauchsmaterial) für die in den Meilensteinen festgelegten Ziele (siehe Abschnitt I, Tab.1). Wie in Abschnitt „I.2 Ablauf des Vorhabens“ beschrieben, wurden die Ziele im Rahmen des Projektes umgesetzt. Zu dem sind noch zwei weitere Veröffentlichungen in Vorbereitung, ebenso wie eine Masterarbeit zum Thema interne Wellen. Der Inhalt dieser Arbeiten wird im Folgenden dargestellt.

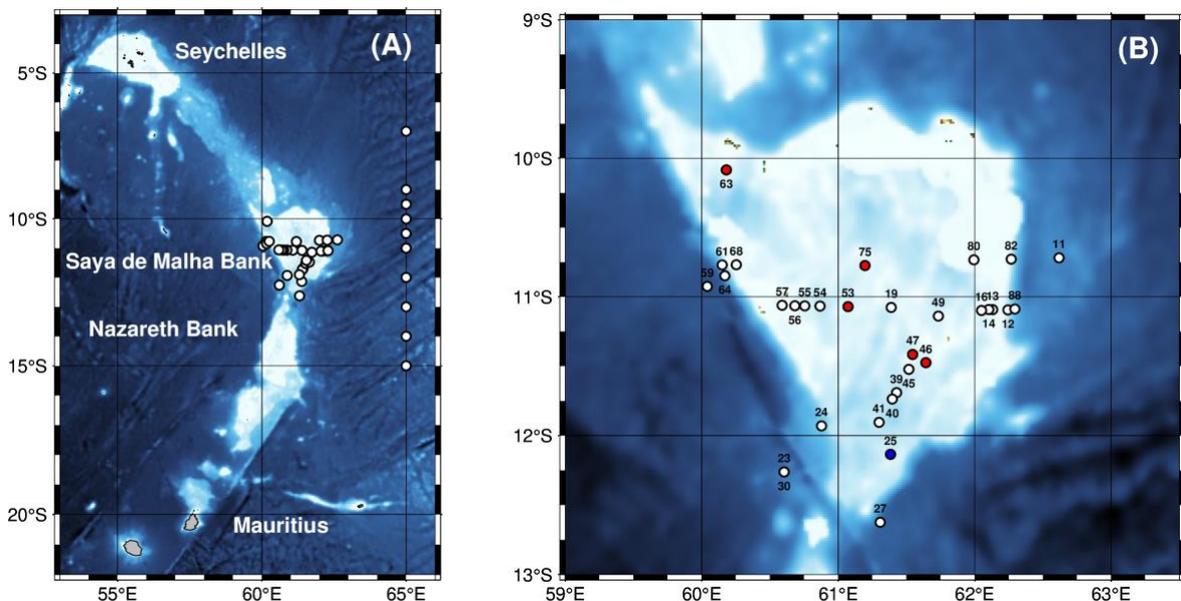


Abb. 1 (A) Übersicht des Arbeitsgebietes der SO270 mit Stationen (weiße Kreise) sowie (B) eine detailliertere Darstellung der Saya de Malha Bank (SMB) mit den von uns beprobten Stationen. Die Topographie (weiß = flach, dunkel blau = tief) basiert auf dem ETOPO1 Datensatz. Die weißen Kreise markieren die CTD Stationen, der blaue Punkt zeigt die Position der Yo-Yo CTD und die roten Kreise symbolisieren Stationen, an denen der MUC ohne CTD zum Einsatz kam. Die kleinen farbigen Flecken, die z.B. am Nordrand der SMB auftreten, sind Regionen in denen laut der ETOPO1 Daten die Wassertiefe < 10 m beträgt.

Die seismischen Untersuchungen der AG Betzler zeigten eine Diskontinuität zwischen einer älteren Formation, deren Struktur an eine ‚flat-top‘ Karbonatplattform erinnert und einer darüber liegenden, überwiegend geschichteten und jüngeren Formation. Da ‚flat-top‘ Karbonatplattformen, ähnlich der Malediven, häufig von Inseln gesäumt sind, wurde die

Diskontinuität zwischen diesen beiden seismischen Sequenzen als eine Folge des Ertrinkens der SMB interpretiert. Anhand von Vergleichen mit anderen datierten seismischen Sequenzen wurde die Diskontinuität und damit das Ertrinken der SMB auf ein Alter von 2,1 – 3,0 Millionen Jahren geschätzt.

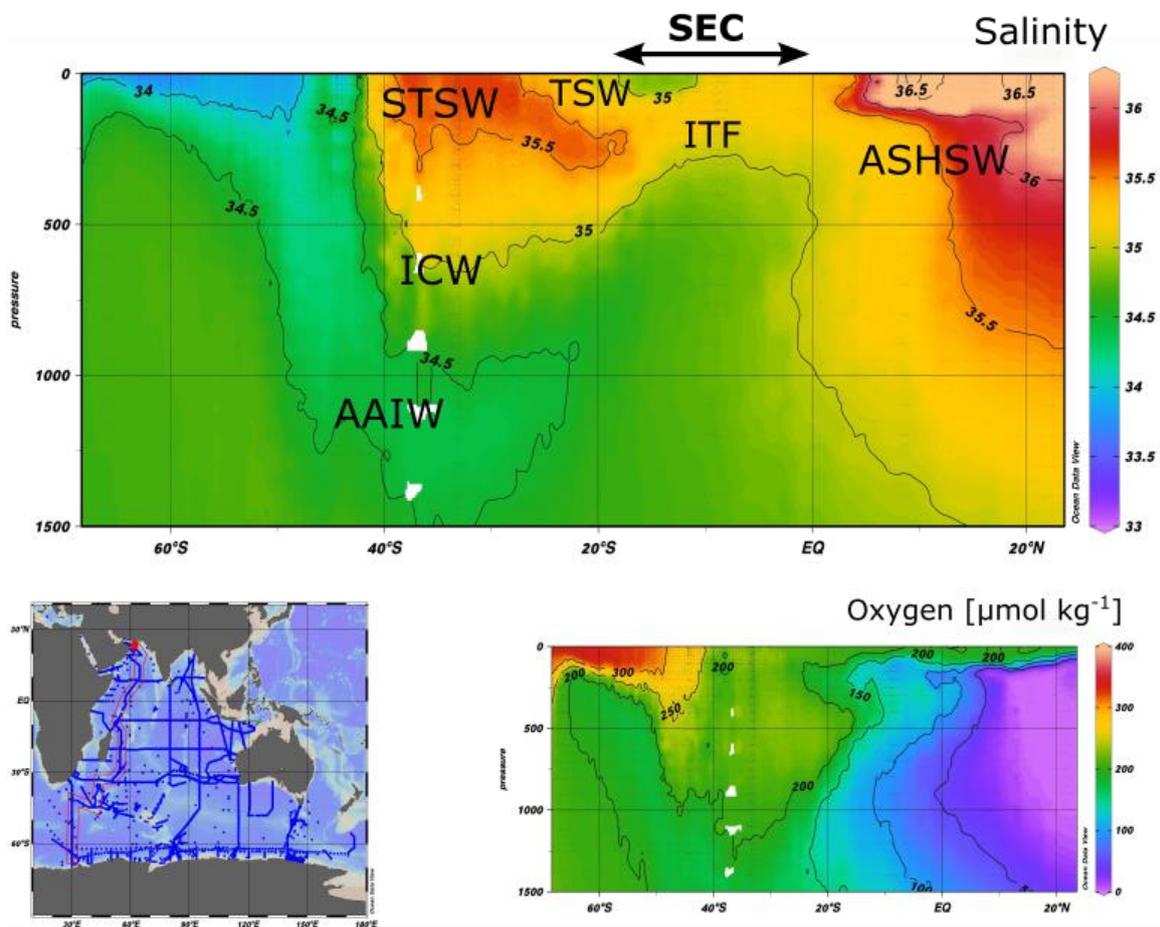


Abb. 2 Salinitäts- und Sauerstoffprofile von ca. 65°S bis 25°N im westlichen Indischen Ozean, die basierend auf den GLODAP Daten, die Verteilung der verschiedenen Wassermassen und die Lokation der hydrographischen Front zeigen. SEC symbolisiert den Bereich des Südäquatorialstroms, die anderen Abkürzungen markieren Wassermassen: TSW = Tropical Surface Water, STSW = Subtropical Subsurface Water, ICW = Indian Ocean Central Water, ITF = Indonesian Throughflow Water, ASHSW Arabian Sea High Salinity Water.

Diese Zeit, wie auch das gesamte Känozoikum, war durch massive Meeresspiegelschwankungen gekennzeichnet (Droxler and Jorry, 2021) und folgte der Entwicklung des Südäquatorialstroms vor 3.3 – 3 Millionen Jahren (Auer et al., 2019; Marlow et al., 2000). In dessen Weg liegt die SMB heute noch (New et al., 2007). Zwischen 10° und 16°S feigt der Südäquatorialstrom mit einer Geschwindigkeit von 0.3 bis 0.7  $\text{m s}^{-1}$  über die SMB hinweg, woraus sich ein Wassermassentransport von ca. 50 Sv ( $\text{Mill. m}^3 \text{ sec}^{-1}$ ) ergibt. Das entspricht ein vielfaches der Menge an Wasser, die über die Indonesische See vom Pazifik in den Indischen Ozean eingetragen wird (13- 15 Sv, Gordon et al., 2010) und den Indischen Ozean über die Agulhas-Retroflexion wieder in Richtung Atlantik verlässt (~14 Sv, Durgadoo et al., 2017). Die erosiven Folgen eines solch massiven Durchflusses sind ein an feinem Material verarmtes Sediment, sowie Ausstriche von Plattform-Karbonaten ohne nennenswerte Sedimentauflage (Lindhorst et al., 2019).

Der Südäquatorialstrom ist aber nicht nur ein gewaltiger Strom, der die Wassermassen des Indo-Pazifischen Durchflusses (ITF - Indonesian Throughflow Water) von Ost nach West transportiert, sondern auch eine Konvergenzzone, in der Wassermassen aus dem nördlichen und südlichen Indischen Ozean zusammenströmen (Abb. 2). Die Mischung dieser unterschiedlichen Wassermassen ändert die Eigenschaften des ITF auf seinem Weg durch den Indischen Ozean. Das Zusammentreffen der Wassermassen aus dem nördlichen und dem südlichen Indischen Ozean charakterisiert wiederum die Hydrographische Front (Tchernia, 1980). Die SMB liegt nahezu auf der Hydrographischen Front, die sich zwischen 10 und 15°S etabliert, was besonders deutlich auf dem Profil des gelösten Sauerstoffs durch den Indischen Ozean zum Ausdruck kommt (Abb. 2). Anhand unserer Daten und als Beitrag zu der gemeinsamen Veröffentlichung (Betzler et al., 2021) haben wir im Rahmen dieses Projektes zunächst die Verteilung der Wassermassen auf der SMB genauer beschrieben.

Während der Fahrt SO270 traf auf der SMB das etwas wärmere, hoch-salinare Oberflächenwasser des Arabischen Meeres (ASHSW) auf das etwas kühlere, tropische Oberflächenwasser (TSW) aus dem Süden, wo hohe Niederschläge die Salinität auf < 34.9 reduzierten. Entsprechend der Herkunft dieser Wassermassen dominierte das Wasser des Arabischen Meeres im nördlichen und das TSW im südlichen Teil unseres Untersuchungsgebietes auf der SMB (Betzler et al., 2021). Inwieweit nun aber Wassermassen das Wachstum von Riffen beeinflussen, hängt von ihren Eigenschaften ab. Wesentliche Faktoren sind dabei die Temperatur und der Salzgehalt sowie die Verfügbarkeit von Licht, der Stand der Eutrophierung, die Stabilität von Wachstumsbedingungen, und die Karbonatsättigung  $\Omega'$  (Guan et al., 2015; Kleypas, 1997). Da die SMB aufgrund ihrer Position zwischen den Seychellen und Mauritius in einem für Korallen akzeptablen Temperatur- und Salzbereich liegt, werden wir auf diese Parameter nicht weiter eingehen. Anders sieht es hingegen mit der Licht-Verfügbarkeit, der Eutrophierung, der Stabilität von Wachstumsbedingungen und der Karbonatsättigung aus. Diese Aspekte werden im Folgenden diskutiert.

### *Licht-Verfügbarkeit*

Anhand der CTD-PAR (Photosynthetisch-Aktive-Strahlung) Profile konnten wir die Eindringtiefe der PAR bestimmen. Da die CTD jedoch häufig in der Nacht gefahren wurde, standen uns lediglich 11 PAR Profile zur Verfügung. Die intensivste Einstrahlung haben wir an der Station 6 auf dem 65°E Transect (Abb. 1a) um ca. 13:00 mittags mit > 1200  $\mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$  gemessen (Abb. 3). Auf der SMB zeigte sich die stärkste Einstrahlung mit > 800  $\mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$  an der Station 13 (siehe Abb. 1b,3), auf der wir um ca. 8:00 morgens waren. An beiden Station war die euphotische Zone mächtiger als die oberflächennahe Durchmischungsschicht (ML = mixed layer). Die euphotische Zone umfasst im Allgemeinen den Bereich der Wassersäule, in dem die Lichtstärke > 1% der Lichtstärke an der Oberfläche ist, während die ML sich durch einen nahezu konstanten Temperaturverlauf auszeichnet. Die Thermokline bildet die Basis der ML und reduziert den Austausch zwischen Oberflächen- und Tiefenwasser (Abb. 3). Auf unseren Stationen war die ML an Nährstoffen wie Phosphat verarmt (Abb. 3), was für den Ozean der niederen Breiten charakteristisch ist. Unterhalb der ML stiegen die Nährstoffkonzentrationen an, da hier der Eintrag von Nährstoffen aus dem Abbau des absinkenden organischen Materials und der vertikalen Mischung größer ist, als der Nährstoffverbrauch durch das Phytoplankton. Zwischen der Basis der ML und der euphotischen Zone bildete sich das Chlorophyll-Maximum, da es in diesem Bereich

Nährstoffe und immer noch ausreichend Licht gibt und sich Plankton an die lichtarmen Bedingungen anpasst z.B. indem es mehr Chlorophyll bildet (Varela et al., 1992).

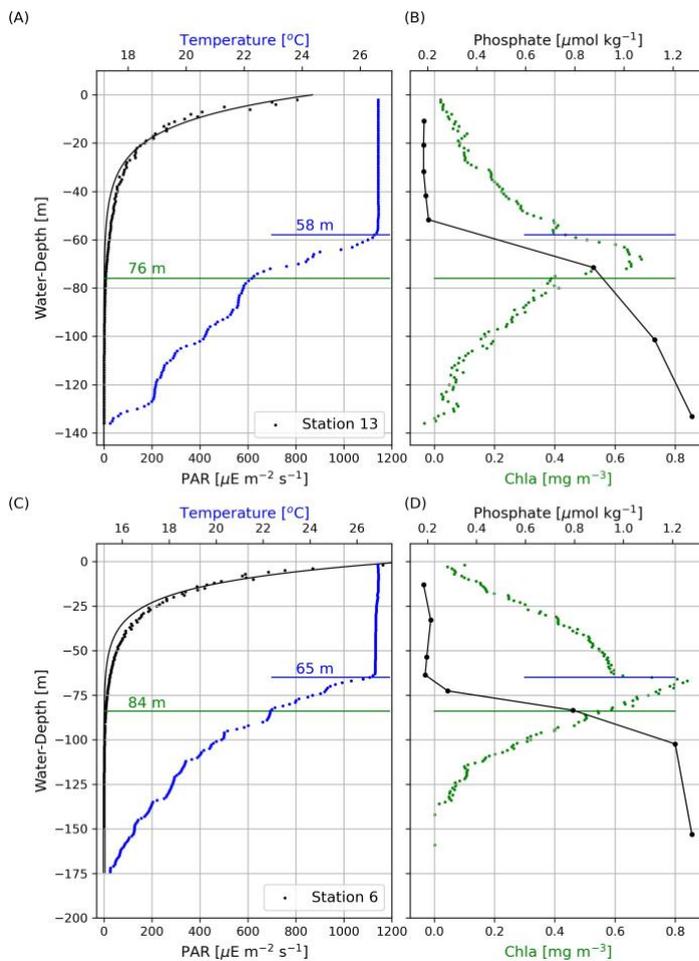


Abb. 3 PAR, Temperatur (A, C) sowie Chlorophyll a und Phosphat Profile an den Stationen 13 und 6 (siehe Abb. 1b). Die schwarzen Linien sind e-Funktionen, die an die PAR Profile angepasst wurden. Die blauen und grünen Linien markieren die Basis der ML und der euphotischen Zone. Die Basis der euphotischen Zone ist erreicht, wenn PAR auf 1% des Wertes an der Oberfläche abfällt.

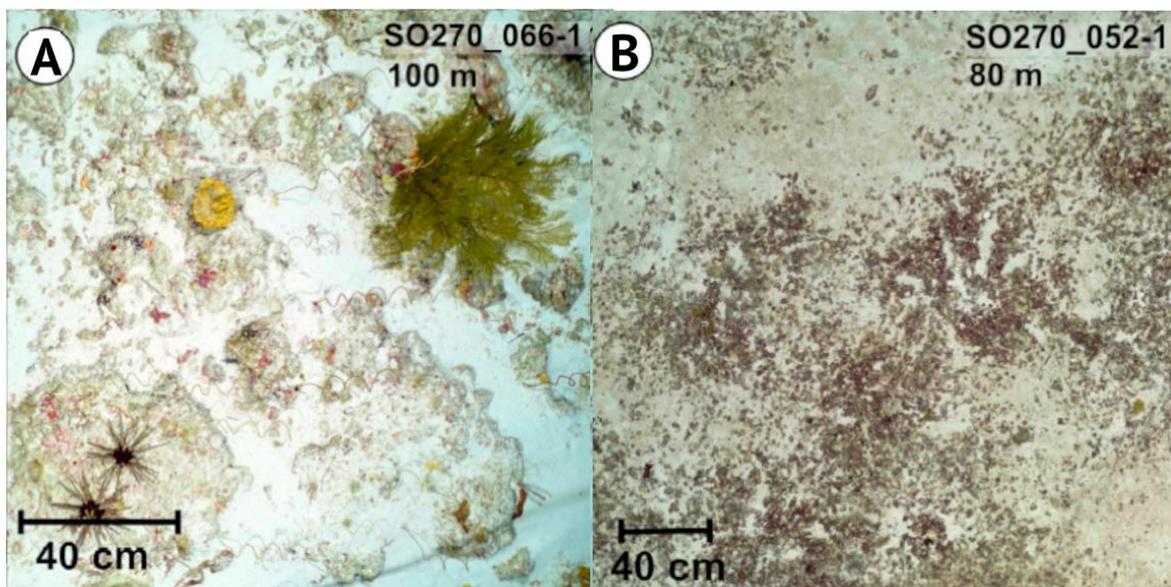


Abb. 4 OFOS Videoaufnahmen: (A) Plattformkarbonate umgeben von Karonatsanden und bewachsen mit Hydrozoen, Schwämmen und korallinen Rotlagen (B) Koralline Rotalgen auf lithifizierten Sanden. Beide Abbildungen sind aus Lindhorst et al. (2019).

An der Station 13 reichte unser Profil bis fast auf den Meeresboden (Wassertiefe ca. 140 m). Im MUC, der an dieser Station genommen wurde, fanden sich koralline Rotalgen und Halimeda, während in der Wassersäule die Chlorophyllkonzentration bereits in einer Wassertiefe von ca. 130 m auf nahe Null abfiel.

Halimeda und koralline Rotalgen sind zwei kalkifizierende Primärproduzenten, die häufig in Korallenriffen vorkommen und dafür bekannt sind, dass sie mit wenig Licht auskommen (Aguirre et al., 2000; Guiry and Guiry, 2015). Ihr Vorkommen an der Station 13, unterhalb der 1%-euphotische Zone, zeigt, dass die 1%-Definition zu kurz greift. Der Bereich, in dem es noch Photosynthese geben kann, scheint eher durch Chlorophyllkonzentrationen gekennzeichnet zu sein, die oberhalb der Nachweisgrenze liegen. Entsprechend haben wir im Folgenden die euphotische Zone als den Bereich definiert, in dem die Chlorophyllkonzentration  $> 0 \text{ mg m}^3$  war.

An unseren Stationen lag die Basis dieser euphotischen Zone im Mittel in einer Tiefe von ca.  $140 \pm 17 \text{ m}$  und wurde in flacheren Regionen durch die Wassertiefe begrenzt. Entsprechend fanden wir auch an den Stationen 66 und 52 koralline Rotalgen in Wassertiefen von 100 m und 80 m (Abb. 4). Um aber florierende Riffe zu bilden, benötigen Halimeda, koralline Rotalge und vor allem die Symbionten der Korallen erheblich mehr Licht, als das, was auf der SMB in einer Wassertiefe von 140 m noch ankommt.

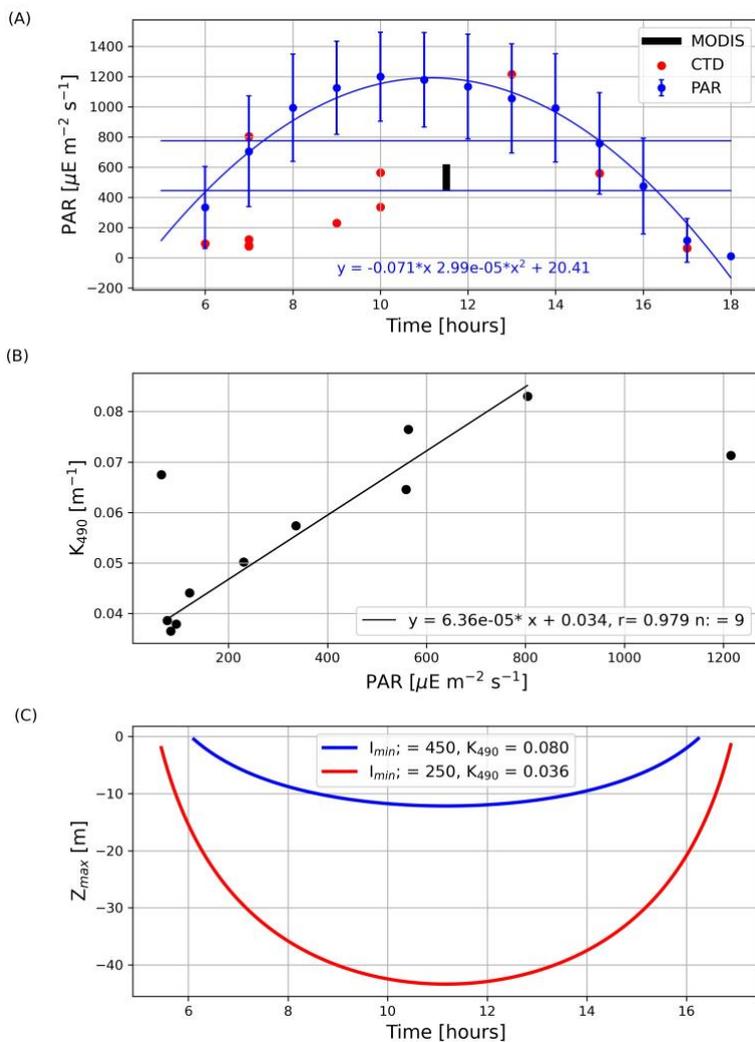


Abb. 5 (A) PAR gemittelt über die Zeit der Expedition auf der SMB sowie PAR gemessen von der CTD an der Oberfläche in ca. 5 m Tiefe aufgetragen gegen die Tageszeit. Zum Vergleich sind auch die MODIS PAR Daten dargestellt, bei denen es sich um saisonale Mittelwerte handelt. Die 2 horizontalen blauen Linien sind PAR Mittelwerte berechnet für 24 Stunden (untere Linie) und 12 Stunden (Tagesmittelwerte, obere Linie). Die Gleichung beschreibt den PAR Tagesgang.

(B)  $K_{490}$  abgeleitet aus den PAR Profilen aufgetragen gegen PAR an der Oberfläche (C) Tagesgang der Tiefe in der ausreichend Licht für die Entwicklung von Riffen ankommt ( $Z_{\text{max}}$ ), berechnet aus dem Tagesgang von  $\text{PAR}_{\text{surface}}$  (siehe Gleichung in (A)),  $K_{490}$  und  $I_{\text{min}}$ .

Die heute am häufigsten vorkommenden Symbionten der Riff-bildenden Warmwasserkorallen sind Dinoflagellaten der Gruppe (genus) *Symbiodinium*. Sie erlangten ihre Dominanz als Symbionten im Eozän (ca. 56 – 34 Millionen Jahre vor heute) und somit lange vor dem Ertrinken der SMB vor ca. 3 Millionen Jahren (Stanley and Lipps, 2011).

Die Angaben über die minimal Lichtmenge ( $I_{min}$ ), die Riffe für ihr Wachstum benötigen, schwanken zwischen 250 bis 450  $\mu E m^{-2} s^{-1}$  (Guan et al., 2015; Kleypas, 1997). Die Tiefe in der noch ausreichend Licht für das Wachstum von Riffen ankommt ( $Z_{max}$ ), ergibt sich aus der Einstrahlung an der Wasseroberfläche ( $PAR_{surface}$ ) und der Abschwächung des Lichts auf seinem Weg durch die Wassersäule ( $K_{490}$ ) und lässt sich anhand der Gleichung 1 berechnen:

$$Z_{max} = \frac{\ln(I_{min}/PAR_{surface})}{K_{490}} \quad (1)$$

$K_{490}$  haben wir durch die Anpassung der Gleichung 2 an die vorhandenen PAR Profile bestimmt (Morgan et al., 2020). Dazu nutzen wir das ‚Non-linear least square fit‘ Verfahren (siehe Abb.3 a,c).

$$PAR(Z) = PAR_{surface} * e^{(-K_{490}*Z)} \quad (2)$$

$Z$  ist die Wassertiefe in Metern (m).  $PAR_{surface}$  wurde mit einem ‚QSR-2000 Hemispherical Quantum Scalar Reference‘ Sensor gemessen, der an Bord der FS angebracht war. Dem SeaWiFS Validationsprotokoll folgend (Aneesh et al., 2016; Mueller and Austin, 1995) wurde die Abschwächung der PAR beim Übergang von der Atmosphäre ( $PAR_{atmosphere}$ ) ins Wasser unter Berücksichtigung der Fresnel Reflektionsalbedos ( $\alpha$ ) von 0.43 berechnet (siehe Gleichung 3).

$$PAR_{surface}(\lambda) = PAR_{atmosphere}(\lambda) * (1 - \alpha) \quad (3)$$

$\lambda$  ist die Wellenlänge. Der für den Zeitraum der Expedition auf der SMB gemittelte Tagesgang der PAR lässt sich mit einer quadratischen Gleichung beschreiben (Abb. 5a).

PAR wird aber auch von Satelliten (MODIS-Aqua) gemessen, wobei saisonale Mittelwerte für PAR als auch für  $K_{490}$  von den Webseiten der NASA heruntergeladen werden können ([https://oceandata.sci.gsfc.nasa.gov/directaccess/MODIS-Aqua/Mapped/Seasonal\\_Climatology/4km](https://oceandata.sci.gsfc.nasa.gov/directaccess/MODIS-Aqua/Mapped/Seasonal_Climatology/4km)) (Abb. 6). Die saisonalen MODIS- $PAR_{surface}$  Werte im Bereich der SMB variieren zwischen 474 und 595  $\mu E m^{-2} s^{-1}$ , wobei die geringsten PAR Werte im borealen Sommer und die höchsten PAR Werte im Herbst vorkommen (Abb. 6a). Insgesamt liegen diese saisonalen Mittelwerte im Bereich der Mittelwerte, die wir aus unseren Messungen berechnet haben. Um es genauer zu sagen, sie liegen über dem 24-Stunden Mittelwert und unter dem Mittelwert, der sich ergibt, wenn man die Nachtwerte ausschließt und nur die Tageswerte berücksichtigt. Daraus ziehen wir den Schluss, dass unsere quadratische Beschreibung des PAR Tagesganges repräsentativ für die SMB ist (Abb. 5a).

Abgesehen von zwei Ausnahmen (Station 6 und 16) korrelieren unsere  $PAR_{surface}$  Werte mit den  $K_{490}$  Werten (Abb. 5b). Die  $K_{490}$  Werte variieren zwischen 0,036  $m^{-1}$  und 0,083  $m^{-1}$  und sind somit etwas höher als die MODIS  $K_{490}$  Werte (0.032 – 0.44  $m^{-1}$ ). Ein Blick auf die  $K_{490}$  Verteilung zeigt aber, dass die von uns bestimmten  $K_{490}$  Werte von 0.083 mit den MODIS-Werten übereinstimmen, die im flacheren Bereich der SMB vorkamen und im Herbst auch für den gesamten äquatorialen östlichen Indischen Ozean charakteristisch sind (Abb. 6). Nimmt man den mittleren MODIS  $K_{490}$  Wert von 0.036, eine  $I_{min}$  250  $\mu E m^{-2} s^{-1}$  sowie unseren  $PAR_{surface}$  Tagesgang, so lässt sich aus der Verwendung der Gleichung

1 der Tagesgang von  $Z_{\max}$  berechnen, mit einer maximalen Tiefe von ca. 45 m um die Mittagszeit. Da es durchaus größere Bereiche auf der SMB gibt mit Wassertiefen von  $< 45$  m (Abb. 7), würde dies bedeuten, dass Lichtmangel heutzutage kein Faktor ist, der das Wachstum von Riffen auf der SMB limitiert. Diese Schlussfolgerung wird jedoch von einem  $Z_{\max}$  von ca. 12 m in Frage gestellt, der sich ergibt, wenn wir die Berechnung unter Verwendung des  $K_{490}$  Wertes von 0.08 und einem  $I_{\min}$  von  $450 \mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$  durchführen.

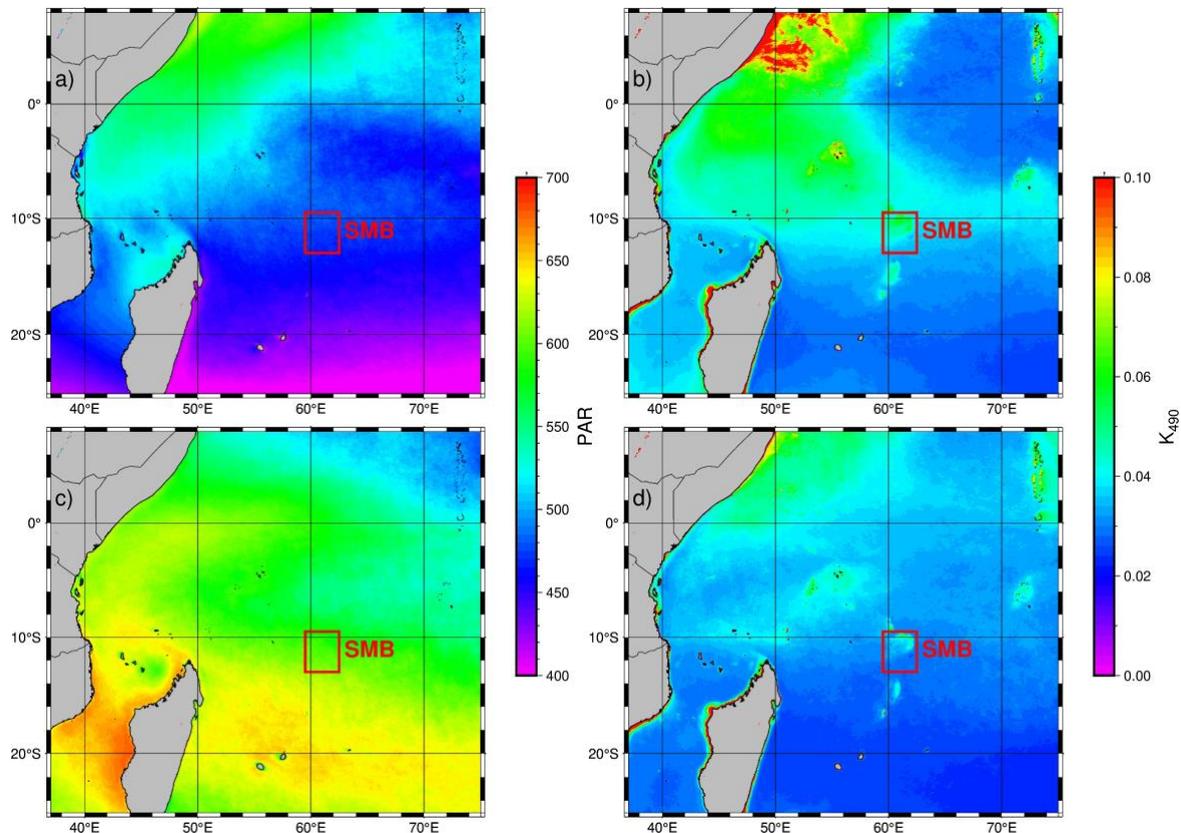


Abb. 6 MODIS-Aqua PAR und  $K_{490}$  Mittelwerte für den borealen Sommer (a, b) sowie den Herbst (c, d). Die Daten wurden im Februar 2022 von der im Text genannten Netz-Adresse heruntergeladen.

Ein Blick auf die Holozäne Riffentwicklung löst diesen Konflikt nicht auf, stützt aber die Hypothese, dass es nicht der Lichtmangel ist, der das Riffwachstum und damit die Bildung massiver Riffkarbonate auf der SMB verhindert. Das Holozäne Riffwachstum begann vor ca. 8500 Jahren und nahm richtig Fahrt auf, als der postglaziale Meeresspiegelanstieg sich verlangsamte und das Riffwachstum mit dem steigenden Meeresspiegelanstieg Schritt halten konnte (Gischler et al., 2008; Ridgwell et al., 2003). In dieser Zeit lag der Meeresspiegel im Indischen Ozean ca. 20 – 25 m unter dem heutigen Meeresspiegel (Gischler et al., 2008; Siddall et al., 2003), wodurch es auch auf der SMB Inseln gegeben hat (siehe Abb. 7). In einer solchen Insellandschaft hätten sich auch bei einem  $I_{\max}$  von 5 m oder 10 m Koralleninseln bilden können, wenn es nicht noch andere Faktoren gegeben hätte, die diese Entwicklung verhinderten.

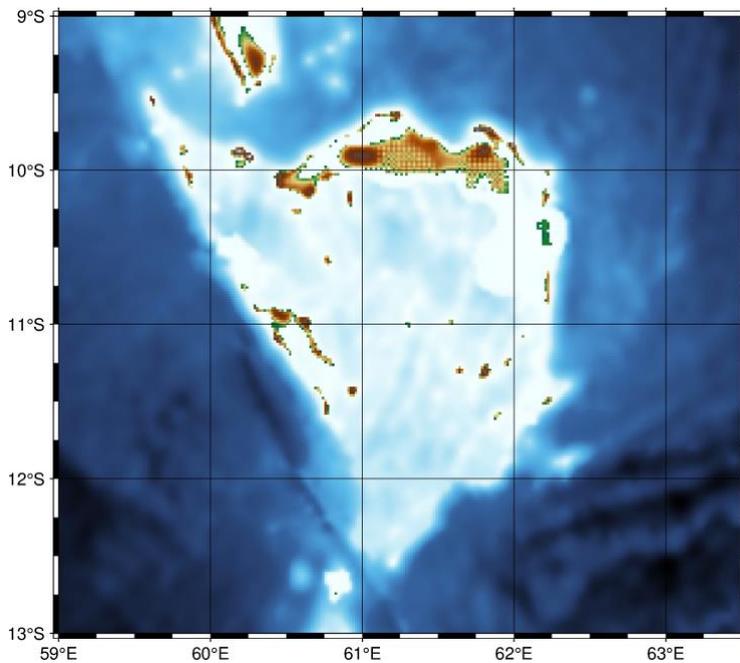


Abb. 7 ETOPO 1 plus 30 Topographie der SMB. D.h. zu der ETOPO1 Topographie haben wir 30 m addiert. Die braun-grünen Bereiche markieren somit die Regionen in denen die Wassertiefe heute < 30 m ist, sowie Wassertiefen wie sie vor ca. 8500 Jahren hätten sein können, als der Meeresspiegel ca. 30 m niedriger war als er heute ist.

### *Stand der Eutrophierung*

Obwohl Korallenriffe mit zu den produktivsten marinen Ökosystemen zählen, ist das Wasser in Riffen extrem nährstoffarm (Guan et al., 2015). Steigen die Nährstoffkonzentrationen in der Wassersäule an, so überwuchern Algen die Riffe und nehmen den Korallen und ihren Symbionten das Licht zum Wachsen. Der Grenzwert für Phosphat unterhalb dessen Riffe sich noch behaupten können, liegt zwischen  $0.3$  und  $0.63 \mu\text{mol kg}^{-1}$  (Guan et al., 2015). In der ML unseres Arbeitsgebietes waren die Phosphatkonzentrationen mit Werten  $< 0.3 \mu\text{mol kg}^{-1}$  durchaus auf einem Niveau, das für das Wachstum der Korallen förderlich ist (Abb. 3). Die Chlorophyllkonzentrationen deuten aber eher auf mesotrophe als auf oligotrophe Bedingungen in der Wassersäule hin. Im Mittel lagen die Chlorophyllkonzentration bei  $0.54 \pm 0.27 \text{ mg m}^{-3}$ . Berücksichtigt man zudem die Überschätzung des WET Labs ECO Sensors mit einem Faktor von ca. 2 (Roesler et al., 2017), so reduzieren sich die Chlorophyllkonzentrationen auf  $0.27 \pm 0.13 \text{ mg m}^{-3}$ . Damit liegen die Chlorophyllkonzentrationen auf der SMB aber immer noch unter den Chlorophyllkonzentrationen in hoch-produktiven Regionen ( $>> 2 \text{ mg m}^{-3}$ ) und über denen in oligotrophen Regionen des Ozeans ( $< 0.1 \text{ mg m}^{-3}$ ).

### *Stabilität der Thermoklinen*

Die Südabdachung der SMB im Übergang zur Nazareth Bank ist der Bereich, in dem die Masse des SEC durchströmt und der Aufprall des SEC auf die SMB interne Wellen generiert (da Silva et al., 2015; da Silva et al., 2011; New et al., 2013). Der Topographie folgend laufen die internen Wellen in Richtung Zentrum der SMB. Um die durch die interne Welle verursachte Auslenkung der Thermoklinen zu untersuchen, wurde an der Südflanke der SMB eine YoYo-CTD gefahren (Abb. 1). Die YoYo-CTD Daten zeigen, dass die interne Welle die Thermokline innerhalb von 6 Stunden von 80 m auf 120 m senkt und dann in den folgenden 6 Stunden wieder um 40 m auf eine Wassertiefe von 80 m hebt (Abb. 8). Benthische Karbonatproduzenten, die in diesem Bereich der euphotischen Zone leben, sind somit innerhalb von 24 Stunden 4-mal Temperaturschwankungen von bis zu  $5^\circ$  ausgesetzt. Aus Untersuchungen in der

Andaman See ist bekannt, dass solche Variationen die Riffbildung nachhaltig negativ beeinflussen (Schmidt, 2010; Schmidt et al., 2016), was aber in Zukunft möglicherweise auch Vorteile mit sich bringen könnte. Es wird spekuliert, dass der Eintrag von kaltem Wasser durch interne Wellen Schutz vor dem zunehmenden Hitzestress aufgrund der globalen Erwärmung bieten könnte (Schmidt et al., 2016).

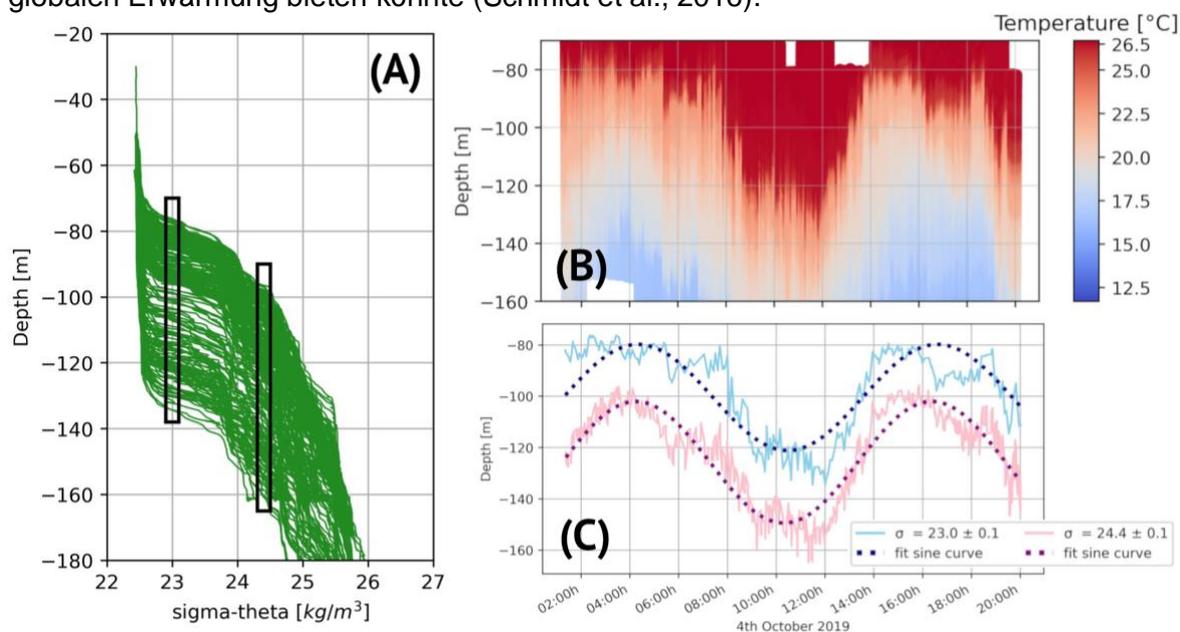


Abb. 8 Yo-Yo CTD Cast: (A) Sigma Theta aufgetragen gegen die Wassertiefe, wobei jede grüne Linie einen CTD Cast markiert. (B) Zeitliche Veränderung der Wassertemperaturen in Wassertiefen zwischen 60 bis 160 m. (C) Zeitliche Variation der Wassertiefen in denen Horizonte mit der Dichte Sigma Theta 23.0 und 24.4 vorkamen.

Koralline Rotalgen reagieren jedoch sehr empfindlich auf Temperaturschwankungen und sind bekannt dafür, dass sie locker-Sedimente verfestigen, indem sie das dafür benötigte Karbonat-Zement produzieren (Manzello et al., 2008; Stanley and Lipps, 2011). Temperaturschwankungen im Zuge interner Wellen könnten somit nachhaltig die Erosionsanfälligkeit von Sedimenten in den tieferen Bereichen der euphotischen Zone erhöhen und die Erosion durch den SEC verstärken.

### Karbontsättigung

Die Karbonatsättigung  $\Omega$  des Wassers ist ein weiterer wichtiger Faktor, der das Wachstum von Korallenriffen und die Akkumulation von Riffkarbonaten beeinflusst (Eyre et al., 2018). Zum einen reduziert eine sinkende  $\Omega$  die Karbonatproduktion und zum anderen fördert sie sowohl die Bioerosion durch bohrende Organismen als auch die physikalische Erosion durch die verminderte Ausbildung von Zementen, die das Sediment verfestigen (Manzello et al., 2008; Pörtner et al., 2014). Nach bisherigen Erkenntnissen stellt die Aragonit-Sättigung ( $\Omega_{\text{Arag}}$ ) von  $\sim 3$  einen Grenzwert dar, wobei Riffe wachsen wenn  $\Omega_{\text{Arag}} > 3$  ist und sich auflösen wenn  $\Omega_{\text{Arag}}$  unter 3 fällt (Eyre et al., 2018). Anhand unserer Messungen des gelösten anorganischen Kohlenstoffs (TCO<sub>2</sub>) und der Alkalinität (TA) in den CTD Proben sowie des fCO<sub>2</sub> und der TA im ‚underway‘ Verfahren haben wir  $\Omega$  für das Untersuchungsgebiet auf der SMB mit dem Programm PyCO2SYS (Humphreys et al., 2020) berechnet. Demnach ist die  $\Omega_{\text{Arag}}$  mit  $3.47 \pm 0.05$  im Oberflächenwasser (Tiefe  $\sim 7\text{m}$ ) in dem Bereich, der das Wachstum von Riffen ermöglichen sollte.  $\Omega_{\text{Arag}}$  nimmt jedoch mit der Tiefe ab und fällt bereits in Wassertiefen um 70 m unterhalb des Grenzwertes von 3 (Abb. 9). An der Basis der euphotischen Zone sinkt  $\Omega_{\text{Arag}}$  sogar auf Werte von ca. 2 - 2.5. Solche geringen  $\Omega$  sollten sich besonders auf die korallinen Rotalgen auswirken.

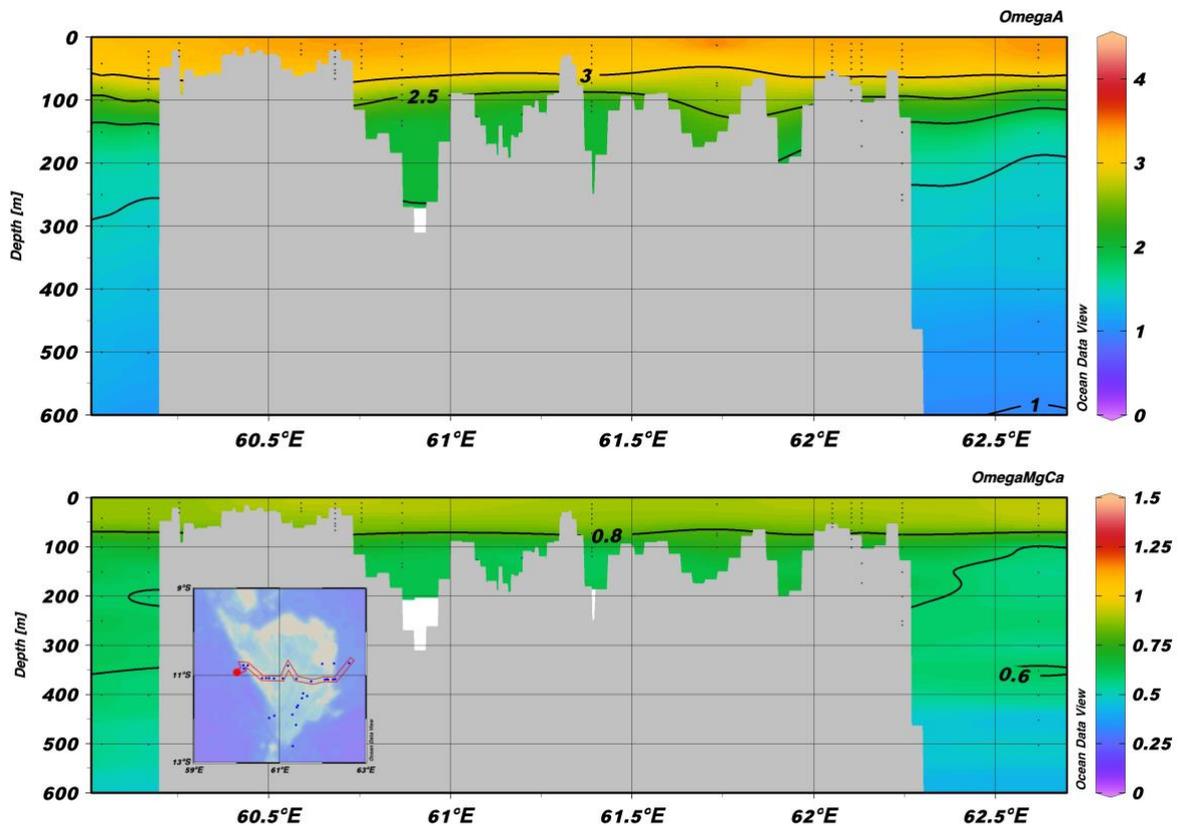


Abb. 9 Ost-west Profil der Aragonit ( $\Omega_{Arag}$ ) und der Hoch-Magnesium Kalzit Sättigung ( $\Omega_{MgCa}$ ) über der SMB. Die schwarzen Punkte symbolisieren die Positionen der Messungen, die der Abbildung zu Grunde liegen. Dass Messpunkte auf der SMB und nicht im Wasser angezeigt werden, liegt an der ungenauen Bathymetrie.

Im Unterschied zu den meisten Korallen und Halimeda, die Aragonit bilden, produzieren koralline Rotalgen Hoch-Magnesium Kalzit (Kuffner et al., 2008; Morse et al., 2006). Aufgrund der nicht eindeutig zu bestimmenden Gibb's Energie als Funktion des Magnesium-(Mg)-gehaltes, ist die Berechnung der Hoch-Magnesium Kalzit Sättigung ( $\Omega_{Mg-Cal}$ ) jedoch problematisch. Zudem bilden koralline Rotalgen auch noch Hoch-Magnesium Kalzit mit variierenden Mg-Gehalten (Lebrato et al., 2016; Morse et al., 2006), was die Berechnung der  $\Omega_{Mg-Cal}$  verkompliziert. Im Mittel liegen die Mg-Gehalte von tropischen korallinen Rotalgen jedoch bei ca. 16% (Lebrato et al., 2016). Gemäß des Vorschlages zur Berechnung von  $\Omega_{Mg-Cal}$  von Lebrato et al. (2016) und unserer ‚underway‘ sowie CTD Daten ergibt sich eine  $\Omega_{Mg-Cal}$  von  $0.9 \pm 0.05$  im Oberflächenwasser der SMB (Wassertiefe 7 m, Abb. 9). Demnach leben koralline Rotalgen in der gesamten euphotischen Zone in einem Wasser, das in Hinblick auf Hoch-Magnesium Kalzit untersättigt ist. Auch wenn das im heutigen Ozean ein häufig zu beobachtendes Phänomen ist (Lebrato et al., 2016), so ist davon auszugehen, dass es dem Wachstum der korallinen Rotalgen nicht förderlich ist. Die ‚Hoch-Magnesium Kalzit Untersättigung‘ trifft aber nicht nur die Sedimente an der Basis der euphotischen Zone, denen bereits die internen Wellen zusetzen, sondern auch die Sedimente im Bereich der Seegrasswiesen, in denen koralline Rotalgen ebenfalls häufig vorkommen (Hilbertz and Goreau, 2002). Damit trägt der geringe  $\Omega_{Mg-Cal}$  auch zur Destabilisierung der Sedimente in den flachen Bereichen der SMB bei.

Vergleicht man  $\Omega_{Arag}$  in Wassertiefen zwischen 100 m und 200 m (Abb. 9) so fällt auf, dass die  $\Omega_{Arag}$  auf der SMB in diesen Tiefen höher ist als im Ozean, der die SMB umgibt. In Anbetracht der dennoch in Bezug auf die Riffbildung geringen Karbonatsättigung, stellt

sich nun die Frage, in wie weit Karbonatlösung in den Sedimenten die Karbonat-Sättigungen auf der SMB erhöht. Um dieser Frage genauer nachzugehen, haben wir die Daten aus dem Überstandswasser der MUCs und der CTD miteinander verglichen. Der Tiefenunterschied zwischen der tiefsten CTD und der MUC Probe (=Wassertiefe) lag zwischen 7 und 50 m. Unabhängig von diesen Unterschieden korrelieren  $\Omega_{\text{Arag}}$  und  $\Omega_{\text{Mg-Cal}}$ , die in den CTD und MUC Proben bestimmt wurden, miteinander (Abb. 10). Dennoch waren die  $\Omega$ s ( $\Omega_{\text{Arag}}$  und  $\Omega_{\text{Mg-Cal}}$ ) und der pH in der Wassersäule meist höher als im Bodenwasser, was durch die Karbonatbildung der benthischen Karbonatproduzenten zu erklären ist. Die gegenüber dem offenen Ozean wiederum erhöhten  $\Omega$ s auf der SMB in Wassertiefen von 100 – 200 m (Abb. 9) müssen also andere Ursachen haben.

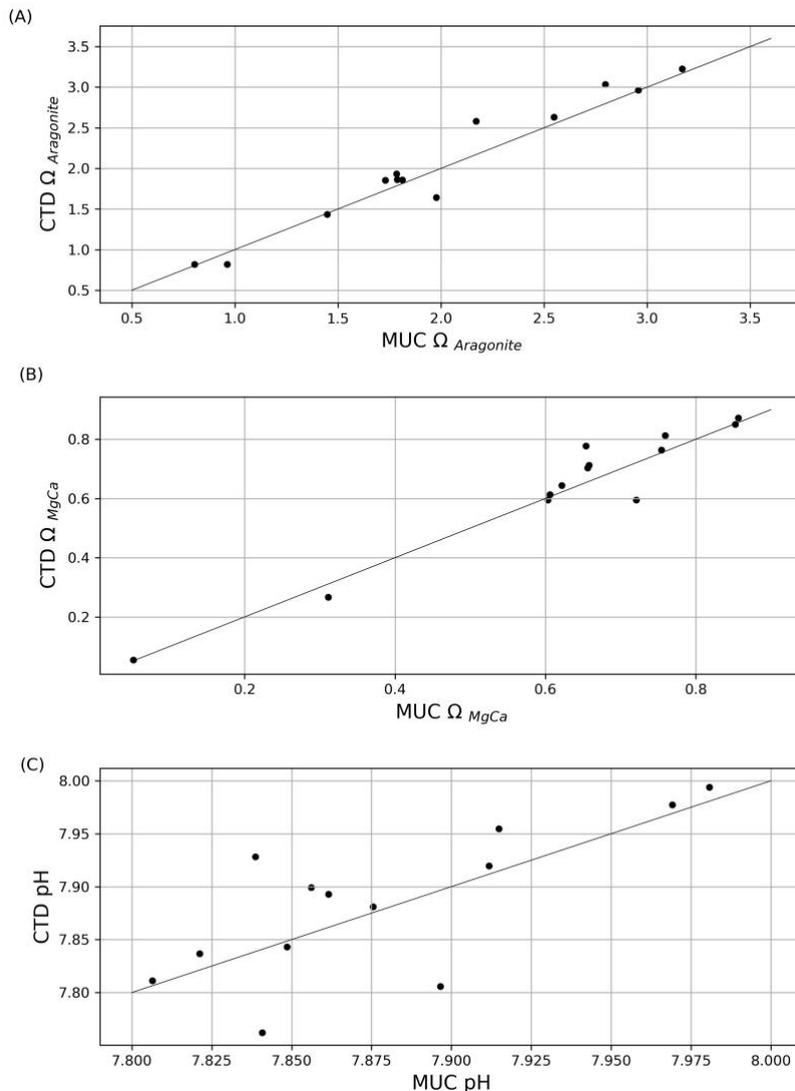


Abb. 10 Vergleich von Aragonit ( $\Omega_{\text{Arag}}$ ) und Hoch-Mg-Kalzit Sättigung ( $\Omega_{\text{Mg-Cal}}$ ) sowie pH Werte, die in dem Überstandswasser der MUCs (= Bodenwasser) und in den CTD Proben (Wassersäule) bestimmt wurden. Dabei wurden nur die jeweils tiefsten CTD Proben berücksichtigt. Die Linien in den Abbildungen sind 1:1-Linien. Datenpunkte oberhalb (unterhalb) dieser Linien zeigen gegenüber dem Bodenwasser erhöhte (erniedrigte) Werte in der Wassersäule.

Ein Blick auf die Dichteverteilung in der Wassersäule zeigt, dass das Wasser auf der SMB nicht so stark geschichtet ist wie der Ozean, der die SMB umgibt (Abb. 11). Auf der SMB sinkt die Dichte (Sigma Theta) nicht unter 26, während diese Dichte im Ozean bereits in Tiefen um 200 m unterschritten wird. Das ist eine Folge der Durchmischung zu der es kommt, wenn SEC über die flache SMB strömt. Die Konsequenz ist, dass Oberflächenwasser mit höheren  $\Omega$ s in die Tiefe gemischt wird und dort, wie beobachtet, die  $\Omega$ s erhöht. Umgekehrt erhöht die verstärkte vertikale Durchmischung auch den Eintrag von Nährstoffen in die euphotische Zone, was wiederum auch die leicht erhöhten Chlorophyllkonzentrationen und die mesotrophen Bedingungen auf der SMB erklärt.

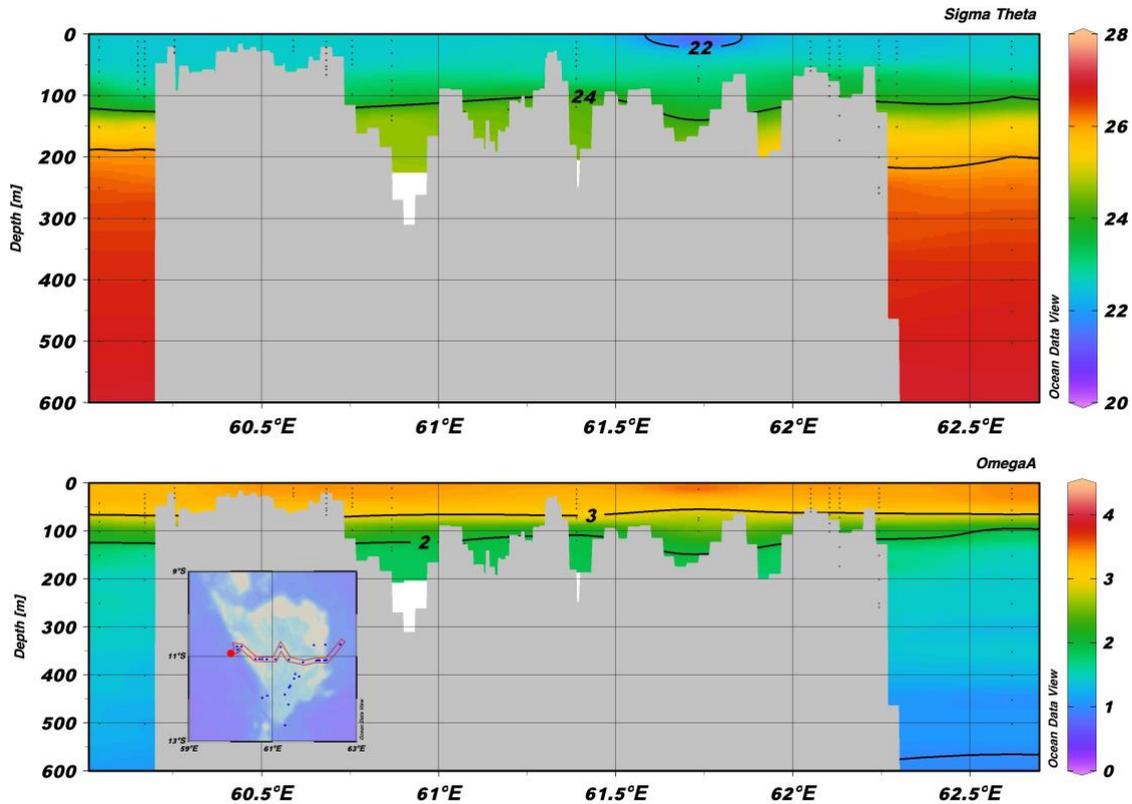


Abb. 11 Die Dichte- (Sigma Theta) Verteilung und die der Aragonit Sättigung (OmegaA) entlang des ost-west Transektes über der SMB.

### Porenwasser

Die Nährstoffkonzentrationen, die wir im Porenwasser der MUC gemessen haben (Abb. 12) waren zwar höher als in der Wassersäule, aber mit  $< 30 \mu\text{M}$  gering im Vergleich zu denen, die wir und auch andere Studien (Goldhammer et al., 2011) im Benguela-Auftriebssystem vor Namibia gemessen haben. In einem solchen hoch-produktiven Gebiet zeigten sich auf dem Schelf Porenwasser-Phosphatkonzentrationen von bis zu  $500 \mu\text{M}$  (Goldhammer et al., 2011). Die vergleichsweise geringen Nährstoffkonzentrationen auf der SMB passen zu den mesotrophen Bedingungen auf der SMB und zu einer damit verbundenen geringen Sedimentation von organischem Material. Die Ursache für diese mesotrophen Bedingungen könnte aber der hohe Durchfluss des SEC sein, da er die Effizienz des Nährstoffrecyclings auf der SMB stark reduziert. Auf Schelfen ist die Remineralisation von organischem Material in Oberflächensedimenten eine Nährstoffquelle, die für eine, gegenüber dem offenen Ozean, erhöhte Produktion sorgt. Die daraus resultierende erhöhte Produktivität und der damit wieder einhergehende verstärkte Eintrag von organischem Material in das Oberflächensediment stellen somit ein Recycling dar, der die Produktion auf einem erhöhten Niveau halten kann. Der hohe Durchfluss des SEC reduziert allerdings die Akkumulation von Nährstoffen auf der SMB, indem er sie einfach von der SMB spült (Verdünnungseffekt). Damit ist das Recycling ineffizient und die Produktion bleibt gering, was auch die dünne Besiedlung des Meeresbodens im Bereich der euphotischen Zone auf der SMB erklären kann (Abb. 4).

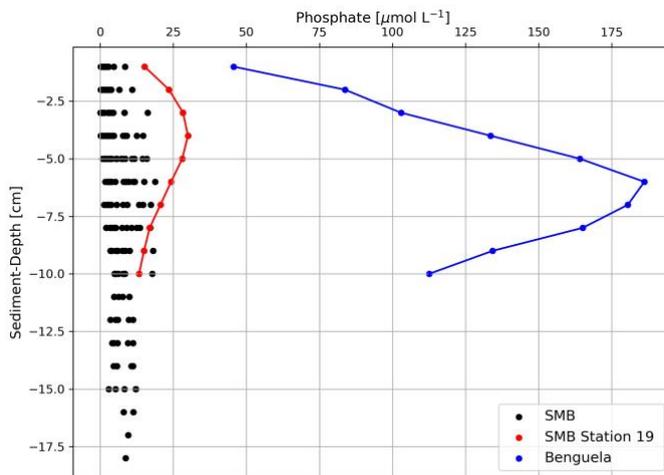


Abb. 12 Phosphatkonzentrationen, die in dem Porenwasser der MUCs gemessen wurden (schwarze Punkte). Die roten Punkte markieren die Phosphatkonzentrationen, die in dem Sediment der Station 19 gemessen wurden (siehe Abb. 1). Es waren die höchsten Porenwasser-Phosphatkonzentrationen, die wir auf der SMB gemessen haben. Die blauen Punkte zeigen zum Vergleich Phosphatkonzentrationen, die in Schelfsedimenten (Wassertiefe 158 m) vor Namibia (-25.28°S/14.06°E) im Benguela-Auftriebssystem auf der Fahrt M103/1 mit FS Meteor gemessen wurden (Station 2285).

### Menschlicher Einfluss (Ozeanversauerung)

Die  $\text{CO}_2$  Konzentration ist ein wesentlicher Faktor, der die  $\Omega_s$  im Oberflächenwasser der SMB bestimmt. Der  $f\text{CO}_2$  im Oberflächenwasser auf der SMB war mit  $403.2 \pm 7 \mu\text{atm}$  im Bereich des  $f\text{CO}_2$  in der Atmosphäre ( $397.3 \mu\text{atm}$ ) (Keeling and Whorf, 2005). In Bezug auf  $\text{CO}_2$  schien sich das Oberflächenwasser auf der SMB also mit der Atmosphäre nahezu im Gleichgewicht befunden zu haben. Das deutet auf einen geringen Einfluss biologischer Prozesse auf das  $f\text{CO}_2$  im Oberflächenwasser der SMB hin, was wiederum mit den mesotrophen Bedingungen auf der SMB übereinstimmt, die wir auf der Fahrt vorgefunden haben.

Auf der anderen Seite impliziert dies auch eine hohe Sensibilität der  $\Omega_s$  gegenüber sich ändernder  $\text{CO}_2$  Konzentrationen in der Atmosphäre. In der Vergangenheit waren diese geringer als heute und werden in Zukunft weiter steigen durch die Verbrennung fossiler Energieträger. Um die Folgen steigender  $\text{CO}_2$  Konzentrationen in der Atmosphäre auf die  $\Omega_s$  abschätzen zu können, gibt es mehrere Möglichkeiten. Zum einem kann man von der vorindustriellen atmosphärischen  $\text{CO}_2$  Konzentration von 270 ppm ausgehen und basierend auf der gemessenen Alkalinität die  $\Omega_s$  berechnen. Zum anderen ist es möglich den anthropogenen Kohlenstoffgehalt ( $C_{\text{ant}}$ ) zu bestimmen und anhand eines von  $C_{\text{ant}}$  bereinigten  $\text{TCO}_2$  ( $\text{TCO}_2_{\text{gemessen}} - C_{\text{ant}}$ ) und der gemessenen Alkalinität die vorindustriellen  $\Omega_s$  zu berechnen. Der Vorteil der zweiten Methode ist, dass die Berechnung des  $\Omega_s$  sich nicht nur auf das Oberflächenwasser beschränkt, sondern auch im Tiefenwasser angewandt werden kann. Wir beginnen im Folgenden zunächst mit der zweiten Methode.

Eine der am häufigsten verwendeten Methoden zur Berechnung von  $C_{\text{ant}}$  (Gruber et al., 2019) wurde von Gruber et al (1996) entwickelt, von Matsumoto and Gruber (2005) modifiziert und von Sabine et al. (1999) an die Besonderheiten des Indischen Ozeans angepasst. Die Berechnungsgrundlagen sind in diesen Arbeiten beschrieben und basieren auf der Bestimmung eines quasi-konservativen ‚Tracers‘  $\Delta C^*$  und  $\Delta C_{\text{dis}}$ .

$$C_{\text{ant}} = \Delta C^* - \Delta C_{\text{dis}} \quad (4)$$

$\Delta C_{\text{dis}}$  beschreibt die  $\text{TCO}_2$  Konzentration des Wassers bei seinem letzten Kontakt mit der Atmosphäre, wobei berücksichtigt wird, dass das Wasser sich zu diesem Zeitpunkt nicht mit der Atmosphäre im Gleichgewicht befand. Die für die Berechnung von  $\Delta C^*$  notwendigen Daten wurden von uns auf der Fahrt SO270 gemessen, während uns die für die Berechnung von  $\Delta C_{\text{dis}}$  benötigten Ventilationsalter der Wassermassen fehlten. Wir haben also im Folgenden zunächst  $\Delta C^*$  für die SO270 Daten bestimmt, die wir dann mit

denen verglichen haben, die wir anhand des GLODAPv2 Datensatz (Olsen et al., 2019) berechnet haben. Der GLODAPv2 Datensatz enthält Daten aus dem gesamten Indischen Ozean (Abb. 13a). Da der Nitratkanal unseres ‚Autoanalyzers‘ auf der Fahrt Störungen aufwies und wir somit keine Nitratdaten erheben konnten, blieb in unseren Berechnungen der Einfluss der Denitrifikation auf  $\Delta C^*$  unberücksichtigt. Der daraus resultierende Fehler ist jedoch zu vernachlässigen, da der Einfluss der Denitrifikation auf  $\Delta C^*$  im Bereich der SMB zu vernachlässigen ist (Sabine et al., 1999).

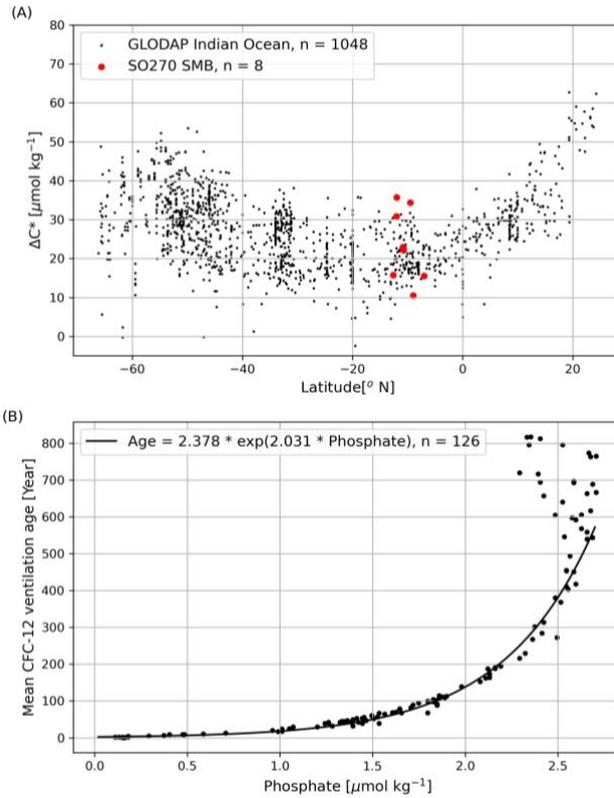


Abb. 13 (A)  $\Delta C^*$  berechnet aus dem GLODAPv2 Datensatz für den gesamten Indischen Ozean sowie aus den SO270 Daten auf der SMB. Es wurden dabei nur Daten des Dichtehorizonts genutzt, der zwischen Sigma Theta 26.9 und 27 lag. Auf der SMB entspricht dies einer Wassertiefe von ca. 600 m (Abb. 14) im Übergang zwischen dem ICW und STSW (Abb.2). (B) Die mittleren CFC-12 Ventilationsalter aufgetragen gegen die Phosphatkonzentration. Die Daten wurden dem GLODAPv2 Datensatz entnommen.

Anhand der CFC-11 und CFC-12 Daten aus dem GLODAPv2 Datensatz (Olsen et al., 2019) sowie unter Verwendung der sogenannten ‚Transit Time Distribution‘ TTD-Methode (z.B., Haine and Hall, 2002; Waugh et al., 2004) haben Jeansson et al. (2021) das Ventilationsalter der Wassermassen berechnet. Im Unterschied zu anderen, in der Vergangenheit häufig angewandten Verfahren zur Bestimmung des Alters der Wassermassen, berücksichtigt die TTD-Methode auch den Einfluss der Mischung verschiedener Wassermassen auf die Ventilationszeit. Vor der Nutzung von CFCs wurden die Alter der Wassermassen auch anhand des Sauerstoffgehalts abgeschätzt, der mit zunehmenden Alter des Wassers, aufgrund der Respiration von exportiertem organischem Material, sinkt (Broecker and Peng, 1982; Sverdrup et al., 1942). In dessen Verlauf wird aber nicht nur Sauerstoff gezehrt, sondern auch Nährstoffe wie Phosphate freigesetzt. Der exponentielle Abbau des exportierten organischen Materials (POC) kann mit der Gleichung 4 beschrieben werden (z.B., Banse, 1990; Rixen et al., 2019).

$$POC(z) = POC_{Export} \cdot e^{\left[ \frac{-\lambda \cdot (z - \text{depth of the euphotic zone})}{\text{sinking speed}} \right]} \quad (5)$$

In der Gleichung 5 ergibt sich die Zeit aus der Wassertiefe (z) unterhalb der euphotischen Zone und der Sinkgeschwindigkeit der Partikel mit denen das organische Material aus der euphotischen Zone in die Tiefsee transportiert wird.  $POC_{Export}$  ist der Export des

organischen Materials aus der euphotischen Zone und  $\lambda$  ist die Zerfallskonstante, die die Geschwindigkeit der Respiration definiert. Den exponentiellen Zusammenhang der sich aus den Phosphatkonzentrationen  $< 2.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$  und dem Ventilationsalter der GLODAP2v Daten ergibt (Abb. 13b), haben wir genutzt, um sowohl das Ventilationsalter der Wassermassen als auch  $\Delta C_{\text{dis}}$  und  $C_{\text{ant}}$  auf der SMB anhand der SO270 Daten zu bestimmen.

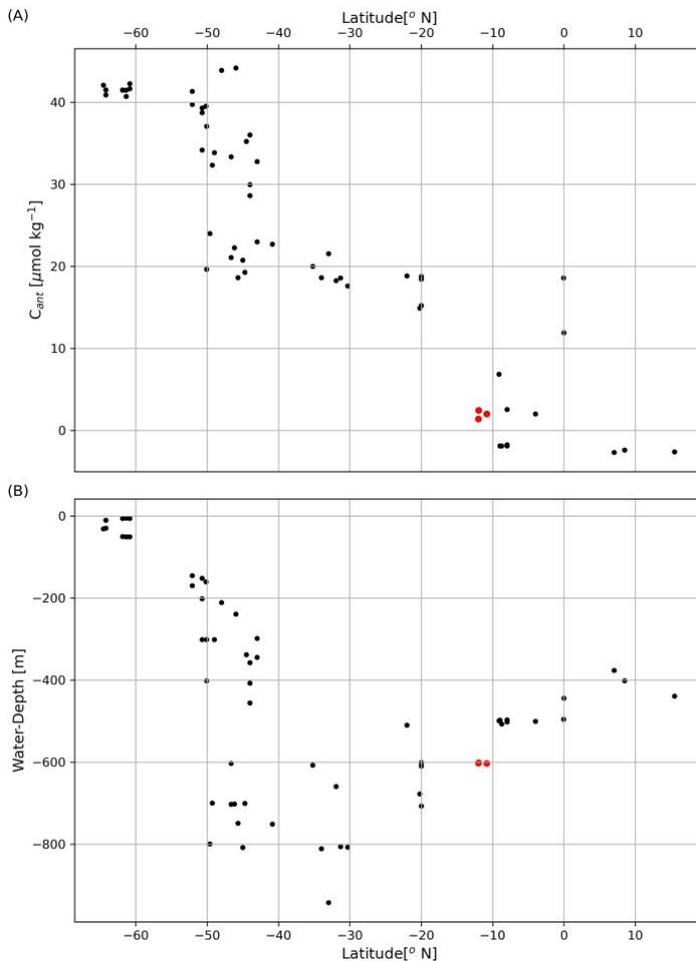


Abb. 14 (A)  $C_{\text{ant}}$  sowie (B) die Wassertiefe in der sich der Dichtehorizont befindet, den ein Sigma Theta von 26.9 – 27 definiert. Die schwarzen Punkte markieren die GLODAP2v Daten und die roten Punkte sind SO270 Daten (Vergleiche auch Abb. 2).

Um die Eindringung von  $C_{\text{ant}}$  in den Indischen Ozean zu illustrieren, haben wir  $C_{\text{ant}}$  in dem Dichtehorizont dargestellt, den ein Sigma Theta von 26.9 – 27 definiert (Abb. 14). Dieser Dichtehorizont liegt zwischen dem ICW und STSW (Abb. 2) und südlich von 60° an der Oberfläche, wo das Wasser dieser Dichte  $C_{\text{ant}}$  aufnimmt. Zwischen 50 und 40°S, gelangt dieses Wasser dann im Zuge der Tiefenwasserbildung in die Tiefe des Indischen Ozeans (Abb. 14). Durch Mischung mit Wasser aus dem nördlichen Indischen Ozean steigt dieser Dichtehorizont dann wiederum im Bereich der Hydrographischen Front auf Wassertiefen von 600 bis 400 m. Da es im Vergleich zum südlichen Indischen Ozean nur eine sehr geringe Tiefenwasserbildung im nördlichen Indischen Ozean gibt (siehe Rixen et al., 2020 und Referenzen darin), ist das ASHSW noch an  $C_{\text{ant}}$  verarmt. Die Folge ist, dass die Mischung der Wassermassen aus dem nördlichen (ASHSW) und südlichen Indischen Ozean  $C_{\text{ant}}$  im Bereich der SMB reduziert (Abb. 14a).

Die vorindustriellen  $\Omega_s$ , die sich aus dem  $\text{TCO}_2$ - $C_{\text{ant}}$  ergeben, sind in Abbildung 15 dargestellt. Im Vergleich zu den heutigen  $\Omega_s$  (Abb. 11) zeigt sich, wie die  $\Omega_s$  im Zuge der Industrialisierung und dem damit einhergehenden Anstieg der  $\text{CO}_2$  Konzentration in der Atmosphäre abgefallen sind. In der vorindustriellen Zeit war das Oberflächenwasser noch

an Hoch-Mg-Kalzit übersättigt mit  $\Omega_{\text{Mg-Cal}}$  von  $1.1 \pm 0.02$  in Wassertiefen  $< 15$  m.  $\Omega_{\text{Arag}}$  müsste gemäß dieser Rechnung im Mittel bei  $4.19 \pm 0.02$  gelegen haben.

Die Ergebnisse aus der zuvor erwähnten ersten Methode, bei der von einem vorindustriellen  $\text{pCO}_2$  von 270 ppm ausgegangen wird, ergibt geringfügig höhere  $\Omega_{\text{Arag}}$  und  $\Omega_{\text{Mg-Cal}}$  mit Werten von  $1.18 \pm 0.02$  ( $\Omega_{\text{Mg-Cal}}$ ) und  $4.47 \pm 0.11$  ( $\Omega_{\text{Arag}}$ ). Bei der Betrachtung dieser Unterschiede muss man berücksichtigen, dass wir nur 22 CTD Proben aus solch geringen Wassertiefen haben. Diese 22 Daten stehen 883 ‚underway‘ Daten gegenüber, die uns zur Rekonstruktion der vorindustriellen  $\Omega$ s zur Verfügung stehen. Die etwas höheren  $\Omega$ s sind somit repräsentativer als die etwas geringeren  $\Omega$ s aus der  $C_{\text{ant}}$  Analyse anhand der CTD Daten. Die Unterschiede sind jedoch gering, was für die Zuverlässigkeit beider Methoden spricht.

Um die Pariser Klimaziele zu erreichen und die globale Erwärmung auf  $< 2^\circ$  zu beschränken, sollte die atmosphärische  $\text{CO}_2$  Konzentration  $< 500$  ppm bleiben. Gehen wir von einer atmosphärischen  $\text{CO}_2$  Konzentration von 500 ppm aus, so sollte gemäß unserer Abschätzung der  $\Omega_{\text{Arag}}$  im Oberflächenwasser auf ca.  $3.01 \pm 0.11$  sinken. Damit würde der  $\Omega_{\text{Arag}}$  Grenzwert für das Riffwachstum auf der SMB unterschritten und es wäre davon auszugehen, dass sich die vorhandenen Riffe im flachen Norden der SMB beginnen aufzulösen. Zudem würde  $\Omega_{\text{Mg-Cal}}$ , der bereits heute  $< 1$  ist, noch weiter sinken, was die Erosionsanfälligkeit der SMB gegenüber dem SEC und der internen Wellen weiter verstärken würde, da es das Wachstum der korallinen Algen und die Zementation der Sedimente weiter negativ beeinträchtigen würde. Die Erreichung des  $2^\circ$  Ziels, auf das sich die internationale Staatengemeinschaft 2015 in Paris geeinigt hat, ist somit auch von entscheidender Bedeutung für das Schicksal der benthischen Ökosysteme auf der SMB.

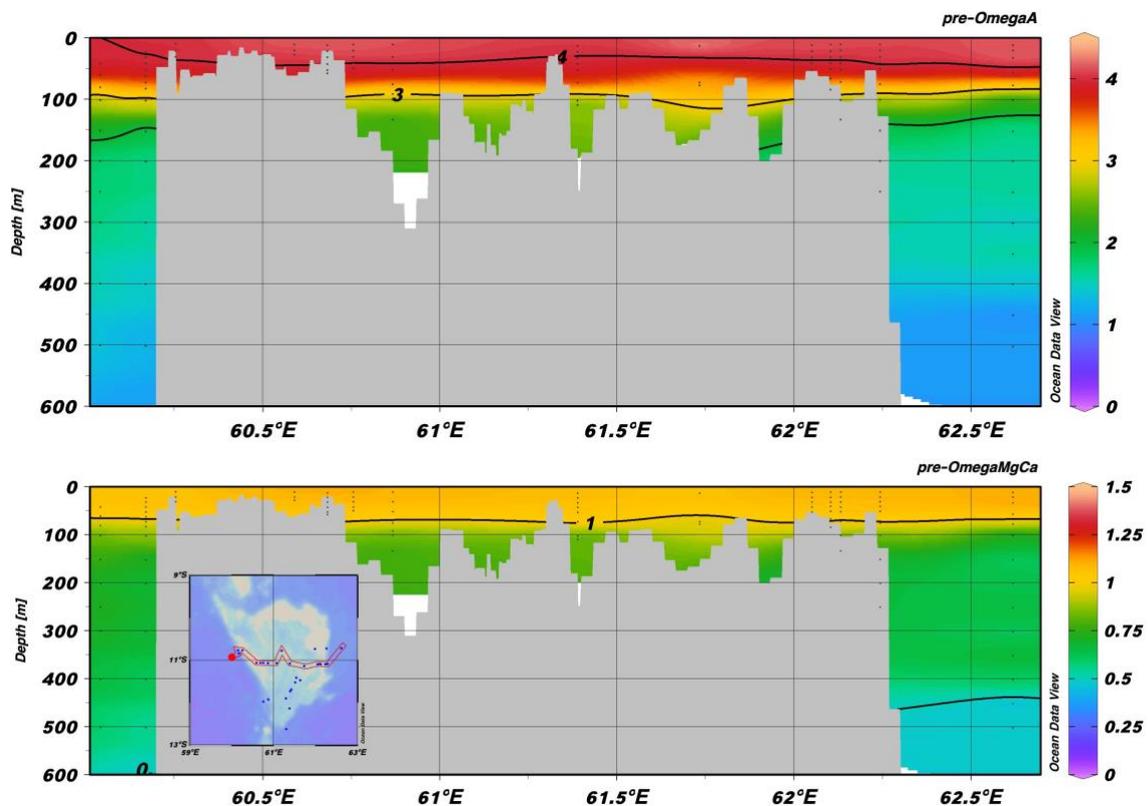


Abb. 15 Ost-west Profil der rekonstruierten, vorindustriellen Aragonit (pre-OmegaA) und Hoch-Magnesium Kalzit Sättigung (pre-OmegaMgCa) über der SMB. Die schwarzen Punkte symbolisieren die Positionen der Messungen, die der Rekonstruktion zu Grunde liegen (siehe auch Abb. 11).

## **II.2 Notwendigkeit und Angemessenheit der geleisteten Projektarbeit**

Die Teilnahme an der Fahrt SO270 zur Gewinnung der Proben sowie deren Analyse waren Grundlagen für Erarbeitung der zuvor beschriebenen Ergebnisse sowie zur Umsetzung der in den Meilensteinen festgelegten Ziele (siehe Abschnitt I, Tab.1).

## **II.3 Voraussichtlicher Nutzen im Sinne des fortgeschriebenen Verwertungsplans**

Da sich das Projekt mit Aspekten der Grundlagenforschung befasst, erwarten wir keine direkte kommerzielle Nutzung der erzielten Ergebnisse. Dennoch sind die Ergebnisse, die im Rahmen dieses Projektes gewonnen wurden, von indirekter ökonomischer Relevanz. Wie bereits in den vorangegangenen Berichten ausgeführt, unterstützen sie die Seychellen und Mauritius in ihrem Bestreben zur nachhaltigen Nutzung der natürlichen Ressourcen in der Region des Mascarene-Plateaus. Wichtig in diesem Zusammenhang war es uns zu zeigen, wie empfindlich die SMB gegenüber der Ozeanversauerung ist und dass das Erreichen der Pariser Klimaziele für die Zukunft der benthischen Ökosysteme auf der SMB von entscheidender Bedeutung ist.

## **II.4 Fortschritt auf dem Gebiet des Vorhabens bei anderen Stellen**

Nicht bekannt.

## **II.5 Erfolgte und geplante Veröffentlichungen**

Erfolgte Veröffentlichungen:

Betzler, C., Lindhorst, S., Lüdmann, T., Reijmer, J. J., Braga, J.-C., Bialik, O. M., Reolid, J., Eisermann, J. O., Emeis, K., Rixen, T., and Bissessur, D. (2021) Current and sea level control the demise of shallow carbonate production on a tropical bank (Saya de Malha Bank, Indian Ocean), *Geology* 49, 1431-1435.

Rixen, T., Cowie, G., Gaye, B., Goes, J., do Rosário Gomes, H., Hood, R. R., Lachkar, Z., Schmidt, H., Segschneider, J., and Singh, A. (2020) Reviews and syntheses: Present, past, and future of the oxygen minimum zone in the northern Indian Ocean, *Biogeosciences* 17, 6051-6080.

Geplante Veröffentlichungen:

Rixen et al. Sensitivity of the Saya de Malha Bank (SMB) to ocean acidification.

Pinter, S. Rixen et al. Internal waves and their influence on the reef development on the Saya de Malha Bank (SMB)

## Referenzen

- Aguirre, J., Riding, R., and Braga, J. C., 2000, Diversity of coralline red algae: origination and extinction patterns from the Early Cretaceous to the Pleistocene: *Paleobiology*, v. 26, no. 4, p. 651-667.
- Aneesh, A. L., Omand, M. M., Lucas, A., J., Laney, S., R., Mahadevan, A., and Ravichandran, M., 2016, Penetrative Radiative Flux in the Bay of Bengal: *Oceanography*, v. 29.
- Auer, G., De Vleeschouwer, D., Smith, R. A., Bogus, K., Groeneveld, J., Grunert, P., Castañeda, I. S., Petrick, B., Christensen, B., Fulthorpe, C., Gallagher, S. J., and Henderiks, J., 2019, Timing and Pacing of Indonesian Throughflow Restriction and Its Connection to Late Pliocene Climate Shifts: *Paleoceanography and Paleoclimatology*, v. 34, no. 4, p. 635-657.
- Banse, K., 1990, New views on the degradation and disposition of organic particles as collected by sediment traps in the open sea: *Deep Sea Research*, v. 37, no. 7, p. 1177-1195.
- Betzler, C., Lindhorst, S., Lüdmann, T., Reijmer, J. J., Braga, J.-C., Bialik, O. M., Reolid, J., Eisermann, J. O., Emeis, K., Rixen, T., and Bissessur, D., 2021, Current and sea level control the demise of shallow carbonate production on a tropical bank (Saya de Malha Bank, Indian Ocean): *Geology*, v. 49, no. 12, p. 1431-1435.
- Broecker, W. S., and Peng, T.-H., 1982, *Tracers in the sea*, New York, Lamont-Doherty Geological Observatory, Columbia University, Palisades, 690 p.:
- da Silva, J. C. B., Buijsman, M. C., and Magalhaes, J. M., 2015, Internal waves on the upstream side of a large sill of the Mascarene Ridge: a comprehensive view of their generation mechanisms and evolution: *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, v. 99, p. 87-104.
- da Silva, J. C. B., New, A. L., and Magalhaes, J. M., 2011, On the structure and propagation of internal solitary waves generated at the Mascarene Plateau in the Indian Ocean: *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, v. 58, no. 3, p. 229-240.
- Droxler, A. W., and Jorry, S. J., 2021, The Origin of Modern Atolls: Challenging Darwin's Deeply Ingrained Theory: *Annual Review of Marine Science*, v. 13, no. 1, p. 537-573.
- Durgadoo, J. V., Rühls, S., Biastoch, A., and Böning, C. W. B., 2017, Indian Ocean sources of Agulhas leakage: *Journal of Geophysical Research: Oceans*, p. n/a-n/a.
- Eyre, B. D., Cyronak, T., Drupp, P., De Carlo, E. H., Sachs, J. P., and Andersson, A. J., 2018, Coral reefs will transition to net dissolving before end of century: *Science*, v. 359, no. 6378, p. 908.
- Gischler, E., Hudson, J. H., and Pisera, A., 2008, Late Quaternary reef growth and sea level in the Maldives (Indian Ocean): *Marine Geology*, v. 250, no. 1-2, p. 104-113.
- Goldhammer, T., Brunner, B., Bernasconi, S. M., Ferdelman, T. G., and Zabel, M., 2011, Phosphate oxygen isotopes: Insights into sedimentary phosphorus cycling from the Benguela upwelling system: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 75, no. 13, p. 3741-3756.
- Gordon, A. L., Sprintall, J., Van Aken, H. M., Susanto, D., Wijffels, S., Molcard, R., Field, A., Pranowo, W., and Wirasantosa, S., 2010, The Indonesian throughflow during 2004–2006 as observed by the INSTANT program: *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, v. 50, no. 2, p. 115-128.
- Gruber, N., Clement, D., Carter, B. R., Feely, R. A., van Heuven, S., Hoppema, M., Ishii, M., Key, R. M., Kozyr, A., Lauvset, S. K., Lo Monaco, C., Mathis, J. T., Murata, A., Olsen, A., Perez, F. F., Sabine, C. L., Tanhua, T., and Wanninkhof, R., 2019, The oceanic sink for anthropogenic CO<sub>2</sub> from 1994 to 2007: *Science*, v. 363, no. 6432, p. 1193.
- Gruber, N., Sarmiento, J. L., and Stocker, T. F., 1996, An improved method for detecting anthropogenic CO<sub>2</sub> in the oceans: *Global Biogeochem. Cycles*, v. 10, no. 4, p. 809 – 837.
- Guan, Y., Hohn, S., and Merico, A., 2015, Suitable Environmental Ranges for Potential Coral Reef Habitats in the Tropical Ocean: *PLoS ONE* v. 10, no. 6, p. e0128831.
- Guiry, M. D., and Guiry, G. M., 2015, *AlgaeBase*. World-wide electronic publication, National University of Ireland, Galway, Volume 2022: Galway Ireland, *AlgaeBase*.

- Haine, T. W. N., and Hall, T. M., 2002, A Generalized Transport Theory: Water-Mass Composition and Age: *Journal of Physical Oceanography*, v. 32, no. 6, p. 1932-1946.
- Hilbertz, W., and Goreau, T., 2002, *Saya de Malha Expedition: Sun&Sea e.V.*
- Humphreys, M. P., Gregor, L., Pierrot, D., van Heuven, S. M. A. C., Lewis, E. R., and Wallace, D. W. R., 2020, *PyCO2SYS: marine carbonate system calculations in Python (Version 1.5.1): Zenodo.*
- Jeansson, E., Steinfeldt, R., and Tanhua, T., 2021, Water mass ages based on GLODAPv2 data product (NCEI Accession 0226793), Volume 2022.
- Keeling, C. D., and Whorf, T. P., 2005, Atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations (ppmv) derived from in situ air samples collected at Mauna Loa Observatory, Hawaii: *Scips Institution of Oceanography, University of California La Jolla, California USA 92093 - 04444.*
- Kleypas, J. A., 1997, Modeled estimates of global reef habitat and carbonate production since the Last Glacial Maximum: *Paleoceanography*, v. 12, no. 4, p. 533-545.
- Kuffner, I. B., Andersson, A. J., Jokiel, P. L., Rodgers, K. u. S., and Mackenzie, F. T., 2008, Decreased abundance of crustose coralline algae due to ocean acidification: *Nature Geosci*, v. 1, no. 2, p. 114-117.
- Lebrato, M., Andersson, A. J., Ries, J. B., Aronson, R. B., Lamare, M. D., Koeve, W., Oschlies, A., Iglesias-Rodriguez, M. D., Thatje, S., Amsler, M., Vos, S. C., Jones, D. O. B., Ruhl, H. A., Gates, A. R., and McClintock, J. B., 2016, Benthic marine calcifiers coexist with CaCO<sub>3</sub>-undersaturated seawater worldwide: *Global Biogeochemical Cycles*, v. 30, no. 7, p. 1038-1053.
- Lindhorst, S., Appoo, J., Artschwager, M., Bialik, O., Birkicht, M., Bissessur, D., Braga, J.-C., Budke, L., Bunzel, D., Coopen, P., Eberhardt, B., Eggers, D., Eisermann, J. O., El Gareb, F., Emeis, K. P. D., Geßner, A.-L., Hüge, F., Knaack-Völker, H., Kornrumpf, N., Lenz, N., Lüdmann, T., Metzke, M., Naderipour, C., Neziraj, G., Reijmer, J., Reolid, J., Reule, N., Rixen, T., Saitz, Y., Schäfer, W., Schutter, I., Siddiqui, C., Sorry, A., Taphorn, B., Vosen, S., Wasilewski, T., and Welsch, A., 2019, *Saya de Malha Carbonates, Oceanography and Biogeochemistry (Western Indian Ocean), Cruise No. SO270, 2019-09-06 - 2019-10-23, Hong Kong (China) - Port Louis (Mauritius): Gutachterpanel Forschungsschiffe; 2510-764X.*
- Manzello, D. P., Kleypas, J. A., Budd, D. A., Eakin, C. M., Glynn, P. W., and Langdon, C., 2008, Poorly cemented coral reefs of the eastern tropical Pacific: Possible insights into reef development in a high-CO<sub>2</sub> world: *Proceedings of the National Academy of Sciences, USA*, v. 105, no. 30, p. 10450 - 10455.
- Marlow, J. R., Lange, C. B., Wefer, G., and Rosell-Melé, A., 2000, Upwelling Intensification As Part of the Pliocene-Pleistocene Climate Transition: *Science*, v. 290, p. 2288-2291.
- Matsumoto, K., and Gruber, N., 2005, How accurate is the estimation of anthropogenic carbon in the ocean? An evaluation of the  $\Delta C^*$  method: *Global Biogeochemical Cycles*, v. 19, no. 3.
- Morgan, K. M., Moynihan, M. A., Sanwlani, N., and Switzer, A. D., 2020, Light Limitation and Depth-Variable Sedimentation Drives Vertical Reef Compression on Turbid Coral Reefs: *Frontiers in Marine Science*, v. 7.
- Morse, J. W., Andersson, A. J., and Mackenzie, F. T., 2006, Initial responses of carbonate-rich shelf sediments to rising atmospheric pCO<sub>2</sub> and "ocean acidification": Role of high Mg-calcites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 70, no. 23, p. 5814-5830.
- Mueller, J. L., and Austin, R. W., 1995, *Ocean Optics Protocols for SeaWiFS Validation, Revision 1: NASA Goddard Space Flight Center, .*
- New, A. L., Alderson, S. G., Smeed, D. A., and Stansfield, K. L., 2007, On the circulation of water masses across the Mascarene Plateau in the South Indian Ocean: *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, v. 54, no. 1, p. 42-74.
- New, A. L., Magalhaes, J. M., and da Silva, J. C. B., 2013, Internal solitary waves on the Saya de Malha bank of the Mascarene Plateau: SAR observations and interpretation: *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, v. 79, p. 50-61.
- Olsen, A., Lange, N., Key, R. M., Tanhua, T., Álvarez, M., Becker, S., Bittig, H. C., Carter, B. R., Cotrim da Cunha, L., Feely, R. A., van Heuven, S., Hoppema, M., Ishii, M.,

- Jeansson, E., Jones, S. D., Jutterström, S., Karlsen, M. K., Kozyr, A., Lauvset, S. K., Lo Monaco, C., Murata, A., Pérez, F. F., Pfeil, B., Schirnick, C., Steinfeldt, R., Suzuki, T., Telszewski, M., Tilbrook, B., Velo, A., and Wanninkhof, R., 2019, GLODAPv2.2019 – an update of GLODAPv2: *Earth Syst. Sci. Data*, v. 11, no. 3, p. 1437-1461.
- Pörtner, H.-O., Karl, D. M., Boyd, P. W., Cheung, W. W. L., Lluich-Cota, S. E., Nojiri, Y., Schmidt, D. N., and Zavialov, P. O., 2014, Ocean systems, *in* Field, C. B., Barros, V. R., Dokken, D. J., Mach, K. J., Mastrandrea, M. D., Bilir, T. E., Chatterjee, M., Ebi, K. L., Estrada, Y. O., Genova, R. C., Girma, B., Kissel, E. S., Levy, A. N., MacCracken, S., Mastrandrea, P. R., and White, L. L., eds., *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change: Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.*
- Ridgwell, A. J., Watson, A. J., Maslin, M. A., and Kaplan, J. O., 2003, Implications of coral reef buildup for the controls on atmospheric CO<sub>2</sub> since the Last Glacial Maximum: *Paleoceanography*, v. 18.
- Rixen, T., Cowie, G., Gaye, B., Goes, J., do Rosário Gomes, H., Hood, R. R., Lachkar, Z., Schmidt, H., Segschneider, J., and Singh, A., 2020, Reviews and syntheses: Present, past, and future of the oxygen minimum zone in the northern Indian Ocean: *Biogeosciences*, v. 17, no. 23, p. 6051-6080.
- Rixen, T., Gaye, B., Emeis, K. C., and Ramaswamy, V., 2019, The ballast effect of lithogenic matter and its influences on the carbon fluxes in the Indian Ocean: *Biogeosciences*, v. 16, no. 2, p. 485-503.
- Roesler, C., Uitz, J., Claustre, H., Boss, E., Xing, X., Organelli, E., Briggs, N., Bricaud, A., Schmechtig, C., Poteau, A., D'Ortenzio, F., Ras, J., Drapeau, S., Haëntjens, N., and Barbieux, M., 2017, Recommendations for obtaining unbiased chlorophyll estimates from in situ chlorophyll fluorometers: A global analysis of WET Labs ECO sensors: *Limnology and Oceanography: Methods*, v. 15, no. 6, p. 572-585.
- Sabine, C. L., Key, R. M., Johnson, K. M., Millero, F. J., Poisson, A., Sarmiento, J. L., Wallace, D. W. R., and Winn, C. D., 1999, Anthropogenic CO<sub>2</sub> inventory of the Indian Ocean: *Global Biogeochemical Cycles*, v. 13, no. 1, p. 179-198.
- Schmidt, G. M., 2010, *Corals and Waves: Calcification and bioerosion on Large Amplitude Internal Wave (LAIW) affected coral reefs* [doctor of natural science: University of Bremen, 193 p.
- Schmidt, G. M., Wall, M., Taylor, M., Jantzen, C., and Richter, C., 2016, Large-amplitude internal waves sustain coral health during thermal stress: *Coral Reefs*, v. 35, no. 3, p. 869-881.
- Siddall, M., Rohling, E. J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, I., and Smeed, D. A., 2003, Sea-level fluctuations during the last glacial cycle: *Nature*, v. 423, no. 6942, p. 853-858.
- Stanley, G. D., and Lipps, J. H., 2011, *Photosymbiosis: The Driving Force for Reef Success and Failure: The Paleontological Society Papers*, v. 17, p. 33-59.
- Sverdrup, H. U., Johnson, M. W., and Flemming, R. H., 1942, *The Oceans, their physics chemistry and general biology*, Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall.
- Tchernia, P., 1980, *Descriptive regional oceanography*, Oxford, UK, Oxford Pergamon Press.
- Varela, R. A., Cruzado, A., Tintore, J., and Garda Ladona, E., 1992, Modelling the deep-chlorophyll maximum: A coupled physical-biological approach *Journal of Marine Research*, v. 50, no. 3.
- Waugh, D. W., Haine, T. W. N., and Hall, T. M., 2004, Transport times and anthropogenic carbon in the subpolar North Atlantic Ocean: *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, v. 51, no. 11, p. 1475-1491.