

# Institut für Geologie

## Masterarbeit

Einfluss mesoskaliger Eddies und westlicher  
Randströme auf die CO<sub>2</sub>-Emissionen, am Beispiel des  
SW Indischen Ozeans

Saskia Horstmann

*Matrikelnummer:* 6483821

MSc. Geowissenschaften

21. Dezember 2014

*Erstgutachter:* Dr. Tim Rixen

*Zweitgutachter:* Prof. Dr. Kai-Christian Emeis

## Kurzfassung

Die Ozeane spielen, aufgrund ihrer Speicherung und Aufnahme von atmosphärischem CO<sub>2</sub>, eine wichtige Rolle im globalen Klimasystem. Infolge des extremen Anstiegs von CO<sub>2</sub> in der Atmosphäre, seit der vorindustriellen Zeit, ist es wichtig die Raum-Zeit Variabilität des CO<sub>2</sub>-Flusses zwischen Ozean und Atmosphäre, für ein besseres Verständnis des Kohlenstoffkreislaufes, zu verstehen. Dieses kann dabei helfen bessere Klimaprognosen zu erstellen.

In dieser Arbeit wurden Systeme des SW Indischen Ozeans intensiv während der Forschungsausfahrt M100/2 mit dem deutschen Forschungsschiff Meteor im Oktober 2013, als Teil des multidisziplinären und internationalen Projektes GENUS (Geochemistry and Ecology of the Namibian Upwelling System) untersucht. Das Hauptinteresse lag auf dem Einfluss von acht Systemen, davon zwei westliche Randströme, drei Auftriebszonen und drei mesoskalige Eddies und deren Einfluss auf die CO<sub>2</sub>-Konzentration im Ozean. Mit Hilfe von drei Underway-Systemen (SUNDANS, Picarro, Ferry Box) wurden biogeochemische Parameter erhoben.

Der Agulhas- und der Ost-Madagaskar-Strom zeichnen sich durch hohe Strömungsgeschwindigkeiten aus und transportieren tropische, CO<sub>2</sub>-übersättigte Wassermassen in den Süden. Im Untersuchungsgebiet vor Südafrika weist der Agulhasstrom jedoch geringe Unterschiede in dem CO<sub>2</sub>-Gehalt zwischen Atmosphäre und Ozean auf. Dies ist ein direktes Resultat darauf, dass sich das Wasser im Zuge des Transportes aus den Tropen mit der Atmosphäre equilibriert hat. Der Ost-Madagaskar-Strom hingegen, welcher noch immer tropische Eigenschaften aufweist, fungiert als CO<sub>2</sub> Quelle und entgast mit einer Rate von 1,26 mol C/m<sup>2</sup>/a. Die Auftriebs-Zelle vor der Südspitze von Madagaskar, welche Eddy induziert ist, stellt, wie fast alle Auftriebsgebiete in den Tropen, eine CO<sub>2</sub> Quelle dar. Bei dem Auftrieb vor Südafrika, auf der Agulhas Bank, kommt es dagegen zu einer Aufnahme von CO<sub>2</sub> durch den Ozean. Dies könnte mit den hydrographischen Begebenheiten auf der Bank zusammenhängen. Der Agulhasstrom bringt CO<sub>2</sub> equilibrierte Wassermassen auf die Bank, die sich mit kaltem CO<sub>2</sub>-untersättigtem Wasser aus dem Atlantik mischen, wodurch es, im Unterschied zu den Tropen, zum Auftrieb von CO<sub>2</sub>-verarmten Wasser kommt. Die erhöhte biologische Aktivität in der Region verstärkt zudem die Aufnahme von CO<sub>2</sub>, indem es in Biomasse umgewandelt und in die Tiefe transportiert wird. Die drei untersuchten Eddies wurden vor dem Agulhasstrom und vor Süd Madagaskar entdeckt. Es handelt sich jeweils um antizyklonische Eddies, die abtrieb betreiben. Auffällig für den Eddy vor Süd Madagaskar ist, dass er dieselbe CO<sub>2</sub>-Konzentration wie im Ost-Madagaskar-Strom aufweist, jedoch eine Senke statt einer Quelle darstellt. Dies ist auf die geringeren

Oberflächentemperaturen zurückzuführen und dem damit verbunden Temperatureffekt auf CO<sub>2</sub>. Der zweite Eddy vor dem Agulhasstrom weist dieselben Eigenschaften wie der vor Süd Madagaskar auf. Auch hier kann der negative CO<sub>2</sub>-Fluss auf den Temperatureffekt zurückgeführt werden. Eine erhöhte biologische Aktivität im Randbereich des Eddy's fördert zudem die Aufnahme von CO<sub>2</sub>.

## **Abstract**

The oceans play a crucial role in the global climate system, since they store a large reservoir of carbon and take up atmospheric CO<sub>2</sub> across the air-sea interface. As the climate is rapidly changing due to anthropogenic emissions of CO<sub>2</sub>, it is important to estimate the variability of CO<sub>2</sub> fluxes between the ocean and the atmosphere and to attain a better understanding of marine carbon cycling. This will help to model future CO<sub>2</sub> concentrations in the atmosphere and to develop more accurate climate projections.

In this work the ocean regime of the SW Indian ocean was intensively studied during the research cruise M100/2 with the German research vessel Meteor in October 2013 as part of the multidisciplinary and international project GENUS (Geochemistry and Ecology of the Namibian Upwelling System). The main focus was put on the influence of different oceanic systems on the CO<sub>2</sub> concentration in the ocean including eight systems, two boundary currents, three upwelling cells and three eddies. The biogeochemical data for these systems were obtained with three underway systems (SUNDANS, Picarro, Ferry Box).

The Agulhas Current and East Madagascar Current are characterized by high velocities and CO<sub>2</sub> supersaturated water which they transport southward. The study area of the Agulhas Current off South Africa has minor differences in the CO<sub>2</sub> concentration between the ocean-atmosphere interface. This is a direct result from the interaction between the ocean and the atmosphere along the currents path from the tropics, which causes the water masses of the Agulhas Current to equilibrate. The East Madagascar Current in contrast acts as a source for CO<sub>2</sub> and degases with a rate of 1.26 mol C/m<sup>2</sup>/a, due to its tropical behavior. The upwelling cell on the southern tip of Madagascar is, as most of the upwelling cells in the tropics, also a source for CO<sub>2</sub>. Contrary to the Madagascar cell, the upwelling system on the Agulhas Bank absorbs CO<sub>2</sub>. This could be a result of the hydrographic conditions of the shelf. The Agulhas Current transports CO<sub>2</sub> equilibrated water masses southward. On the bank this water mixes with the cold and CO<sub>2</sub> understaturated Atlantic water whereby CO<sub>2</sub> depleted water is transported to the surface. The high productivity in this region intensifies the uptake of CO<sub>2</sub> by producing organic matter which sinks to the bottom of the ocean as the organism dies. The three examined eddies were located

in the region of the Agulhas Current and southwest of Madagascar. All of these eddies were anticyclonic and thus were characterized by downwelling in their interiors. The South Madagascar Eddy has the same CO<sub>2</sub> concentrations as the East Madagascar Current and acts as a sink instead of a source. This is a result of the lower sea surface temperature and its influence on CO<sub>2</sub>. The second eddy off the Agulhas Current has the same characteristics as the South Madagascar Eddy. Here too, the negative CO<sub>2</sub> flux is a result of the temperature effect. High productivity near the edge also intensifies the uptake of CO<sub>2</sub>.

---

# Inhaltsverzeichnis

<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>iv</b>
<b>Tabellenverzeichnis</b>	<b>v</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2 Untersuchungsgebiet</b>	<b>3</b>
2.1 Westliche Randströme . . . . .	3
2.1.1 Agulhas System . . . . .	3
2.1.2 Ost-Madagaskar-Strom . . . . .	5
2.2 Auftrieb in den Küstenregionen von Südafrika und Süd Madagaskar . . . . .	7
2.3 Mesoskalige Eddies . . . . .	8
<b>3 Daten und Methoden</b>	<b>10</b>
3.1 Meteoerausfahrt M100/2 . . . . .	10
3.2 Messungen auf dem Schiff . . . . .	11
3.2.1 SUNDANS . . . . .	11
3.2.2 Picarro G2201-i . . . . .	11
3.2.3 Ferry Box . . . . .	12
3.2.4 DSHIP . . . . .	12
3.2.5 Ultraschall-Doppler-Profil-Strömungsmesser (ADCP) . . . . .	12
3.3 Satelliten Altimetrie Daten . . . . .	13
3.4 Datenbearbeitung und Validierung mittels Python . . . . .	13
3.4.1 DSHIP Salinität . . . . .	14
3.4.2 Ferry Box Korrekturen . . . . .	15
3.4.3 SUNDANS Druck . . . . .	15
3.4.4 Picarro xCO <sub>2</sub> . . . . .	16
3.5 Berechnungen . . . . .	16
3.5.1 CO <sub>2</sub> -Fugazität . . . . .	16
3.5.2 CO <sub>2</sub> -Fluss . . . . .	17
3.5.3 Sauerstofffluss . . . . .	18
<b>4 Ergebnisse</b>	<b>20</b>
4.1 Gebiet um die Agulhas Bank . . . . .	20
4.2 Gebiet um Süd Madagaskar . . . . .	21

---

4.3	Eddies . . . . .	21
4.3.1	Süd Madagaskar Eddy . . . . .	21
4.3.2	Eddies in der Region des Agulhasstrom . . . . .	22
<b>5</b>	<b>Interpretation und Diskussion</b>	<b>24</b>
5.1	Agulhas- und Ost-Madagaskar-Strom . . . . .	24
5.2	Auftrieb . . . . .	26
5.2.1	Auftrieb vor der Küste von Südafrika . . . . .	26
5.2.2	Auftrieb vor Madagaskar . . . . .	28
5.3	Eddies . . . . .	30
5.3.1	Süd Madagaskar Eddy . . . . .	31
5.3.2	Eddies in der Region des Agulhasstroms . . . . .	34
<b>6</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>38</b>

---

<b>A</b>	<b>Anhang</b>	<b>A-1</b>
A.1	Gemessene Parameter . . . . .	A-1
A.2	Validierung der Parameter . . . . .	A-2
A.3	Chlorophyll-a Satellitendaten . . . . .	A-4
A.4	Delta-Werte der Atmosphäre . . . . .	A-5
A.5	Strömungsmuster von mesoskaligen Eddies . . . . .	A-6

---

## Abbildungsverzeichnis

1	Konzeptionelle Darstellung der Strömungsmuster des Agulhas Systems. . .	4
2	Schematische Zirkulation in der Region um Madagaskar und im Mosambik Kanal. . . . .	6
3	Konzeptionelles Bild der Bildung eines Eddy's. . . . .	8
4	Fahrtverlauf der FS Meteor. . . . .	10
5	Fließschema der Python-Programme. . . . .	14
6	Gebiet um die Agulhas Bank. . . . .	20
7	Gebiet um Süd Madagaskar. . . . .	21
8	Süd Madagaskar Eddy. . . . .	22
9	Eddies in der Region des Agulhasstroms. . . . .	23
10	Meeresoberflächenhöhe für das Gebiet um den Agulhasstrom. . . . .	24
11	Agulhasstrom. . . . .	25
12	Ost-Madagaskar-Strom. . . . .	26
13	Auftrieb in der Region der Agulhas Bank. . . . .	27
14	Auftrieb vor Süd Madagaskar. . . . .	29
15	Meeresoberflächenhöhe für die Südspitze Madagaskars. . . . .	30
16	Meeresoberflächenhöhe für das Gebiet um Süd Madagaskar. . . . .	31
17	Süd Madagaskar Eddy. . . . .	33
18	Meeresoberflächenhöhe für das Gebiet um Südafrika. . . . .	34
19	Eddies in der Region des Agulhasstroms. . . . .	36
1	Validierung der Salinität von DSHIP. . . . .	A-2
2	Korrelation des CO <sub>2</sub> -Gehaltes zwischen SUNDANS und Picarro. . . . .	A-2
3	Validierung der Ferrx Box und SUNDANS Daten. . . . .	A-3
4	Chlorophyll-a Satellitendaten für die Region um die Agulhas Bank. . . . .	A-4
5	Chlorophyll-a Satellitendaten für die Region um die Südspitze Madagaskars.	A-4
6	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -Werte der Atmosphäre. . . . .	A-5
7	Vertikales Strömungsmuster von Eddies. . . . .	A-6





# Tabellenverzeichnis

1 Gemessene Parameter und die verwendeten Methoden. . . . . A-1

# 1 Einleitung

Die Ozeane sind mit einer Abdeckung von 70 % der Erdoberfläche die größten Kohlenstoffreservoirs und spielen somit eine wichtige Rolle im globalen Kohlenstoffkreislauf. Der rezente rapide Anstieg von  $\text{CO}_2$  in der Atmosphäre ist eines der bedeutendsten Umweltprobleme der heutigen Zeit, aufgrund seiner Auswirkungen auf das zukünftige Klima. Seit der vorindustriellen Zeit ist die atmosphärische Konzentration von  $\text{CO}_2$  von circa 280 ppm auf 391 ppm angestiegen, hauptsächlich herbeigeführt durch die Verbrennung von fossilen Brennstoffen, aber auch durch Landnutzung und Zementproduktion (Siegenthaler und Sarmiento, 1993; Sabine et al., 2004). Aufgrund dessen sind die Ozeane mehr und mehr, im Hinblick auf die Aufnahme von  $\text{CO}_2$ , in den Fokus der Wissenschaft gerückt. Die korrekte Einschätzung des Ozean-Atmosphären  $\text{CO}_2$ -Flusses und dessen Raum-Zeit Variabilität ist essentiell für ein besseres Verständnis des globalen Kohlenstoffkreislaufes und der zukünftigen  $\text{CO}_2$ -Konzentration in der Atmosphäre (Takahashi et al., 2009). Der Ozean nimmt, aufgrund des Gasaustausches zwischen dem Ozean und der Atmosphäre, eine Schlüsselrolle im globalen Klimasystem ein. Sabine et al. (2004) prognostiziert, dass 90 % der anthropogenen  $\text{CO}_2$ -Emissionen in den nächsten tausend Jahren von den Ozeanen aufgenommen werden.

In der vorliegenden Arbeit wurde das Augenmerk auf den SW Indischen Ozean und seine Randströme gelegt, sowie auf mesoskalige Aktivitäten. Die Auswirkungen von mesoskaligen Eddies auf den Kohlenstoffkreislauf ist bis heute noch relativ unbekannt. Allgemein liegen für den SW Indischen Ozean, im Gegensatz zu anderen Regionen, vergleichsweise wenige Werte für  $\text{CO}_2$  vor (Takahashi et al., 2009). Der Einfluss von westlichen Randströmen, deren Interaktion mit der Atmosphäre und ihre Auswirkungen auf das Klima, sind dagegen eher bekannt. In den tropischen Regionen stellen sie eine Quelle für  $\text{CO}_2$ , infolge ihrer erhöhten Oberflächentemperaturen, dar. Durch den kontinuierlichen Wärmefluss zwischen Ozean und Atmosphäre ist eine erhöhte Feuchtigkeit in den angrenzenden Küstenregionen dieser Ströme zu vermerken, welches zur langsamen Abkühlung des Oberflächenwassers Richtung Süden führt (Imawaki et al., 2013). Aufgrund des großen Wärmeverlustes kommt es zur Bildung von dichterem Wasser, welches vermehrt  $\text{CO}_2$  aufnehmen und von der Oberfläche nach unten transportieren kann (Cronin et al., 2010).

Auf der Ausfahrt der FS Meteor im Oktober 2013, die in Kooperation mit dem intentionalen Projekt GENUS stattfand, wurden zwei westliche Randströme, drei Auftriebsregionen und drei Eddies, mit Hilfe von drei Underway-Systemen (SUNDANS, Picarro, Ferry Box) und einem Ultraschall-Doppler-Profil-Strömungsmesser, beprobt. Durch diese Geräte wurde sowohl die  $\text{CO}_2$ - und  $\text{O}_2$ -Konzentration des Wassers, als auch die Temperatur, Salinität

und Strömungsgeschwindigkeit bestimmt. Anhand dessen, konnte Einsicht in die biogeochemischen als auch physikalischen Prozesse der einzelnen Regionen gewonnen werden.

## 2 Untersuchungsgebiet

Der SW Indische Ozean besteht aus einem großen Gebiet, in welchem, aufgrund von vielen mittelozeanischen Rücken, das Wasser seichter als 4000 m ist. Er liegt in einer temperierten bis warmen Klimazone und weist Wassertemperaturen zwischen 10 °C und 30 °C auf (Lutjeharms, 2006a). Die Wassermassen des SW Indischen Ozeans bestehen hauptsächlich aus subtropischen Oberflächenwasser, welches Salinitäten von 35,5 und höher besitzt (Duncan, 1970). An der Ostküste von Südafrika und an der Südspitze Madagaskars sind jedoch vorwiegend tropische Wassermassen vorzufinden, welche Temperaturen von über 23 °C und Salinitäten unter 35 aufweisen (Lutjeharms, 2006a; Duncan, 1970).

### 2.1 Westliche Randströme

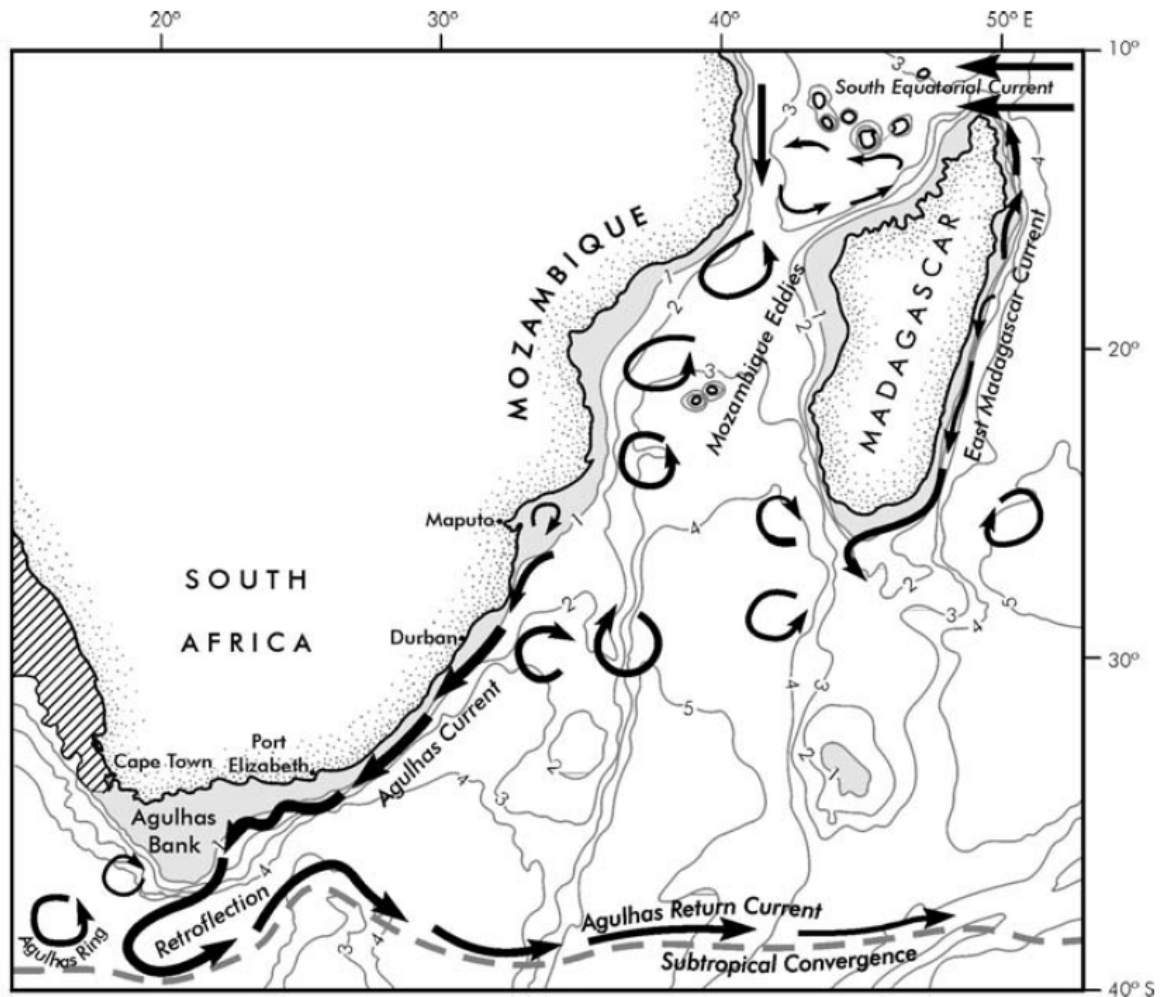
Westliche Randströme (WBCs) sind starke andauernde Ströme entlang westlicher Grenzen der großen Ozeanbecken. Sie sind zudem schmal, fließen polwärts und sind windgetrieben (Lutjeharms, 2006a). Zudem weisen WBCs oft eine hohe Interaktion mit der Atmosphäre und Eddy-Energetische Energie auf (Imawaki et al., 2013). Der Agulhas- und der Ost-Madagaskar-Strom, sind die WBCs des SW Indischen Ozeans.

#### 2.1.1 Agulhas System

Der Agulhasstrom (AC) ist der größte westliche Randstrom und bildet einen Teil des subtropischen Indischen Ozean Wirbels. Er transportiert tropisches und subtropisches Wasser zwischen 27 °S und 37 °S entlang des östlichen Randes des südlichen Afrikas und entsteht durch die großskaligen Windfelder der Südostpassate und der südhemisphärischen Westwinde (Lutjeharms, 2006a). Der Strom wird durch Wasser des subtropischen Wirbels, des Roten Meeres und des Arabischen Meeres sowie des Indonesischen Durchflusses und des äquatorialen Indischen Ozeans gespeist. Verantwortlich hierfür sind der Ost-Madagaskar-Strom (EMC) und mesoskalige Eddies aus dem Mosambik Kanal (Beal et al., 2006).

Das Agulhas System kann in einen nördlichen und einen südlichen Strom unterteilt werden. Der Nördliche verläuft dicht an der Schelfkante und ist aufgrund dessen extrem stabil (Lutjeharms, 2006b,a). Der Südliche dagegen bildet am östlichen Rand der Agulhas Bank, welche südlich von Afrika gelegen ist, Mäander aus (Harris et al., 1978). Das südliche Agulhas System wird durch drei Komponenten dominiert: den südlichen AC, seine

Retrofektion und den Agulhasrückstrom (Valentine et al., 1993) (Abb. 1).



**Abbildung 1:** Konzeptionelle Darstellung der Strömungsmuster des Agulhas Systems. Nach Lutjeharms (2006b).

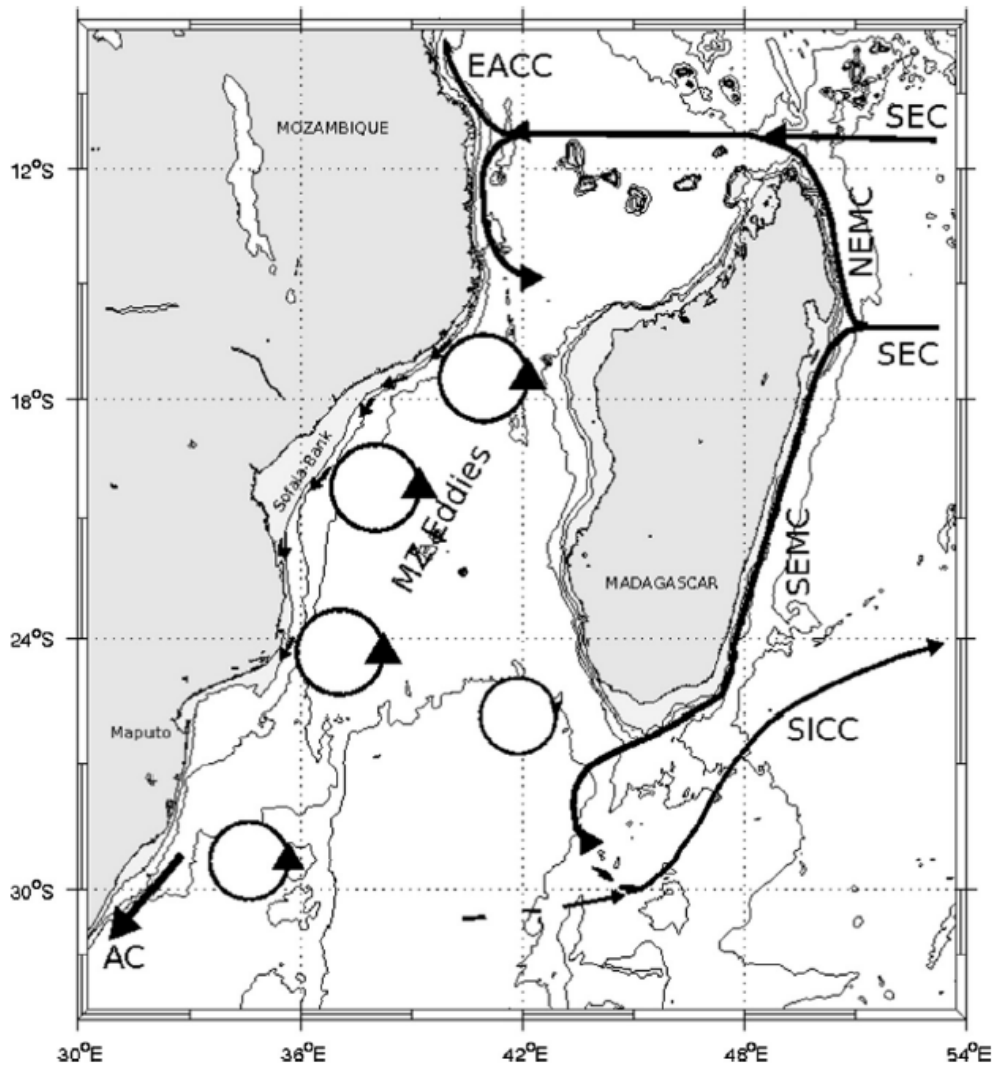
Die Schleife der Retrofektion auf der Agulhas Bank zwischen 20 °E und 15 °E, hat einen durchschnittlichen Durchmesser von 300 bis 400 km (Lutjeharms und Van Ballegooyen, 1988) und propagiert stetig in den Süd Atlantik (Lutjeharms, 2006b). Dabei kommt es zur Abspaltung der sogenannten Agulhas Ringe, welche warmes und salzhaltiges Wasser aus dem Indischen Ozean in den Atlantik transportieren (de Ruijter et al., 2004; Lutjeharms, 2006b,a; Valentine et al., 1993; Lutjeharms und Van Ballegooyen, 1988). Es hat sich gezeigt, dass dieser Austauschprozess den oberen Teil der atlantischen meridionalen Umwälzzirkulation (AMOC) speist (Beal et al., 2011). Der Restbestand des Wassers des ACs fließt als Agulhasrückstrom zurück in den Süd Indischen Ozean. Seine generelle Bewegung ist zonal mit weitläufigen meridionalen Abweichungen (Mäander), die die Topographie widerspiegeln (Lutjeharms und Van Ballegooyen, 1984; Lutjeharms, 2006a; Gordon et al., 1987). Nördliche Abweichungen werden vorherrschend bei 26,8 °E, 32,6 °E und 38,9 °E vorgefunden, mit einer Länge von 500 km (Lutjeharms, 2006a).

Die hydrographischen Begebenheiten des Agulhas Systems unterscheiden sich anhand der einzelnen Regionen. Der nördliche Teil weist Temperaturen von 28 °C im Februar und 23 °C im Juli auf, und besteht hauptsächlich aus tropischen und subtropischen Oberflächenwasser (Lutjeharms, 2006a). Der südliche AC weist dagegen Temperaturen zwischen 23 - 26 °C und Oberflächensalinitäten von 35,4 auf (Gordon et al., 1987). In dem Gebiet der Agulhas Retroflektion sind Oberflächentemperaturen von 16 - 26 °C anzutreffen und Salinitäten von 35,5. Die Wassermassen des Agulhasrückstroms ändern sich aufgrund von Ozean-Atmosphären Interaktionen und dem Vermischen von angrenzenden Wassermassen (Lutjeharms und Ansorge, 2001).

### 2.1.2 Ost-Madagaskar-Strom

Der Südäquatorialstrom (SEC) des Indischen Ozeans fließt westwärts zwischen 10 - 20 °S und gabelt sich an der Küste von Madagaskar bei zirka 20 °S in einen nördlichen und südlichen Zweig (Swallow et al., 1988; Palastanga und Van Leeuwen, 2006) (Abb. 2). Der nördliche Zweig formt an der nördlichen Spitze der Insel den Nord-Madagaskar-Strom (NMC), während der Südliche um 17 °S den Ost-Madagaskar-Strom (EMC) speist (Palastanga und Van Leeuwen, 2006). Der NMC umrundet Cape Amber und mäandriert dann westwärts nach der Ablösung von Madagaskar (Quadfasel und Swallow, 1986; Lutjeharms, 1976). Bei der Annäherung an Afrika gabelt er sich erneut und fließt als Mosambikstrom weiter polwärts. Anhand von Satellitendaten konnte ausgemacht werden, dass er nicht als westlicher Randstrom weiterfließt sondern in große, tiefreichende antizyklonische Eddies aufbricht (de Ruijter et al., 2004) (Abb. 2).

Der EMC, welcher polwärts entlang des östlichen Randes von Madagaskar fließt, kann als kleiner westlicher Randstrom bezeichnet werden (Quartly et al., 2006; Lutjeharms et al., 1981) und bildet einen Teil des westlichen Randstromsystems des subtropischen Wirbels. Der EMC ist zudem schmal und folgt eng dem Rand des Kontinentalschelfs. Der steile Kontinentalabhang tendiert dazu den Strom zu stabilisieren (Lutjeharms, 2006a). Das Verhalten des Stroms südlich von Madagaskar ist nicht eindeutig. Einige Autoren gehen davon aus, dass der EMC sich an der Südspitze ähnlich verhält wie der AC, dass er retroflektiert. Der Hauptteil des Stroms dreht sich dementsprechend antizyklonisch um sich selbst und fließt danach nach Osten zurück (Lutjeharms et al., 1981; Lutjeharms und Machu, 2000). Laut Quartly et al. (2006) ist eine Retroflektion, wie sie bei dem AC stattfindet, jedoch nicht möglich. Es liegt weder ein eindeutiges Windfeld vor, noch ist Auftriebskraft vorhanden, die einen langfristigen Strom nach Osten, bei 25 - 30 °S, hervorrufen könnten.



**Abbildung 2:** Schematische Zirkulation in der Region um Madagaskar und im Mosambik Kanal. Südäquatorialstrom (SEC), Ostafrikanischer Küstenstrom (EACC), Nord-Madagaskar-Strom (NEMC), Ost-Madagaskar-Strom (SEMC) und der Agulhasstrom (AC). Südlich von 12°S spaltet sich der SEC an der Küste von Madagaskar in den NEMC und den SEMC auf. Eddies dominieren den Strom im westlichen Mosambik Kanal. Nach Halo et al. (2014).

Die kleinskalige kurzfristige Rezirkulation nach Osten, die auf Satellitenbildern der Oberflächentemperatur und der Ozeanfarbe zu erkennen ist, kann durch antizyklonische Bewegung in der Region erklärt werden. Es ist demnach eine temporäre Rezirkulation nach Osten vorhanden, aber mit keinem ostwärts fließenden Rückstrom (Quartly et al., 2006).

Der EMC besitzt eindeutige Temperatur-Salinitäts Charakteristika. Wassermassen in den oberen 50 m weisen Temperaturen höher als 23 °C auf und Salinitätswerte, die unter 35 liegen (Lutjeharms, 2006a).

## 2.2 Auftrieb in den Küstenregionen von Südafrika und Süd Madagaskar

Auftrieb, gleichzusetzen mit dem englischen Begriff upwelling, existiert in vielen Regionen auf der Welt, insbesondere entlang des Äquators und in Regionen assoziiert mit westlichen Randströmen. Die Lokation von Auftrieb ist in Küstengebieten jedoch, aufgrund der Küstentopographie, der Schelfkante und der Windintensität schwer abzuschätzen (Estrade et al., 2008). Die primäre Antriebskraft für Auftrieb ist meist Divergenz, wodurch es zu einem vertikalen Auftrieb von kaltem, nährstoffreichem Wasser kommt (Messié et al., 2009). Hervorgerufen wird die Divergenz durch den Ekman-Transport von Oberflächenwasser (DiMarco et al., 2000), welcher immer senkrecht zur Windrichtung gelegen ist.

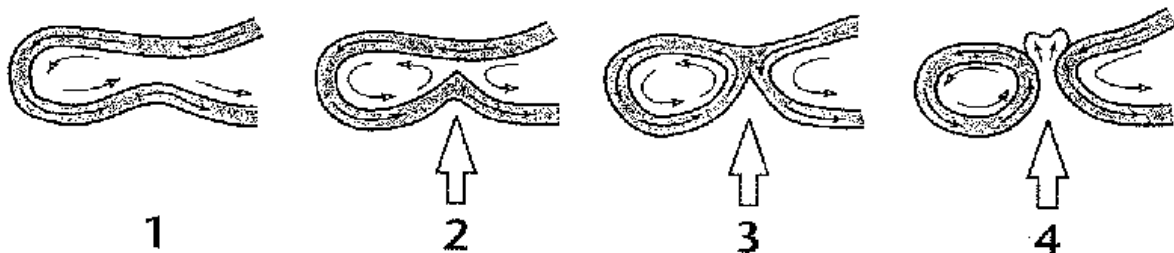
In verschiedenen Gebieten um Afrika ist Auftrieb zu beobachten. Auf der westlichen Seite des Kontinents ist das Benguela-Auftriebssystem (BUS) gelegen, welches sich von 14 °S bis 33 °S erstreckt und in ein nördliches (14 - 20 °S) und ein südliches (20 - 33 °S) Gebiet untergliedert werden kann (Shannon, 1985). Ein weiteres Auftriebsgebiet bei Afrika befindet sich auf der Agulhas Bank, wo es aufgrund des ACs, dem Windeinfluss und der mesoskaligen Aktivität zu küstennahem Auftrieb kommt. Bekannte Auftrieb-Zellen auf der Bank sind die Cape Peninsula Zelle bei Kapstadt zwischen Cape Agulhas und Cape Point Valley (Santana-Casiano et al., 2009), die Port Alfred Zelle und die Zelle bei Algoa Bay, Port Elizabeth (Lutjeharms, 2006a). Bei der Cape Peninsula Zelle handelt es sich um die südlichste Zelle des BUS, die hauptsächlich Wind-getrieben ist (Santana-Casiano et al., 2009). Bei der Zelle bei Algoa Bay wird davon ausgegangen, dass sie durch das Mäandrieren des ACs und durch Auftrieb an der Schelfkante hervorgerufen wird. Die Port Alfred Zelle wiederum ist Wind-getrieben. Ostwinde führen zu einer Offshore Bewegung des Oberflächenwassers, aufgrund des Ekman-Transports, was zu einer lokalen Divergenz führt, die tiefer gelegenes Wasser nach oben bringt (Lutjeharms, 2006a; Lutjeharms et al., 2000).

Weiterer küstennaher Auftrieb ist an der Südspitze Madagaskars zu beobachten. Auf der westlichen Seite bei Andriamanoa ist eine Zelle gelegen, bei der aus unter 100 m subtropisches Wasser nach oben transportiert wird. Sie wird durch Auftrieb an der Innenseite des EMC hervorgerufen (Lutjeharms, 2006a). Eine weiteres Auftriebsgebiet ist auf der östlichen Seite gelegen. Es scheint durch die Änderung des Schelfs von einem schmalen auf einen weitem hervorgerufen zu werden (Lutjeharms und Machu, 2000). Dabei kommt es zur Ausbildung eines zyklonischen Eddy's durch die Separation des EMCs von der Küste (Machu et al., 2002).



## 2.3 Mesoskalige Eddies

Mesoskalige Wirbel, im weiteren Verlauf als mesoskalige Eddies bezeichnet, sind dynamische, wirbelnde, zeitabhängige Strukturen, die einen Durchmesser von zehn bis einigen hundert Kilometern aufweisen können, mit einer Lebensdauer von einigen Wochen bis Monaten (Tew Kai und Marsac, 2010). Die am besten untersuchten Eddies sind die des Golfstroms. Sie entstehen durch das Mäandrieren des Stromes, wenn die Auslenkung eines Mäanders sehr groß wird. Der enge Teil dieses Mäanders wird abgetrennt und produziert eine separate Zirkulation (Abb.3), die sich vom Strom unterscheidet (Saunders, 1971).



**Abbildung 3:** Konzeptionelles Bild der Einleitung (2), Entwicklung (3) und Abspaltung eines Eddy's von einem Strom. Nach Lutjeharms und Van Ballegooyen (1988).

Es sind zwei Arten von Eddies in den Ozeanen anzutreffen, die Antizyklonischen und die Zyklonischen. Bei den Antizyklonischen handelt es sich um Warmwasser-Eddies, die sich auf der Südhemisphäre entgegen und auf der Nordhemisphäre im Uhrzeigersinn drehen. Die Zyklonischen sind dagegen Kaltwasser-Eddies, welche sich auf der Südhemisphäre im Uhrzeigersinn und auf der Nordhemisphäre gegen den Uhrzeigersinn drehen (Bakun, 2006). Ein weiterer Unterschied besteht in dem Verhalten der Eddies. Die Zyklonischen betreiben Auftrieb, wohingegen die Antizyklonischen abtrieb betreiben (Bakun, 2006). Bei beiden Arten ist jedoch jeweils im Randbereich des Eddy's, aufgrund von submesoskaligem Auftrieb (Siegel et al., 2011), eine erhöhte Chlorophyll-Konzentration vorhanden (Quartly et al., 2005; Chelton et al., 2011a).

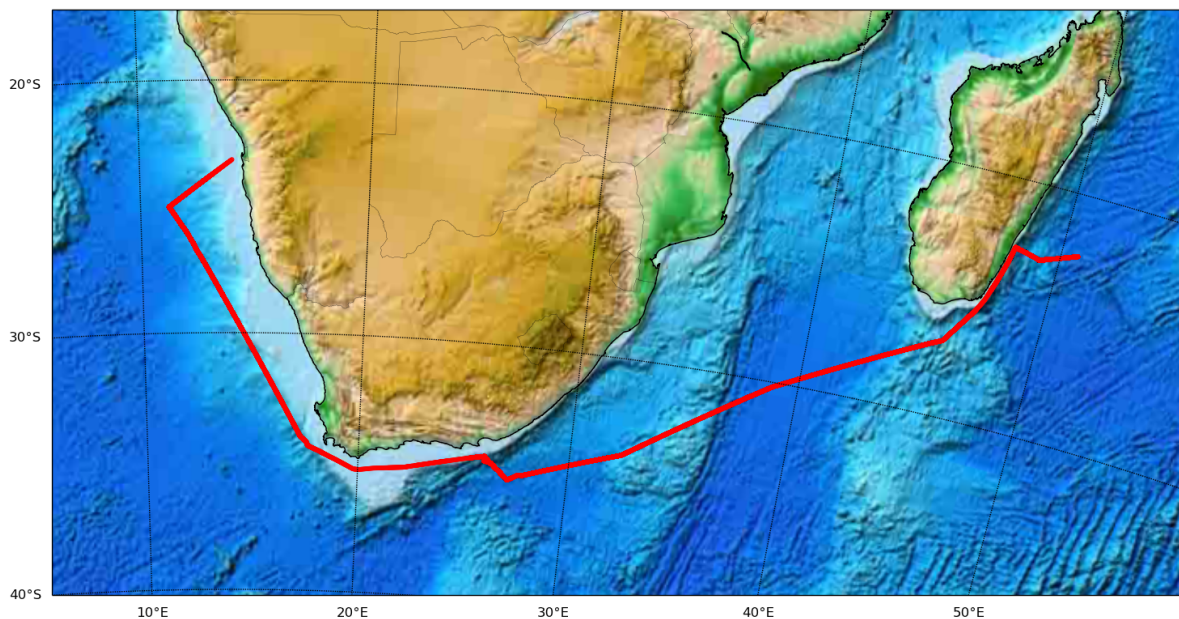
In der Region des SW Indischen Ozeans sind vermehrt mesoskalige Aktivitäten vorzufinden, zum einem in dem Gebiet um die Agulhas Retrofektion herum, zum anderen im Mosambik Kanal und an der Südspitze Madagaskars. Im Mosambik Kanal sind vorzugsweise antizyklonische Eddies anzutreffen, die an zwei verschiedenen Regionen in dem Kanal gebildet werden. Einmal bei 12 °S, westlich von Cape Amber, und zum anderen bei 40 °S, 43 °E (Halo et al., 2014). Zyklonische Eddies sind jedoch auch allgegenwärtig. Ihr Bildungsort scheint sich auf den östlichen Teil des Kanals zu beschränken, bei 16 °S, 44 °E (Halo et al., 2014). In der Region um Madagaskar herum ist vermehrte mesoskalige Aktivität bei 25 °S anzutreffen. Hierbei handelt es sich um ein Band aus Eddies, die vom Leeuwin-Strom

vor Australien abgespalten wurden und sich zonal ausgebreitet haben (Quartly et al., 2006). Desweiteren kommt es am EMC häufig zur Bildung von antizyklonischen Eddies, durch den Abschluss einer Schleife von dem Strom (Ridderinkhof et al., 2013; Lutjeharms und Machu, 2000; de Ruijter et al., 2004) und von Zyklonischen als Lee Eddies an der küstennahen Seite des separierenden EMCs (Ridderinkhof et al., 2013). Die vermehrte mesoskalige Aktivität in dem Bereich der Agulhas Retrofektion ist zum einem darauf zurückzuführen, dass Eddies aus dem Mosambik Kanal und von Madagaskar dorthin migrieren (Schouten et al., 2002; Gründlingh et al., 1991; de Ruijter et al., 2004), zum anderen aber auch aufgrund des Mäandrierens des ACs, wodurch es zur Abspaltung der sogenannten Agulhas Ringe kommt (de Ruijter et al., 2004; Lutjeharms, 2006b,a).

## 3 Daten und Methoden

### 3.1 Meteorausfahrt M100/2

Alle Daten, die in dieser Arbeit verwendet wurden, entstanden während der Forschungsreise M100/2 an Bord des deutschen Forschungsschiffes Meteor, vom 4.10 bis 21.10.2013 (Abb. 4), als Teil des multidisziplinären und internationalen Projektes GENUS (Geochemistry and Ecology of the Namibian Upwelling System). Das Ziel der Ausfahrt war Einsicht in biogeochemische Austauschprozesse, der Ökologie und der hydrographischen Begebenheiten in der Region des SW Indischen Ozeans zu erlangen. Hierfür wurden drei Arbeitsgebiete beprobt: das Benguela-Auftriebssystem, das Agulhasstromsystem und der Ost-Madagaskar-Strom. Für die Quantifizierung der Kohlenstoffdynamik wurden atmosphärische und ozeanographische Messungen von Kohlenstoffdioxid, als auch  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  Isotopenverhältnisse, kontinuierlich erhoben. Dies geschah mit Hilfe von drei Underway-Systemen: SUNDANS, Picarro G2201-i und Ferry Box. Insgesamt wurden auf der Ausfahrt 17 biogeochemische Parameter gemessen, von denen sieben für die nähere Betrachtung und Weiterverarbeitung mittels Python genutzt wurden (siehe Anhang A.1 Tab. 1). Desweiteren wurden noch ADCP-Daten von den physikalischen Ozeanographen, mit einem Ultraschall-Doppler-Profil-Strömungsmesser, erhoben.



**Abbildung 4:** Fahrtverlauf der FS Meteor von Walvis Bay (Namibia) nach Port Louis (Mauritius) im Oktober 2013.

## 3.2 Messungen auf dem Schiff

Die Underway-Systeme wurden mit Oberflächenwasser vom Lotschacht, welcher im Inneren des Schiffes gelegen ist, versorgt. Von dort wurde das Wasser über das Geo Labor zu dem Chemie Labor (Labor 6), wo die einzelnen Geräte installiert waren, gepumpt. Aufgrund des schiffsinternen Transportes des Oberflächenwassers kam es zu einem durchschnittlichen Temperaturunterschied von 0,62 °C zwischen der Temperatur des Oberflächenwassers und des Equilibrators.

### 3.2.1 SUNDANS

Das SUNDANS-System (SURface UNDERway carbon Dioxide partial pressure ANALyser), entwickelt von MARIANDA (marine analytics and data) in Kiel, dient zur kontinuierlichen Erfassung des CO<sub>2</sub>-Partialdrucks im Oberflächenwasser, als auch dem atmosphärischen Druck, der Temperatur und der geographischen Position. Das System besteht insgesamt aus vier Elementen: einer Trockenbox, welche den Steuer-PC und den LICOR IR-Sensor (LI-7000) umfasst, einer Nassbox mit einem Equilibriator, einer Filterbox und einer Deckbox mit einem GPS-Sensor und Barometer. Der Licor IR-Sensor wurde alle sechs bis acht Stunden unter Verwendung von drei Standardgasen, von Deuste Steininger, kalibriert. Für diesen Zweck wurde zum einen reiner Stickstoff ohne CO<sub>2</sub> und zum anderen zwei Validierungsgase mit einer CO<sub>2</sub>-Konzentration von 380,9 ppm und 799,4 ppm verwendet. Die Validierungsgase wurden zuvor gegen NOAA Standardgase am Zentrum für Marine Tropenökologie (ZMT) kalibriert. Die Datenerhebung erfolgte alle fünf bis sechs Sekunden, die anschließend mit Hilfe von Python zu Minuten gemittelt wurden.

### 3.2.2 Picarro G2201-i

Zusätzlich zu dem SUNDANS wurde außerdem das Picarro G2201-i (Cavity ring down Spektroskopie) System, zur Messung von xCO<sub>2</sub> und xCH<sub>4</sub> im Wasser und der Atmosphäre über einen zweiten Equilibriator, genutzt. Parallel wurde zudem die stabile Kohlenstoffisotopenzusammensetzung des CO<sub>2</sub> ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ ) und CH<sub>4</sub> ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ ) gemessen. Das Picarro-System hat 60 Minuten lang die atmosphärischen Gase ermittelt und 280 Minuten die Gase aus dem Equilibriator. Zwischen diesen beiden Modi wurden die Gase vom Equilibriator und die Atmosphärischen genutzt, um das System durchzuspülen. Diese Perioden des Durchspülens sind nicht mit einbezogen worden. Das Picarro-System wurde einmal am Tag mit Hilfe

des Jena-secondary Standardgases kalibriert. Dafür wurde der Sequenzer gestoppt und das Valco Ventil wurde auf Nummer 2 gesetzt. Die Datenerhebung erfolgte, im Gegensatz zum SUNDANS, jede Sekunde. Die Cavity-Ring-Down-Spektroskopie ist eine hochempfindliche optische Spektroskopietechnik, die es ermöglicht gasförmige Proben, die Licht eines bestimmten Spektrums absorbieren, zu studieren und den Stoffmengenanteil bis auf ein Teil pro Million zu analysieren.

### **3.2.3 Ferry Box**

Die Ferrybox wurde vom Helmholtz Zentrum Geesthacht in Zusammenarbeit mit der Firma 4H Jena Engineering GmbH in Deutschland entwickelt. Sie ist ausgestattet mit einer SBE45 Mikro TSG, einer AANDERA Sauerstoffoptode 3835 (S/N 1732-SR10/RS-232) und einem pH-Sensor (Meinsberger Elektrode – EGA 140/PT1000). Insgesamt wurden vier Parameter mittels der Ferry Box erhoben: pH, Sauerstoff, Salinität und die Oberflächentemperatur.

### **3.2.4 DSHIP**

Vom Deutschen Wetterdienst (DWD) wurde über das DSHIP-System die Windgeschwindigkeit und der atmosphärische Druck für alle Wissenschaftler an Bord zur Verfügung gestellt. Die Windgeschwindigkeit und Richtung wurde mithilfe eines Ultraschallsensors (Thiess, Typ 4.3810) ermittelt, welcher in einer ungefähren Höhe von 35 m angebracht war. Desweiteren wurden auch die Oberflächentemperatur und die Salinität, die mithilfe des Thermosalinographen (TSG) ermittelt wurden, über das System verteilt.

### **3.2.5 Ultraschall-Doppler-Profil-Strömungsmesser (ADCP)**

Strömungsmessungen wurden kontinuierlich während der Ausfahrt unter Einsatz der zwei schiffsinternen Wandler durchgeführt. Der ADCP misst anhand des Doppler-Effekts die relative Strömungsrichtung und Geschwindigkeit der Wassersäule. An Bord befanden sich zwei Wandler mit unterschiedlichen Frequenzen (75, 38 kHz). Der 75 kHz Wandler ist fest im Schiffsboden installiert und wurde in einem 45° Winkel angebracht, um eine Interferenz der beiden Wandler auszuschließen. Der 38 kHz wurde im Lotschacht montiert in einem 0° Winkel relativ zur Schiffslängsachse. Abhängig von der Region und dem Seegang unterschied sich die Reichweite der Instrumente zwischen 500 - 1100 m

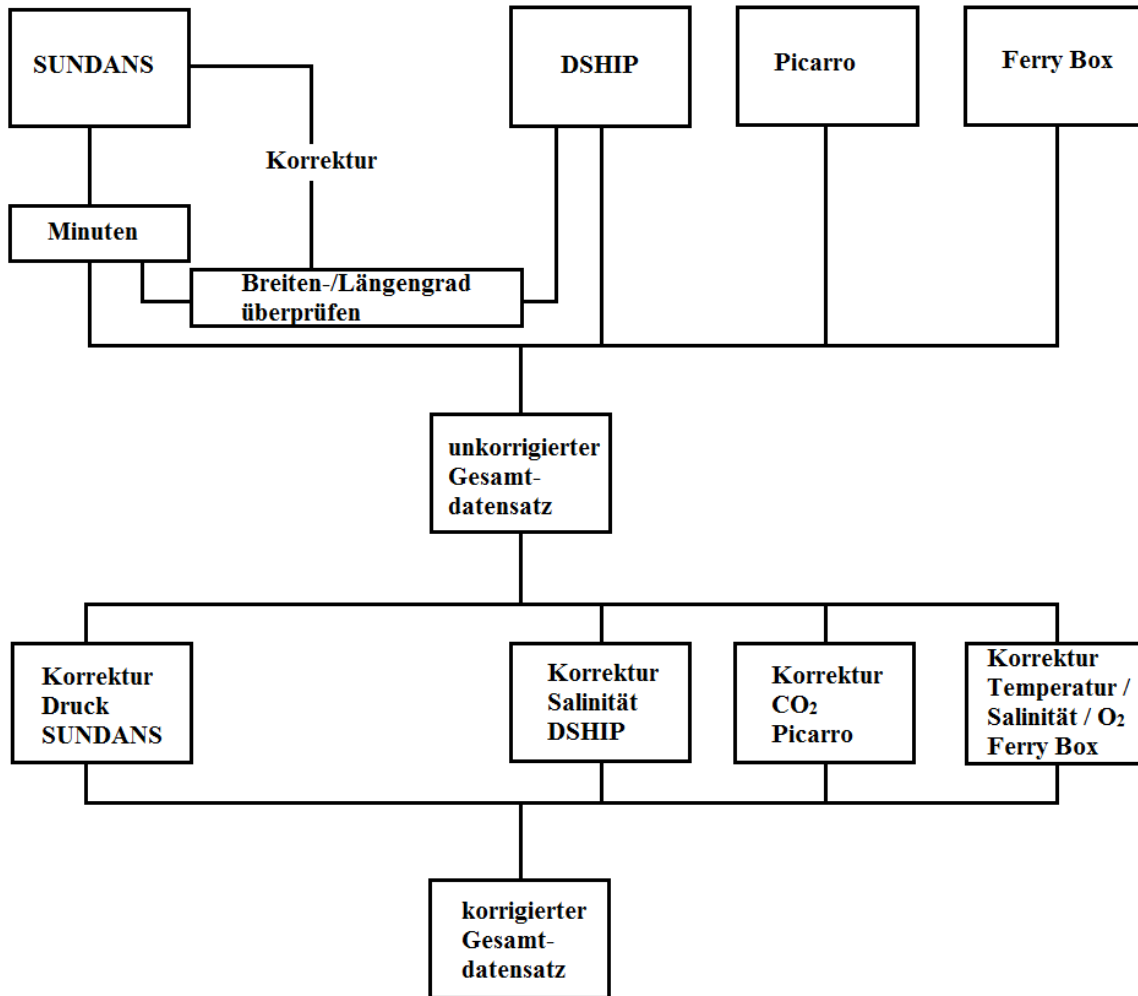
für 38 kHz und 550 - 750 m für 75 kHz. Die Instrumente wurden programmiert in einer Rate von 2 - 3 Sekunden für den 75 kHz und 3 - 4 Sekunden für 38 kHz Wandler zu pingen.

### **3.3 Satelliten Altimetrie Daten**

Die Satelliten Höhenmessung stellt Informationen über Variationen in der Meeresoberflächenhöhe bereit, die für die Untersuchung von mesoskaligen Aktivitäten hilfreich sind. Das gerasterte Datenprodukt, hergestellt von Ssalto/Duacs und verteilt von AVISO, kombiniert Altimetermessungen von mehreren Satelliten. In dieser Arbeit wurden die gerasterten Karten der absoluten dynamischen Topographie verwendet und mit Ocean Data View (ODV) dargestellt.

### **3.4 Datenbearbeitung und Validierung mittels Python**

Die durch die einzelnen Underway-Systeme gemessenen Datensätze wurden für die Bereinigung und Weiterverarbeitung mittels Python bearbeitet. Bei Python handelt es sich um eine universelle Programmiersprache. Für die Validierung der Daten wurden Programme entwickelt, um einzelne Datenreihen zu korrigieren. Als erstes wurden die Ausgangsprogramme zum Lesen der Datensätze der einzelnen Systeme benutzt (SUNDANS, Picarro, Ferry Box, DSHIP). Diese befanden sich jedoch nicht im gleichen Format, sodass für das SUNDANS- und das Picarro-System die Daten jeweils auf Minuten gemittelt werden mussten. Daraufhin konnten die einzelnen Datensätze zu einem Großen zusammengefasst werden, mit dessen Hilfe weitere Korrekturen durchgeführt werden konnten. Desweiteren wurde überprüft, ob die Breiten- und Längengrade von SUNDANS und DSHIP übereinstimmen. Für diesen Zweck wurden die Werte in einem Programm gegeneinander korreliert und ausgewertet. Bei dem SUNDANS-System war eine Abweichung der Breiten- als auch der Längengrade von einer Stunde und acht Minuten zu verzeichnen. Dafür wurde eine Korrektur in dem Ursprungsprogramm für die Auslesung der Daten von SUNDANS, bei „local time shift“, vorgenommen.



**Abbildung 5:** Fließschema der einzelnen Python-Programme für die Verarbeitung der Datensätze.

### 3.4.1 DSHIP Salinität

Im Hinblick auf die Kalibrierung der TSG-Salinität wurden Wasserproben für die Bestimmung des Salzgehaltes von den physikalischen Ozeanographen genommen. Die TSG-Daten wurden auf 10 Minuten gemittelt und mit den Wasserproben, die mithilfe eines Salinometers gemessen wurden, kalibriert. Dieser kalibrierte Datensatz wurde danach für die Neukalibrierung der DSHIP-Daten genutzt. Die erhaltene Regressionsgleichung (siehe Anhang A.2 Abb. 2) konnte dann für die Korrektur der eine Minute DSHIP-Daten genutzt werden.

$$\text{Salinität} = 0,951587086069 * \text{Salinität(TSG Minute)} + 1,7882097583 \quad (3.1)$$

### 3.4.2 Ferry Box Korrekturen

Die korrigierte Salinität von DSHIP als auch die Oberflächentemperatur (SST), welche in einer ungefähren Wassertiefe von sechs Metern gemessen wurde, wurden genutzt um die Ferry Box Daten zu korrigieren (siehe Anhang A.2 Abb. 3).

$$\text{Salinität} = 0,988924976327 * \text{Salinität(Ferry Box)} + 0,846110207843 \quad (3.2)$$

$$\text{SST} = 1,00162727829 * \text{SST(Ferry Box)} + 0,0392588499877 \quad (3.3)$$

Für die Kalibrierung der AANDERA Sauerstoffoptode 3835 (S/N 1732 – SR10/RS-232) und des pH-Sensor (Meinsberger Elektrode – EGA 140 /PT1000) wurden Wasserproben für die Bestimmung der Sauerstoffkonzentration und der Gesamtalkalinität (TA) genommen. Die Winkler-Methode und eine automatische TA-Titration wurden für die Bestimmung des Sauerstoffgehaltes benutzt.

$$\text{O}_2 = 1,31509108446 * \text{O}_2(\text{Ferry Box}) - 88,4053843691 \quad (3.4)$$

$$\text{pH} = 0,970077514524 * \text{pH(Ferry Box)} + 0,236320429925 \quad (3.5)$$

### 3.4.3 SUNDANS Druck

Für die Korrektur des atmosphärischen Drucks wurde eine Korrelation mit den Messungen des DWD, die über das DSHIP-System zu Verfügung gestellt wurden, durchgeführt. Anhand dieser Korrelation wurde eine Regressionsgleichung erstellt und auf die SUNDANS Daten angewandt (siehe Anhang A.2 Abb. 3).

$$\text{Atmosphärischer Druck} = 0,807729340958 * \text{Druck(SUNDANS)} + 192,638137446 \quad (3.6)$$



### 3.4.4 Picarro xCO<sub>2</sub>

Für Validierungszwecke wurden die gemessenen CO<sub>2</sub>-Gehalte von SUNDANS und Picarro verglichen, welche eine gute Korrelation mit einer durchschnittlichen Abweichung von 4 ppm aufzeigten (siehe A.2 Abb.2). Desweiteren wurden die Daten vom Picarro-System gegen die Deuste Steininger Standardgase kalibriert. Daraus ergab sich eine Eichkurve, die für die Korrektur der Picarro Daten verwendet wurde.

$$x\text{CO}_2 = 0,9977813 * x\text{CO}_2(\text{Picarro}) - 1,3970096 \quad (3.7)$$

## 3.5 Berechnungen

Nach der Bereinigung und Validierung der einzelnen Datenpakete mittels Python konnten die Berechnungen für den CO<sub>2</sub>- und O<sub>2</sub>-Fluss durchgeführt werden. Hierfür mussten jedoch vorher noch einzelne andere Parameter bestimmt werden.

### 3.5.1 CO<sub>2</sub>-Fugazität

Die CO<sub>2</sub> Oberflächenwerte wurden von dem SUNDANS- und Picarro-System in xCO<sub>2</sub> geliefert. Um die Fugazität zu berechnen, musste zuerst der CO<sub>2</sub>-Partialdruck bestimmt werden. Die Berechnung wurde nach Zeebe und Wolf-Gladrow (2001) durchgeführt.

$$p\text{CO}_2 = x\text{CO}_2 * (P - p\text{H}_2\text{O}) \quad (3.8)$$

wobei P der Druck in Pascal ist.

Bei Daten, die im Wasser equilibriert sind, muss der Sättigungsdampfdruck von Wasser berücksichtigt werden.

$$\ln p\text{H}_2\text{O} = 24,4543 - \left(\frac{6745,09}{T_{kE}}\right) - 4,8489 * \ln\left(\frac{T_{kE}}{100}\right) - 0,000544 * S \quad (3.9)$$

wobei T<sub>kE</sub> die Equilibratortemperatur in Kelvin ist und S die Salinität.

Anhand des Partialdrucks kann dann die Fugazität von CO<sub>2</sub> bestimmt werden.

$$f\text{CO}_2 = p\text{CO}_2 * \exp\left(p * \left(\frac{B + 2 * \delta}{R * T_k}\right)\right) \quad (3.10)$$

wobei pCO<sub>2</sub> und fCO<sub>2</sub> in μatm sind, p ist der Druck in Pascal, T<sub>k</sub> ist die Temperatur in Kelvin, R = 8,314 J K<sup>-1</sup> mol<sup>-1</sup> ist die universale Gaskonstante, die Virialkoeffizienten von CO<sub>2</sub> (B und δ) sind in m<sup>3</sup> mol<sup>-1</sup>.

Der Parameter B wurde nach Weiss (1974) bestimmt und ist von der Temperatur abhängig:

$$B = (-1636,75 + 12,0408 * T_k - 3,27957^{-2} * T_k^2 + 3,16528^{-5} * T_k^3) * 10^{-6} \quad (3.11)$$

Der Parameter δ wurde wie folgt berechnet:

$$\delta = (57,7 - 0,118 * T_k) * 10^{-6} \quad (3.12)$$

Zusätzlich wurde die Fugazität aufgrund der Temperaturabweichung zwischen der Equilibratortemperatur und der Oberflächentemperatur korrigiert.

$$f\text{CO}_2 = f\text{CO}_2 * \exp(0,0423 * (T_S - T_E)) \quad (3.13)$$

wobei T<sub>S</sub> die Oberflächentemperatur und T<sub>E</sub> die Equilibratortemperatur in °C ist.

### 3.5.2 CO<sub>2</sub>-Fluss

Die treibende Kraft hinter dem Gasfluss zwischen dem Ozean und der Atmosphäre ist vor allem der Unterschied des CO<sub>2</sub>-Partialdruckes zwischen den beiden Phasen. Desweiteren ist der CO<sub>2</sub>-Fluss abhängig von der Windgeschwindigkeit und von dem Ausmaß der Über-/Untersättigung. Für die Berechnung des Austauschoeffizienten K<sub>w</sub> wurde die Formel von Wanninkhof (1992) verwendet.

$$K_w = 0,39 * u^2 * \left(\frac{Sc}{660}\right)^{-1/2} \quad (3.14)$$

wobei u ist die Windgeschwindigkeit in m s<sup>-1</sup> ist und Sc die Schmidt Nummer für CO<sub>2</sub>.

Die Schmidt Nummer wurde nach Wanninkhof (1992) kalkuliert. Die Berechnung gilt für eine Oberflächentemperatur bis 30 °C und einer Salinität von 35.

$$Sc = 2073,1 - 125,62 * T + 3,6276 * T^2 - 0,043219 * T^3 \quad (3.15)$$

wobei T die Temperatur in °C ist.

Der CO<sub>2</sub>-Fluss ergibt sich dann aus:

$$CO_2 - \text{Fluss} = Kw * (dfCO_2 * \alpha) \quad (3.16)$$

wobei Kw in cm h<sup>-1</sup> ist, dfCO<sub>2</sub> ist die Differenz zwischen fCO<sub>2</sub> Wasser und fCO<sub>2</sub> Luft in μatm und α ist die Löslichkeit von CO<sub>2</sub> bei der Oberflächenwassertemperatur.

Die Berechnung des Löslichkeitskoeffizient Alpha von CO<sub>2</sub> im Wasser wurde nach Weiss (1974) durchgeführt. Er ist abhängig von der Salinität und Temperatur.

$$\ln K_0 = 93,4517 * \frac{100}{Tk} - 60,2409 + 23,3585 * \ln\left(\frac{Tk}{100}\right) + S * (0,023517 - 0,023656 * \frac{Tk}{100} + 0,0047036 * \left(\frac{Tk}{100}\right)^2) \quad (3.17)$$

wobei Tk die Oberflächentemperatur in Kelvin ist und S die Salinität.

### 3.5.3 Sauerstofffluss

Für die Berechnung des O<sub>2</sub>-Flusses zwischen Ozean und Atmosphäre wurde die O<sub>2</sub>-Löslichkeit nach Benson und Krause Jr (1984) berechnet und dann wie zuvor beim CO<sub>2</sub>-Fluss beschrieben, verfahren.

$$Osat = -135,29996 + \left(\frac{1,572288^5}{Tk}\right) - \left(\frac{6,637149^7}{Tk^2}\right) + \left(\frac{1,243678^{10}}{Tk^3}\right) - \left(\frac{8,621061^{11}}{Tk^4}\right) - \left(S * \left(0,020573 - \left(\frac{12,142}{Tk}\right) + \left(\frac{2363,1}{Tk^2}\right)\right)\right) \quad (3.18)$$

wobei Tk die Temperatur in Kelvin ist und S die Salinität.

$$O_2 - \text{Fluss} = kw * \frac{(O_2 - Osat)}{1000} \quad (3.19)$$

$$K_w = 0,39 * u^2 * \left(\frac{Sc}{660}\right)^{-1/2} \quad (3.20)$$

wobei  $K_w$  der Austauschkoeffizient für  $O_2$  in  $cm\ h^{-1}$  ist,  $O_2$  der gemessene Sauerstoffgehalt in  $\mu mol/L$  ist,  $O_{sat}$  ist in  $\mu mol/L$ ,  $u$  ist die Windgeschwindigkeit in  $m\ s^{-1}$  und  $Sc$  ist die Schmidt Nummer für  $O_2$ .

Wie zuvor für  $CO_2$  wurde die Schmidt Nummer nach Wanninkhof (1992) berechnet.

$$Sc = 1953,4 - 128,00 * T + 3,9918 * T^2 - 0,050091 * T^3 \quad (3.21)$$

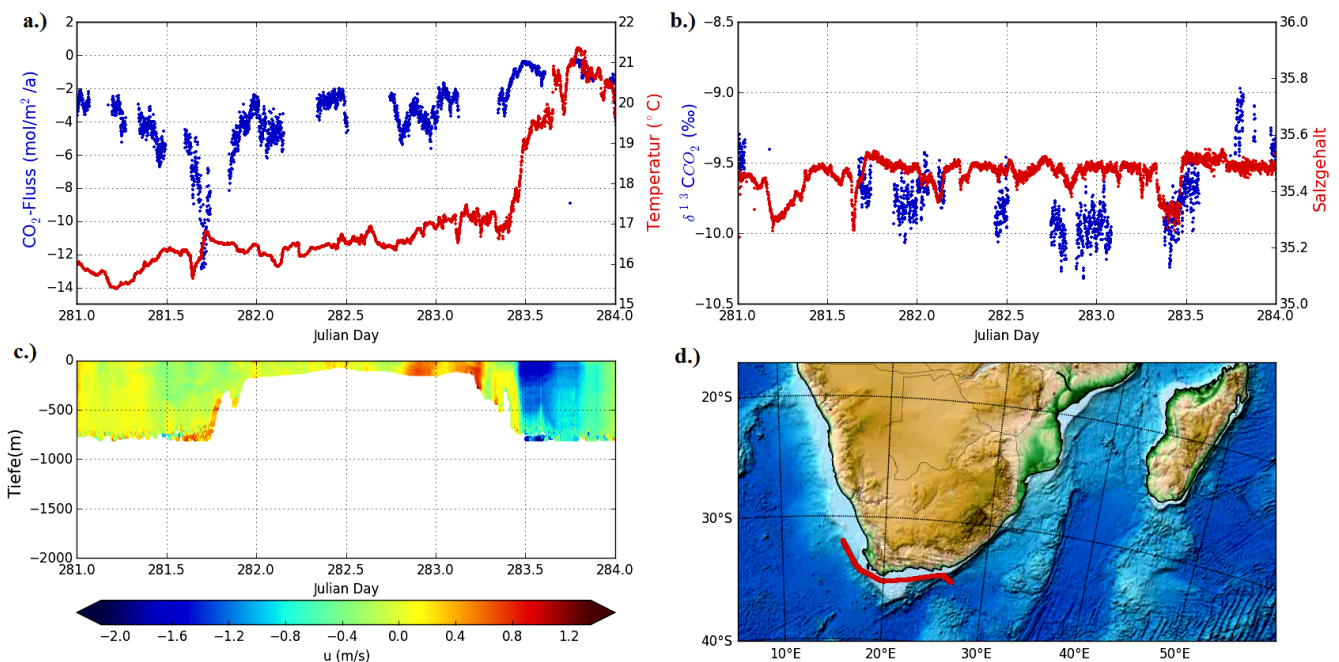
wobei  $T$  die Temperatur in  $^{\circ}C$  ist.

## 4 Ergebnisse

Das Hauptziel dieser Arbeit ist es, den Zusammenhang zwischen der räumlichen und zeitlichen Variabilität von  $\text{CO}_2$ -Flüssen zwischen dem Ozean und der Atmosphäre für westliche Randströme sowie mesoskalige Aktivitäten besser zu verstehen. Dafür wurden der Agulhas- und der Ost-Madagaskar-Strom näher betrachtet, sowie identifizierte mesoskalige Aktivitäten im Bereich der Agulhas Retrofektion und an der Südspitze Madagaskars. Für die Quantifizierung des  $\text{CO}_2$ -Flusses vom Oberflächenwasser zur Atmosphäre, wurden die Daten von dem SUNDANS-System genutzt.

### 4.1 Gebiet um die Agulhas Bank

Die Messungen in dem Gebiet um die Agulhas Bank, zeigen charakteristische Änderungen in den biogeochemischen Parametern an. Die Temperaturen variieren zwischen 15 und 17 °C auf der Bank und 21 °C im Agulhasstrom (Abb. 6). An der westlichen Kante der Bank ist das Minimum erreicht.



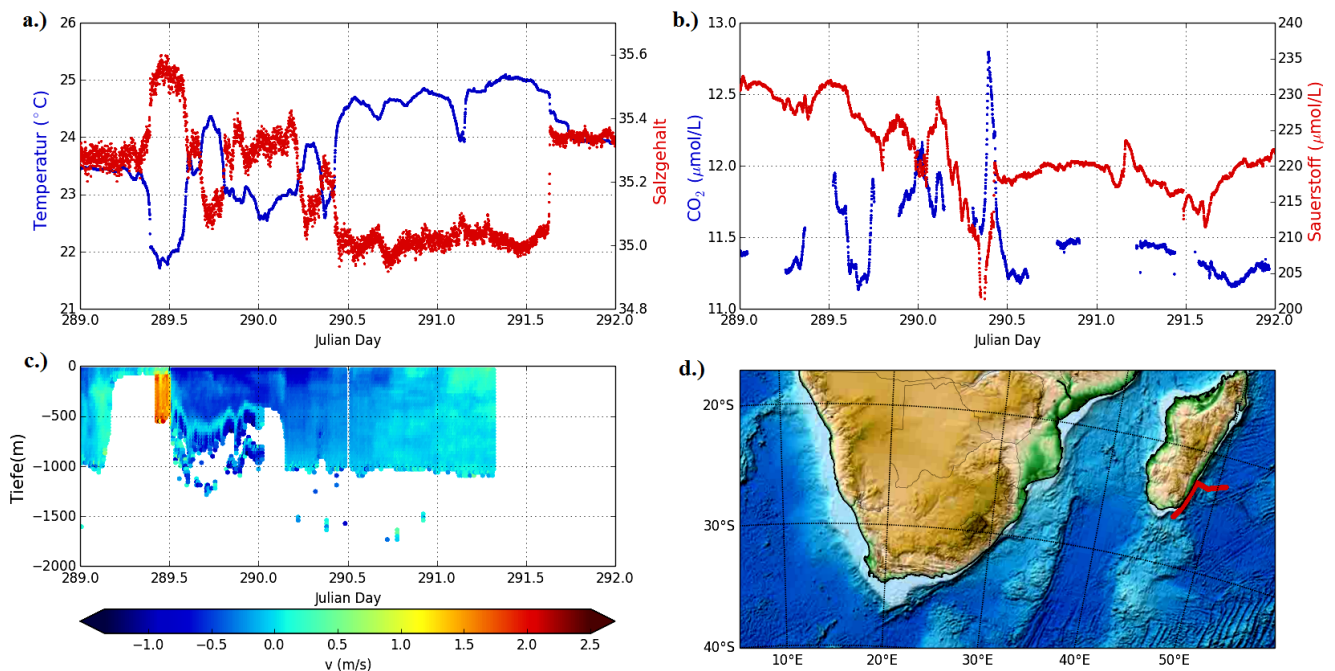
**Abbildung 6:** Gebiet um die Agulhas Bank. a.) Oberflächentemperatur und  $\text{CO}_2$ -Fluss, b.) Salinität und  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -Werte, c.) Strömungsgeschwindigkeit, d.) Fahrtverlauf.

Der  $\text{CO}_2$ -Fluss zeigt beachtliche Schwankungen in dem Zeitraum (281-284) an. An der westlichen Schelfkante ist ein  $\text{CO}_2$ -Fluss von  $-12,84 \text{ mol/m}^2/\text{a}$ , danach ist ein stetiger Anstieg zu beobachten, bis am östlichen Rand ein erneuter Einbruch des Flusses auf

-5,56 mol/m<sup>2</sup>/a zu beobachten ist. Im Agulhasstrom ist ein erneuter Anstieg des CO<sub>2</sub>-Flusses zu verzeichnen. Die Salinitätswerte und die  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -Werte zeigen dagegen nur geringe Schwankungen, um die Agulhas Bank, an.

## 4.2 Gebiet um Süd Madagaskar

Die Messwerte für das Gebiet um Süd Madagaskar zeigen eindeutige Änderungen in der Temperatur und im Salzgehalt an (Abb. 7). Die Temperaturen liegen auf dem Schelf bei 21,9 °C und steigen zum EMC auf 25 °C an. Die Salinität dagegen ist auf dem Schelf mit 35,6 am höchsten und nimmt zum EMC auf 35 ab. Desweiteren ist auf dem Schelf eine höhere CO<sub>2</sub>- und O<sub>2</sub>-Konzentration, als im EMC, vorhanden.



**Abbildung 7:** Gebiet um Süd Madagaskar. a.) Oberflächentemperatur und Salinität, b.) CO<sub>2</sub>- und O<sub>2</sub>-Konzentration, c.) Strömungsgeschwindigkeit, d.) Fahrtverlauf.

## 4.3 Eddies

### 4.3.1 Süd Madagaskar Eddy

Der Süd Madagaskar Eddy wurde zwischen den Tagen 287 und 288,5 gekreuzt (Abb. 8). Im Randbereich des Eddy's sind Temperatursprünge als auch die höchsten Strömungsgeschwindigkeiten zu beobachten. Desweiteren ist bei Tag 287,5 eine Abnahme der Temperatur

und der  $\text{CO}_2$ -Konzentration sowie eine Zunahme der  $\text{O}_2$ -Konzentration vorhanden. Die Temperatur- und Sauerstoffwerte zeigen eine Änderung innerhalb des Eddy's bei Tag 287,7. Es scheint, als würde der Eddy zwei Flanken aufweisen, mit unterschiedlichen Temperaturen und Sauerstoffgehalten. Es ist ein allgemeiner Trend in der Temperatur als auch in der  $\text{CO}_2$ - und  $\text{O}_2$ -Konzentration zu beobachten. Die Temperatur nimmt von Westen nach Osten zu und der  $\text{O}_2$ - und  $\text{CO}_2$ -Gehalt nimmt von Westen nach Osten ab.

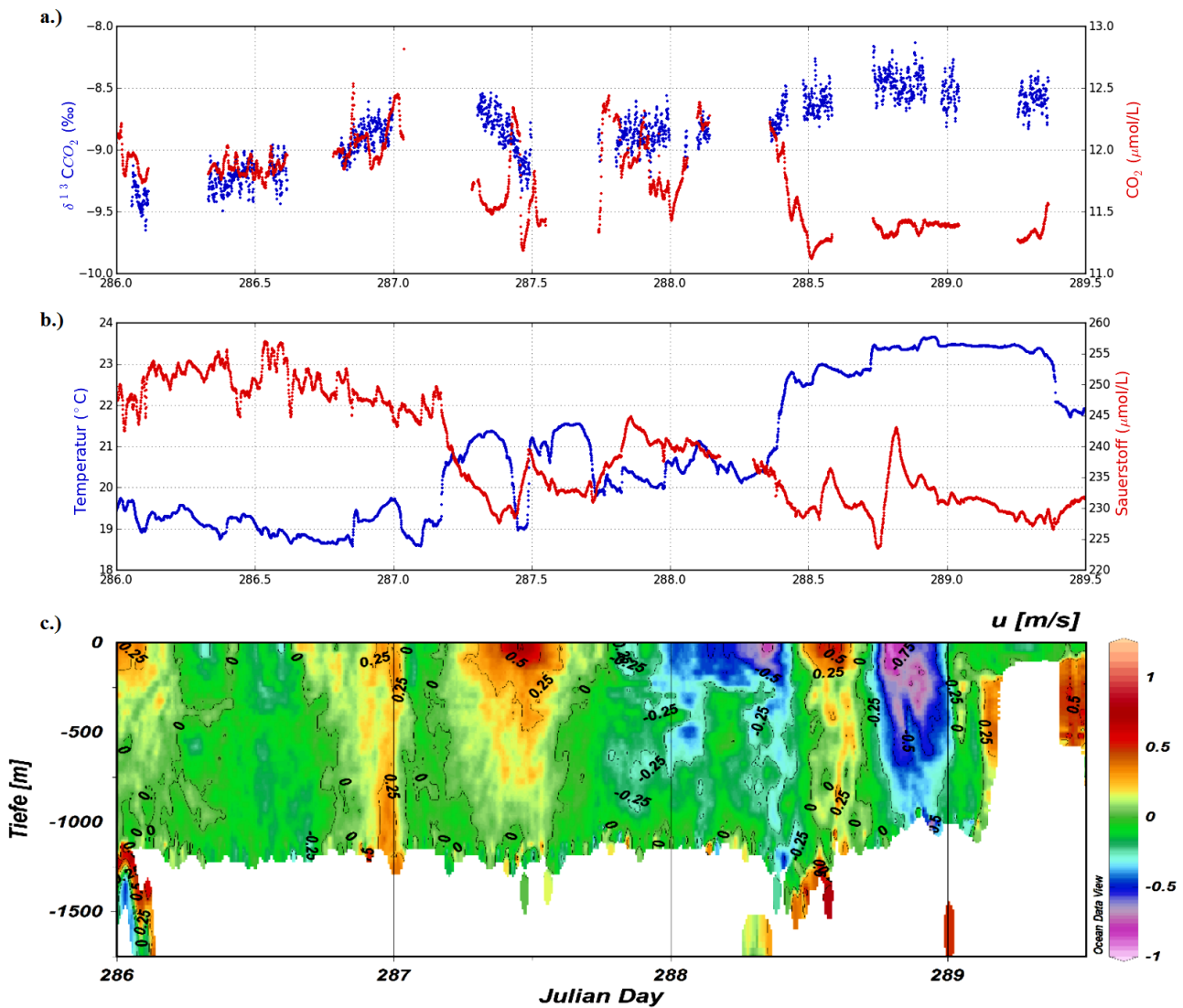
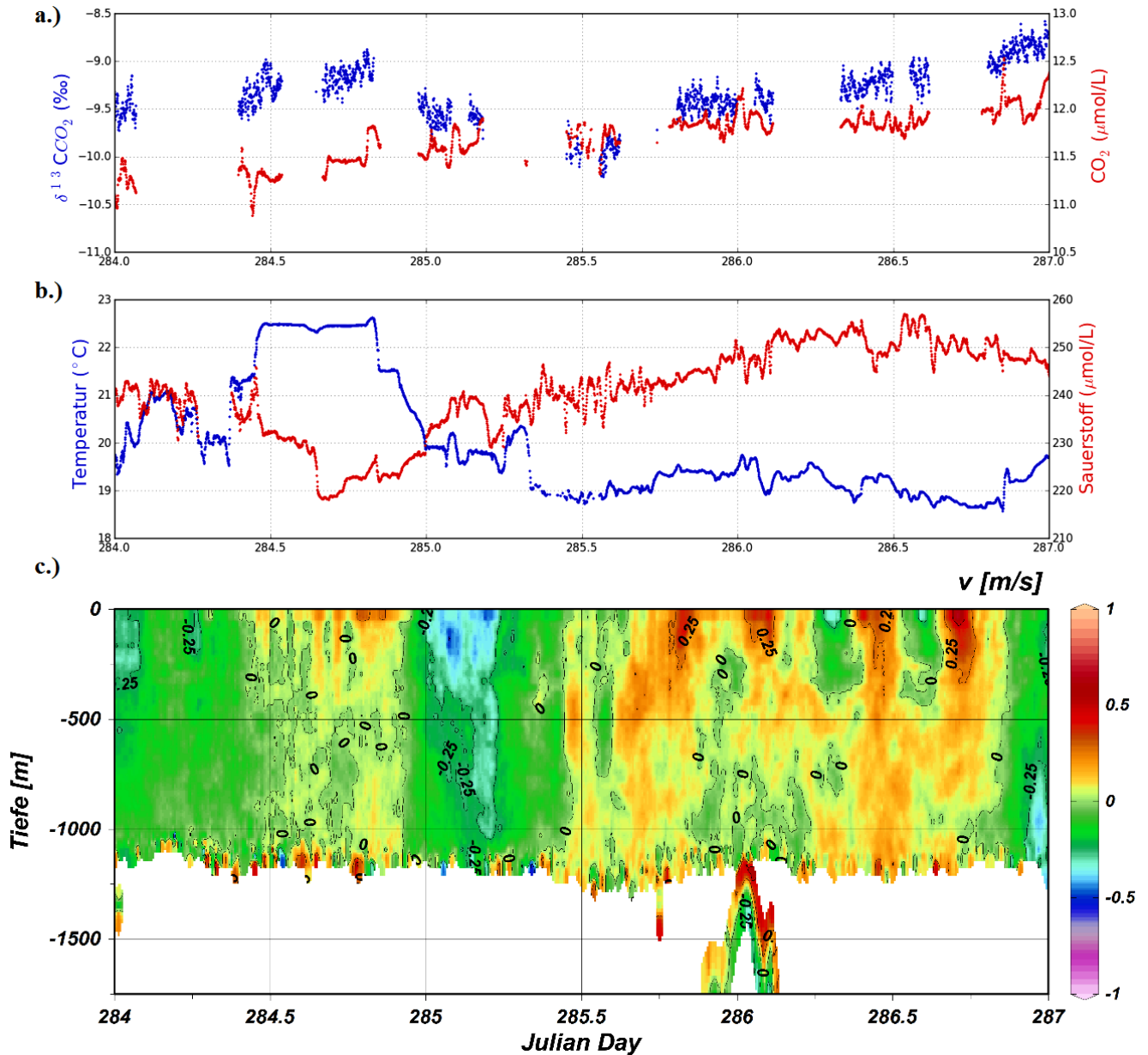


Abbildung 8: Süd Madagaskar Eddy. a.)  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -Werte und  $\text{CO}_2$ -Konzentration, b.) Oberflächentemperatur und  $\text{O}_2$ -Konzentration, c.) Strömungsgeschwindigkeit.

#### 4.3.2 Eddies in der Region des Agulhasstrom

Die ADCP-Daten in der Region des Agulhasstroms zeigen hohe Strömungsgeschwindigkeiten für den Zeitraum zwischen den Tagen 284 bis 287 an (Abb. 9). Bei der Oberflächentemperatur ist ein Anstieg an Tag 284,4 auf 22,5 °C zu beobachten. Danach sinkt sie auf 19 °C

ab und weist nur noch leichte Änderungen auf. Die Sauerstoffkonzentration dagegen weist bei Tag 284,4 eine Abnahme auf  $220 \mu\text{mol/L}$  und ab Tag 285 einen kontinuierlichen Anstieg auf  $255 \mu\text{mol/L}$  auf. Die  $\text{CO}_2$ -Konzentration steigt von  $11 \mu\text{mol/L}$  auf  $12,5 \mu\text{mol/L}$  in dem Zeitraum an. Die  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -Werte sind an dem Tag 285,5 am leichtesten mit Werten von  $-10 \text{‰}$ , und erreichen an Tag 287 Werte von  $-8,5 \text{‰}$ .



**Abbildung 9:** Eddies in der Region des Agulhasstroms. a.)  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -Werte und  $\text{CO}_2$ -Konzentration, b.) Oberflächentemperatur und  $\text{O}_2$ -Konzentration, c.) Strömungsgeschwindigkeit.

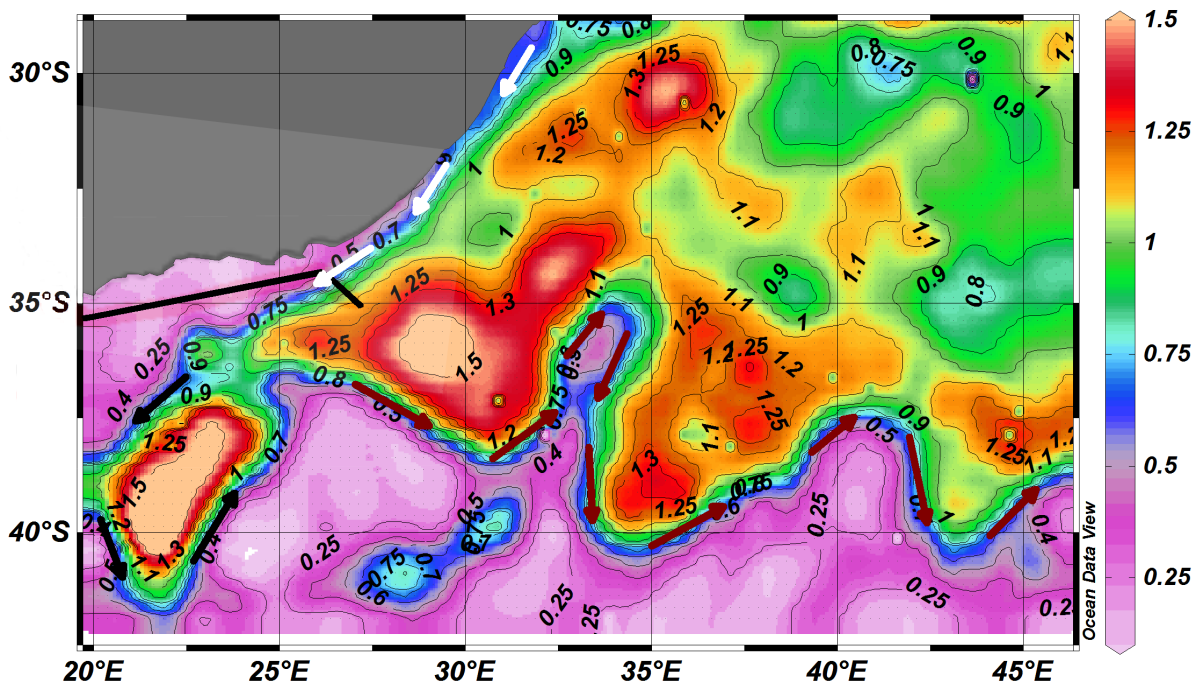


## 5 Interpretation und Diskussion

### 5.1 Agulhas- und Ost-Madagaskar-Strom

Auf der Ausfahrt wurde der südliche Abschnitt des AC auf der Agulhas Bank und der EMC bei Madagaskar gekreuzt. Beide Ströme weisen eine hohe Strömungsgeschwindigkeit auf und transportieren tropische, CO<sub>2</sub>-übersättigte Wassermassen Richtung Süden.

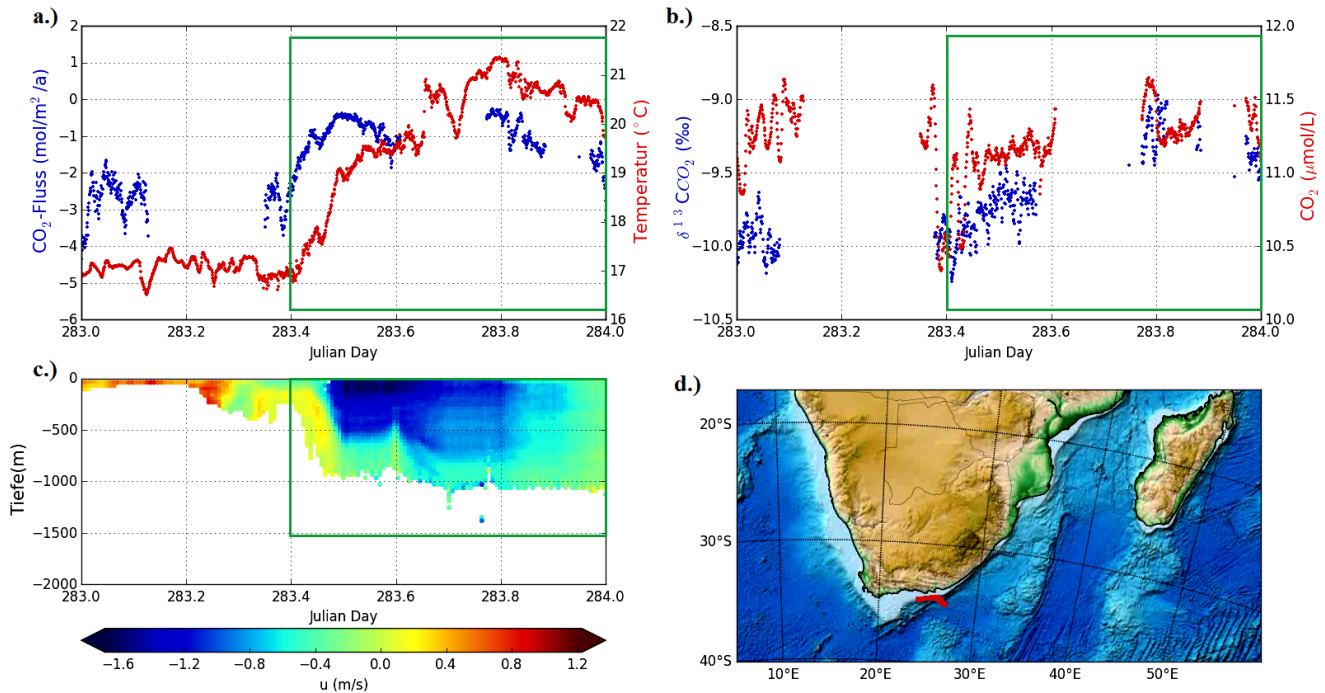
Der AC folgt von Durban aus dicht dem Verlauf des Kontinentalhanges, bis er auf der Agulhas Bank anfängt zu mäandrieren (Lutjeharms, 2006a). Anhand von physikalischen Parametern, wie der Strömungsgeschwindigkeit (Abb. 11) und der Meeresoberflächenhöhe (Abb. 10), ist der AC sehr gut zu identifizieren.



**Abbildung 10:** Satellitendaten der Meeresoberflächenhöhe für das Gebiet um den Agulhasstrom, vom 11.10.2013 (284), mit dem dazugehörigen Fahrtverlauf der FS Meteor der Tage 282 bis 284 (schwarze Linie). Der AC ist durch die weißen Pfeile kenntlich gemacht, die Retrofektion durch die Schwarzen und der Agulhas-Rückstrom durch die Roten. (<http://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/sea-surface-height->)

Bei dem Eintritt der FS Meteor in den Strom ist eine signifikante Änderung der Strömungsgeschwindigkeit, als auch ein erheblicher Anstieg der Temperatur zu verzeichnen (Abb. 11). Die Temperatur- und Salinitätsdaten decken sich mit den Ergebnissen von Lutjeharms (2006a). Die Temperatur steigt von 17 °C auf 21 °C an (Abb. 11). Der Strom bringt dementsprechend warme tropische Wassermassen auf die Agulhas Bank, wobei die

CO<sub>2</sub>-Konzentrationen im AC und die in der Atmosphäre nur noch geringe Unterschiede aufweisen.

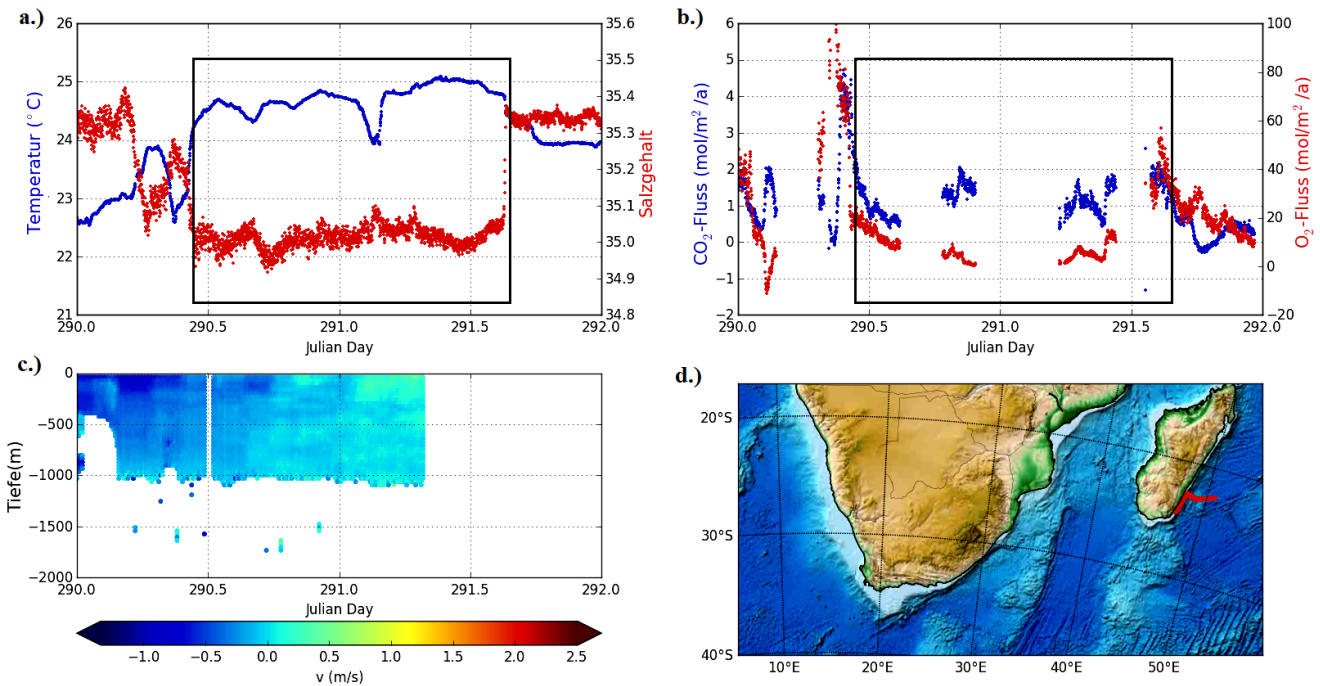


**Abbildung 11:** Agulhasstrom. a.) CO<sub>2</sub>-Fluss und Oberflächentemperatur, b.) δ<sup>13</sup>C<sub>CO<sub>2</sub></sub>-Werten und CO<sub>2</sub>-Konzentration, c.) Strömungsgeschwindigkeit, d.) Fahrtverlauf. Das grüne Quadrat markiert den AC.

Der berechnete CO<sub>2</sub>-Fluss beträgt -0,5 mol/m<sup>2</sup>/a. Die geringen Unterschiede im pCO<sub>2</sub>-Gehalt der Atmosphäre und des Ozeans sind auf die Lage des untersuchten Gebietes zurückzuführen. Es ist davon auszugehen, dass die im allgemeinen CO<sub>2</sub>-übersättigten tropischen Wassermassen sich im Zuge des Transportes mit der Atmosphäre equilibriert haben (Cronin et al., 2010). Westliche Randströme weisen generell eine hohe Interaktion zwischen Ozean und Atmosphäre, betreffend des CO<sub>2</sub>-Flusses auf (Imawaki et al., 2013; Rouault et al., 2002).

Die Eingrenzung des EMCs, bei Madagaskar, kann anhand der Salinitäts- und der Temperaturwerte vorgenommen werden. Der EMC besteht aus warmen tropischen Wassermassen, die er in den SW Indischen Ozean transportiert. Die gemessene Oberflächentemperatur als auch die Salinität (Abb. 12) zeigen Übereinstimmungen mit den Daten von Lutjeharms (2006a). In dem Zeitraum (290,5 bis 291,5), in dem der EMC gekreuzt wurde, sind Salinitäten von 35 und Temperaturen, höher als 23 °C, präsent. Die Temperatur- und Salinitäts-Charakteristika vor und nach dem Zeitraum, in dem der EMC geschnitten wurde, weisen auf subtropisches Oberflächenwasser, mit höheren Salinitäten und geringeren Temperaturen, hin. Folglich liegen diese Bereiche außerhalb des EMCs. Der EMC fungiert,

im Gegensatz zum AC, als  $\text{CO}_2$ -Quelle, worauf der positive  $\text{CO}_2$ -Fluss von  $1,26 \text{ mol/m}^2/\text{a}$  hindeutet (Abb. 12).



**Abbildung 12:** Ost-Madagaskar-Strom. a.) Oberflächentemperatur und Salzgehalt, b.)  $\text{CO}_2$ - und  $\text{O}_2$ -Fluss, c.) Strömungsgeschwindigkeit, d.) Fahrtverlauf. Das schwarze Quadrat kennzeichnet den Ost-Madagaskar-Strom.

Dass der EMC als Quelle fungiert und der AC equilibrierte Wassermassen aufweist, ist auf die deutlich wärmeren Oberflächentemperaturen zurückzuführen, wodurch es zur vermehrten Ausgasung in die Atmosphäre kommt. Der EMC besitzt dementsprechend noch immer die tropischen Eigenschaften, was zudem auch anhand des Sauerstoffflusses zu erkennen ist, der einen durchschnittlichen Wert von  $5,4 \text{ mol/m}^2/\text{a}$  aufzeigt.

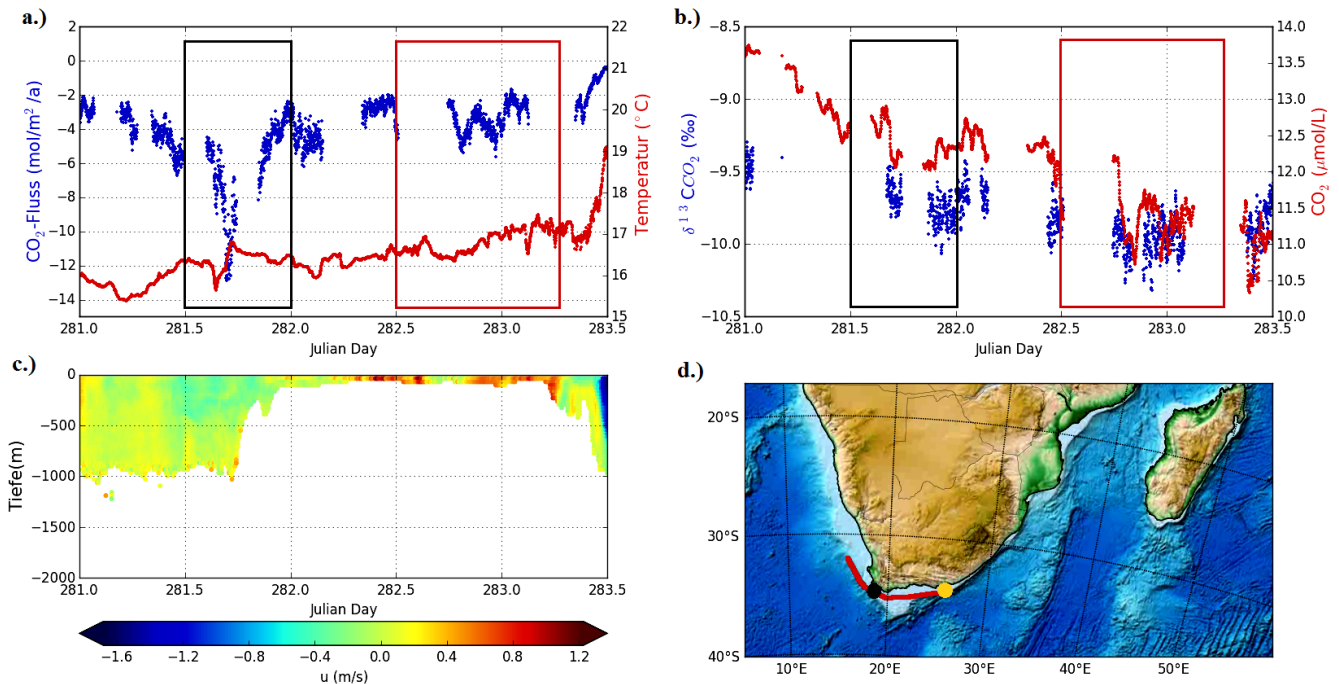
## 5.2 Auftrieb

Während der Ausfahrt wurden drei Gebiete beprobt in denen auftrieb stattfand. Zum einen zwei Auftriebsgebiete vor der Küste von Südafrika, dem Gebiet der Agulhas Bank, und zum anderen eins an der Südspitze von Madagaskar.

### 5.2.1 Auftrieb vor der Küste von Südafrika

Die Auftriebsgebiete vor Südafrika sind  $\text{CO}_2$ -untersättigt (Abb 13). Insgesamt sind zwei Zellen auszumachen. Die südlichste Zelle des Benguela-Auftriebssystem zwischen Cape

Agulhas und Cape Point Valley bei Kapstadt (Santana-Casiano et al., 2009) und die bei Algoa Bay (Port Elizabeth) (Lutjeharms, 2006a). Neben der  $\text{CO}_2$ -Untersättigung sind sie auch anhand der geringeren Oberflächentemperatur zu erkennen (Abb 13).



**Abbildung 13:** Auftrieb in der Region der Agulhas Bank. a.)  $\text{CO}_2$ -Fluss und Oberflächentemperatur, b.)  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -Werte und  $\text{CO}_2$ -Konzentration, c.) Strömungsgeschwindigkeit, d.) Fahrtverlauf. Das schwarze Quadrat und der schwarze Punkt zeigen die südlichste Auftriebs-Zelle des BUS an, das rote Quadrat und der gelbe Punkt die bei Algoa Bay.

Desweiteren weisen auch die negativen  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -Werte auf Auftrieb hin. Durch den Auftrieb gelangen leichtere  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -Werte an die Oberfläche.

Der auffällige negative  $\text{CO}_2$ -Fluss,  $-12,84 \text{ mol/m}^2/\text{a}$  für die Benguela und  $-5,56 \text{ mol/m}^2/\text{a}$  für die Algoa Bay Auftriebs-Zelle, kann mit den hydrographischen Bedingungen auf der Agulhas Bank zusammenhängen. Der AC bringt warme equilibrierte Wassermassen auf die Bank, welche sich mit dem kalten  $\text{CO}_2$ -untersättigtem Atlantikwasser mischen. Die Untersättigung des Atlantikwassers ist ein direktes Resultat der geringeren Wassertemperatur, da in den Daten zu sehen ist, dass die  $\text{CO}_2$ -Konzentration auf der Agulhas Bank (Abb 13) weitestgehend der des ACs (Abb. 11) entspricht und in Richtung BUS ansteigt. Es handelt sich hierbei also eindeutig um einen Temperatureffekt. Durch die Mischung der beiden Wassermassen kommt es, im Unterschied zu den Tropen, zum Auftrieb von  $\text{CO}_2$ -untersättigtem Wasser. Die erhöhte Bioproduktion auf der Agulhas Bank (siehe Anhang A.3 Abb. 4) verstärkt zusätzlich die Aufnahme von  $\text{CO}_2$ , indem sie die  $\text{CO}_2$ -Konzentration durch Photosynthese reduziert. Nach dem Absterben des Organismus sinkt das in der Biomasse gebundene  $\text{CO}_2$  in die Tiefe.

Allgemein ist auf der gesamten Agulhas Bank eine negative CO<sub>2</sub>-Flussrate vorhanden, nicht nur bei den zwei Auftriebszonen. Durch die hohe Strömungsgeschwindigkeit des ACs, die bis in Tiefen von 1000 m reicht, und durch die Abspaltung der sogenannten Agulhas Ringe (de Ruijter et al., 2004; Lutjeharms, 2006a,b), kommt es zu Eddy induziertem Auftrieb auf der Bank, als auch zu Auftrieb an der küstennahen Seite des ACs (Lutjeharms, 2006a). Desweiteren ist auf der gesamten Agulhas Bank entlang der küstennahen Zone Wind-induzierter Auftrieb vorzufinden (Lutjeharms, 2006a; Probyn et al., 1994).

Sowohl die biologische Produktivität, als auch die physikalischen Strömungsbedingungen führen dazu, dass das Gebiet der Agulhas Bank über seine gesamte Erstreckung eine Senke für CO<sub>2</sub> darstellt. Dies deckt sich auch mit den Ergebnissen von Friederich et al. (2008) und Laruelle et al. (2010), wonach küstennaher Auftrieb bei hohen Breitengraden eine Senke für CO<sub>2</sub> ist.

### **5.2.2 Auftrieb vor Madagaskar**

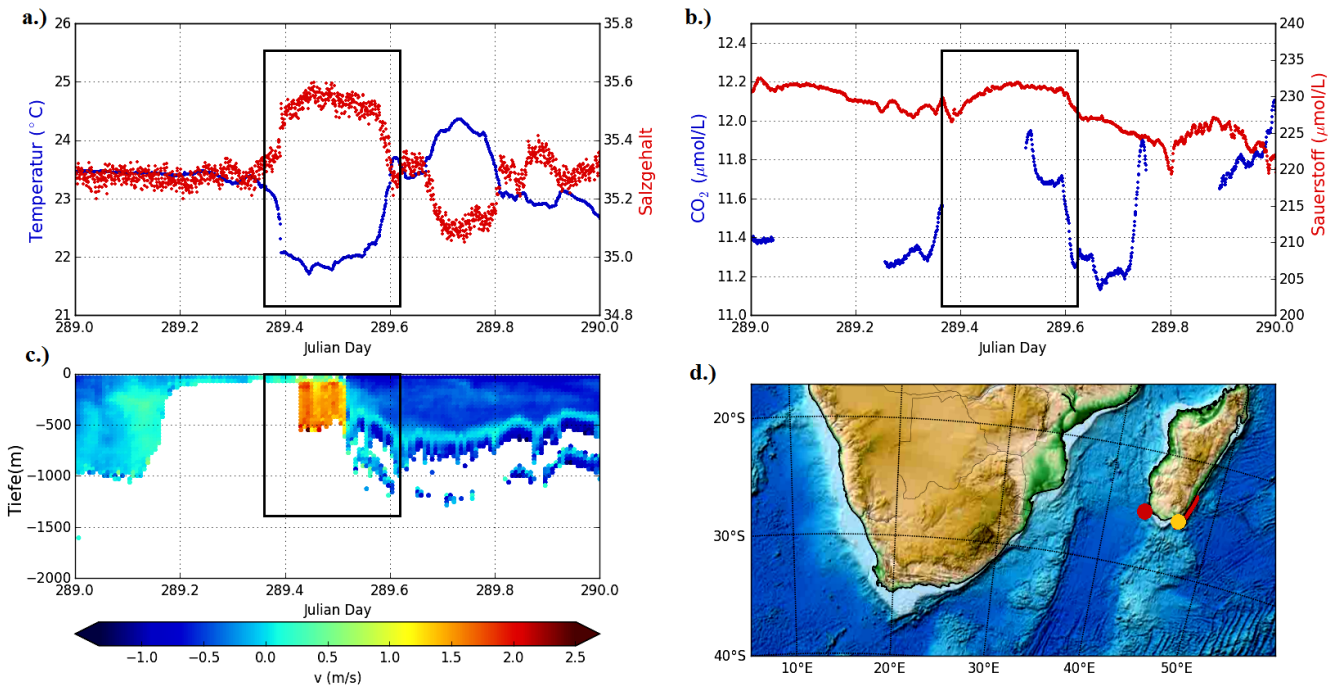
Vor der Südspitze Madagaskars deuten die Temperatur- und Salinitätsdaten, als auch die Strömungsgeschwindigkeit darauf hin, dass an der östlichen Seite eine Auftriebs-Zelle geschnitten wurde. Die Daten zeigen Gemeinsamkeiten mit einer Auftriebs-Zelle vor Andriamanoa, welche auf der westlichen Seite der Insel liegt (Lutjeharms, 2006a). Die Salinität steigt von 35,3 auf 35,6 an und die Oberflächentemperatur fällt um 2 °C ab (Abb. 14).

Anhand der Satellitendaten der Meeresoberflächenhöhe (Abb. 15) ist für den Zeitraum zwischen den Tagen 289 bis 290 vor der Küste von Madagaskar ein zyklonischer Eddy auszumachen. Bei der Auftriebs-Zelle scheint es sich demzufolge um eine Eddy induzierte Zelle zu handeln.

Schon Machu et al. (2002) war der Ansicht, dass die südöstliche Auftriebs-Zelle durch solch einen Eddy und durch Wind hervorgerufen wird. Die Entstehung des Eddy's ist auf die Änderungen des Schelfes, von einem schmalen mit einem steilen Hang zu einem weiten mit einem weniger steilen Hang, zurückzuführen (Machu et al., 2002; Lutjeharms und Machu, 2000). Die Bildung von Eddies am EMC wurde auch von Ridderinkhof et al. (2013) beobachtet. Laut Ridderinkhof et al. (2013) werden die zyklonischen Eddies in dem Gebiet als Lee Eddies an der küstennahen Seite des separierenden EMCs gebildet.

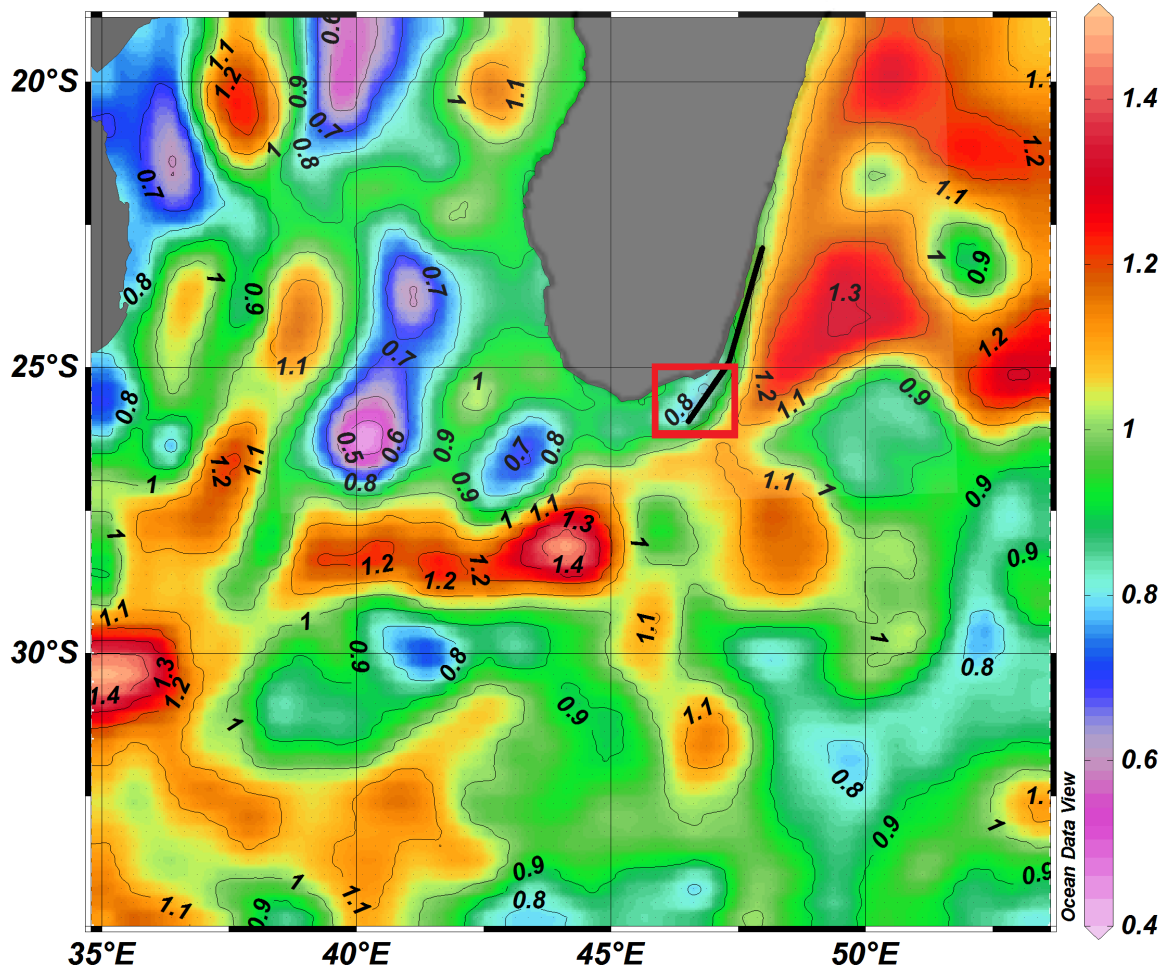
Bei dem Auftriebswasser, vor der Südspitze von Madagaskar, handelt es sich voraussichtlich um subtropisches Oberflächenwasser, welches aus einer Tiefe von unter 100 m nach oben transportiert wird (Lutjeharms, 2006a). Ein weiteres Indiz, dass es sich hier um Auftrieb handelt, ist die Zunahme von O<sub>2</sub> und CO<sub>2</sub> in dem Gebiet sowie die erhöhten

Konzentrationen des Chlorophyllgehaltes (siehe Anhang A.3 Abb. 5).



**Abbildung 14:** Auftrieb vor der Südspitze Madagaskars. a.) Oberflächentemperatur und Salinität, b.) CO<sub>2</sub>- und O<sub>2</sub>-Konzentration, c.) Strömungsgeschwindigkeit, d.) Fahrtverlauf. Das schwarze Quadrat und der gelbe Punkt kennzeichnen die Zelle südöstlich von Madagaskar. Der rote Punkt die vor Andriamanoa.

Die hohen Chlorophyll-Konzentrationen deuten auf eine vermehrte Photosynthese hin. Die damit einhergehende Bildung von Sauerstoff erklärt den Anstieg der O<sub>2</sub>-Konzentration. Die CO<sub>2</sub>- als auch O<sub>2</sub>-Daten in dem Gebiet zeigen für die Auftriebs-Zelle vor Madagaskar an, dass es sich hierbei um eine Quelle für CO<sub>2</sub> handelt, im Gegensatz zu dem Auftriebsgebiet an der Südspitze von Afrika. Dies liegt an den deutlich wärmeren Oberflächentemperaturen, anhand derer es zur vermehrten Ausgasung in die Atmosphäre kommt, was für die Tropen üblich ist.



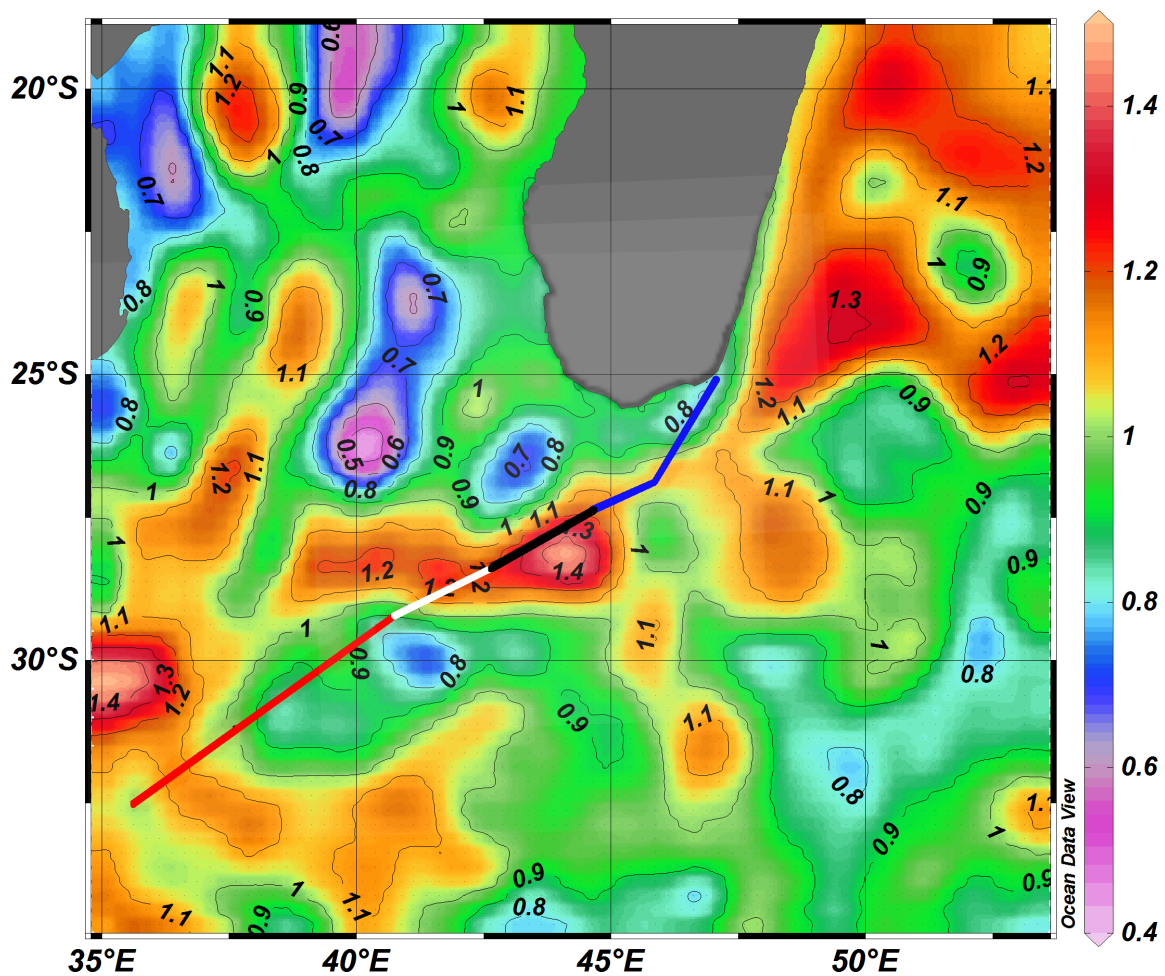
**Abbildung 15:** Satellitendaten der Meeresoberflächenhöhe für das Gebiet um die Südspitze von Madagaskar, für den 14.10.2013, dargestellt mit dem Fahrtverlauf (schwarze Linie) von den Julian Days 289 (16.10) bis 291 (18.10). Der zyklonische Eddy ist durch das rote Quadrat gekennzeichnet. (<http://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/sea-surface-height->)

### 5.3 Eddies

Eddies können durch verschiedene Parameter identifiziert werden. Zum einem durch die Meeresoberflächenhöhe, die Strömungsgeschwindigkeit als auch durch die Wassertemperatur. Insgesamt wurden drei Eddies auf der Ausfahrt identifiziert. Einer vor Madagaskar und die anderen beiden in der Region des Agulhasstroms.

### 5.3.1 Süd Madagaskar Eddy

Anhand der ADCP- und Satellitendaten der Meeresoberflächenhöhe konnte ein antizyklonisch rotierender Eddy (gegen den Uhrzeigersinn auf der Südhemisphäre), auf dem Madagaskar Rücken identifiziert werden. Dass es sich um einen antizyklonischen Eddy handelt, wurde aufgrund der Temperatur (Abb. 17) und der positiven Meeresoberflächenhöhe (Abb. 16) erkannt. Es ist üblich, dass diese Art von Eddies eine Erhöhung aufweisen (Sabarros et al., 2009; Quartly et al., 2006; Siegel et al., 1999).



**Abbildung 16:** Satellitendaten der Meeresoberflächenhöhe für das Gebiet um Süd Madagaskar vom 14.10.2013, dargestellt mit den einzelnen Abschnitten des Fahrtverlaufes von den Julian Days 286 (13.10) bis 289,5 (16.10). Der rote Strich symbolisiert den Fahrtverlauf von 286 - 287,2, der weiße von 287,2 - 287,7, der schwarze von 287,7 - 288,4 und der blaue den von 288,4 - 289,5. (<http://www.avisio.altimetry.fr/en/data/products/sea-surface-height->)

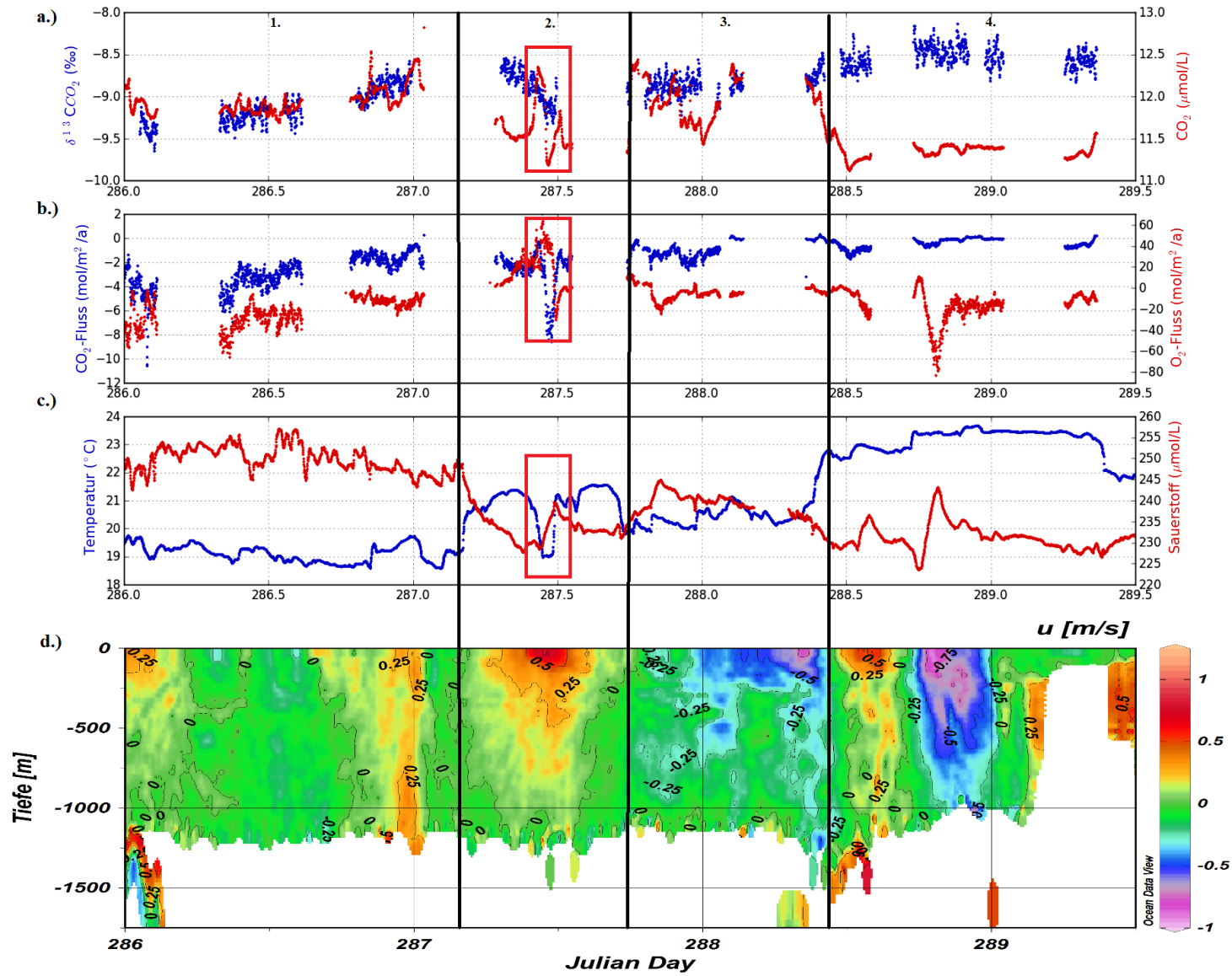
Der Eddy scheint zwei Flanken aufzuweisen. Im westlichen Teil sind höhere Temperaturen und geringere Sauerstoffwerte vorhanden, wohingegen es im östlichen Bereich umgekehrt ist (Abb. 17). Diese Unterschiede könnten darauf zurückzuführen sein, dass während



der Bildung des Eddy's kältere Wassermassen eingemischt wurden. Oft entstehen an Randströmen Turbulenzen, die zu einer solchen Einmischung führen können. Daraus lässt sich schlussfolgern, dass der Eddy noch sehr jung und dementsprechend nah an seinem Ursprungsgebiet ist, da sonst keine zwei Flanken mehr auszumachen gewesen wären. Es ist davon auszugehen, dass dieser Eddy direkt von dem EMC abgespalten wurde. Die Untersuchungen von mesoskaligen Eddies von Gründlingh et al. (1991), de Ruijter et al. (2004) und Ridderinkhof et al. (2013) unterstützen dies. Laut Ridderinkhof et al. (2013) sind antizyklonische Eddies das Resultat eines Abschlusses einer Schleife vom EMC. Jedoch kommt es in dem Gebiet auch zur Bildung von zyklonischen Eddies, die meist Wassermaseneigenschaften des Mosambik Kanals aufweisen. Durch die Turbulenzen am EMC könnte es zu einer Einmischung von Wassermassen des Mosambik Kanals gekommen sein, wodurch die Unterschiede in der Temperatur und im Sauerstoffgehalt erklärt werden könnten.

Ein weiterer signifikanter Punkt sind die Temperatur-, O<sub>2</sub>- und CO<sub>2</sub>-Sprünge im Randbereich des Eddy's. Diese werden auf die unterschiedliche Zusammensetzung der Wassermassen innerhalb und außerhalb des Eddy's zurückzuführen sein. Desweiteren kommt es an den Rändern eines Eddy's häufig zu submesoskaligem Auftrieb (Siegel et al., 2011), wobei tiefer gelegene Wassermassen nach oben transportiert werden. Für den Tag 287,5 (Abb. 17) ist anhand des Temperaturabfalles, der leichter werdenden  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -Werte und des Anstieg von O<sub>2</sub> submesoskaliger Auftrieb auszumachen. Desweiteren ist ein negativer CO<sub>2</sub>-Fluss von -8,5 mol/m<sup>2</sup>/a vorhanden. Dies könnte, wie auf der Agulhas Bank, damit zusammenhängen, dass schon CO<sub>2</sub>-untersättigtes Wasser nach oben transportiert wird. Erhöhte Bioproduktion, auf die die erhöhte Sauerstoffkonzentration hinweist, kann die Aufnahme von CO<sub>2</sub> zudem verstärkt haben. Es ist bekannt, dass im Randbereich, aufgrund submesoskaliger Aktivitäten, eine erhöhte Chlorophyll-Konzentration vorhanden ist, wodurch die Primärproduktion begünstigt wird (Quartly et al., 2005; Chelton et al., 2011a). Die erhöhte Sauerstoffkonzentration als auch der Anstieg des O<sub>2</sub>-Flusses, auf 60 mol/m<sup>2</sup>/a, unterstützen die Vermutung der erhöhten Bioproduktion.

Im Bereich des Eddy's nimmt der Ozean vermehrt CO<sub>2</sub> auf. Die Flussraten liegen zwischen -0,6 und -3,1 mol C/m<sup>2</sup>/a. Auffällig für den Eddy ist, dass er dieselben CO<sub>2</sub>-Konzentrationen wie der EMC (Abb. 7) aufweist, jedoch aufgrund der geringeren Oberflächentemperatur eine Senke statt einer Quelle für CO<sub>2</sub> ist. Es handelt sich hierbei um einen Temperatureffekt. Der negative CO<sub>2</sub>-Fluss könnte aufgrund der physikalischen Eigenschaften des Eddy's einen weitreichenden Einfluss auf die CO<sub>2</sub>-Konzentration im Ozean haben. Antizyklonische Eddies betreiben im Inneren Abtrieb.

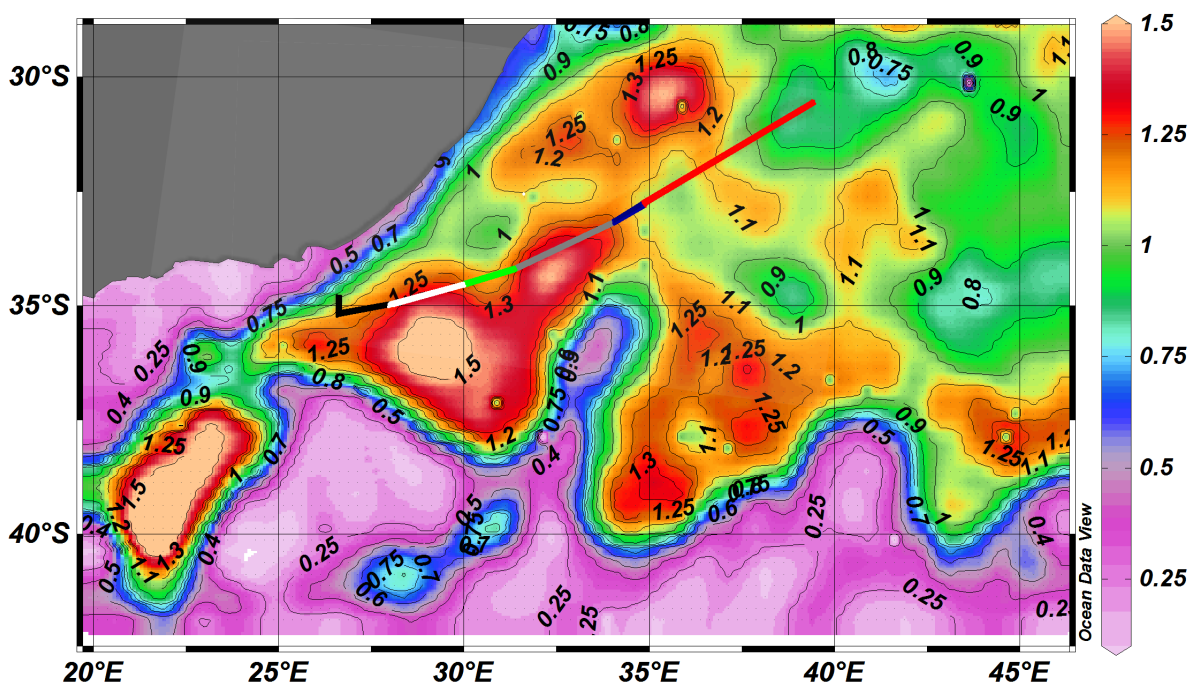


**Abbildung 17:** Süd Madagaskar Eddy. a.)  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -Werte und  $\text{CO}_2$ -Konzentration, b.)  $\text{CO}_2$ - und  $\text{O}_2$ -Fluss, c.) Oberflächentemperatur und  $\text{O}_2$ -Konzentration, d.) Strömungsgeschwindigkeit. Die einzelnen Abschnitte symbolisieren, der Reihenfolge nach, den farblich markierten Fahrtverlauf in Abb. 16. Das rote Kästchen kennzeichnet submesoskaligen Auftrieb.

Dementsprechend werden Wassermassen von der Oberfläche nach unten in tiefere Regionen, an die Thermokline transportiert, welche bei antizyklonischen Eddies eine Absenkung erfährt (Bakun, 2006) (siehe Anhang A.5 Abb. 7). Kommt es nach einiger Zeit zum Zerfall des Eddy's hebt sich die Thermokline wieder und das zuvor nach unten transportierte  $\text{CO}_2$  befindet sich unterhalb der Thermokline. Eddies könnten folglich einen signifikanten Transportprozess von atmosphärischen  $\text{CO}_2$  in tiefere Wasserschichten darstellen.

### 5.3.2 Eddies in der Region des Agulhasstroms

Bei den zwei Eddies östlich von Südafrika handelt es sich wie bei dem Süd Madagaskar Eddy um antizyklonische Eddies. Auch hier wurde dies anhand der Meeresoberflächenhöhe (Abb. 18) und der Temperatur (Abb. 19) erkannt.



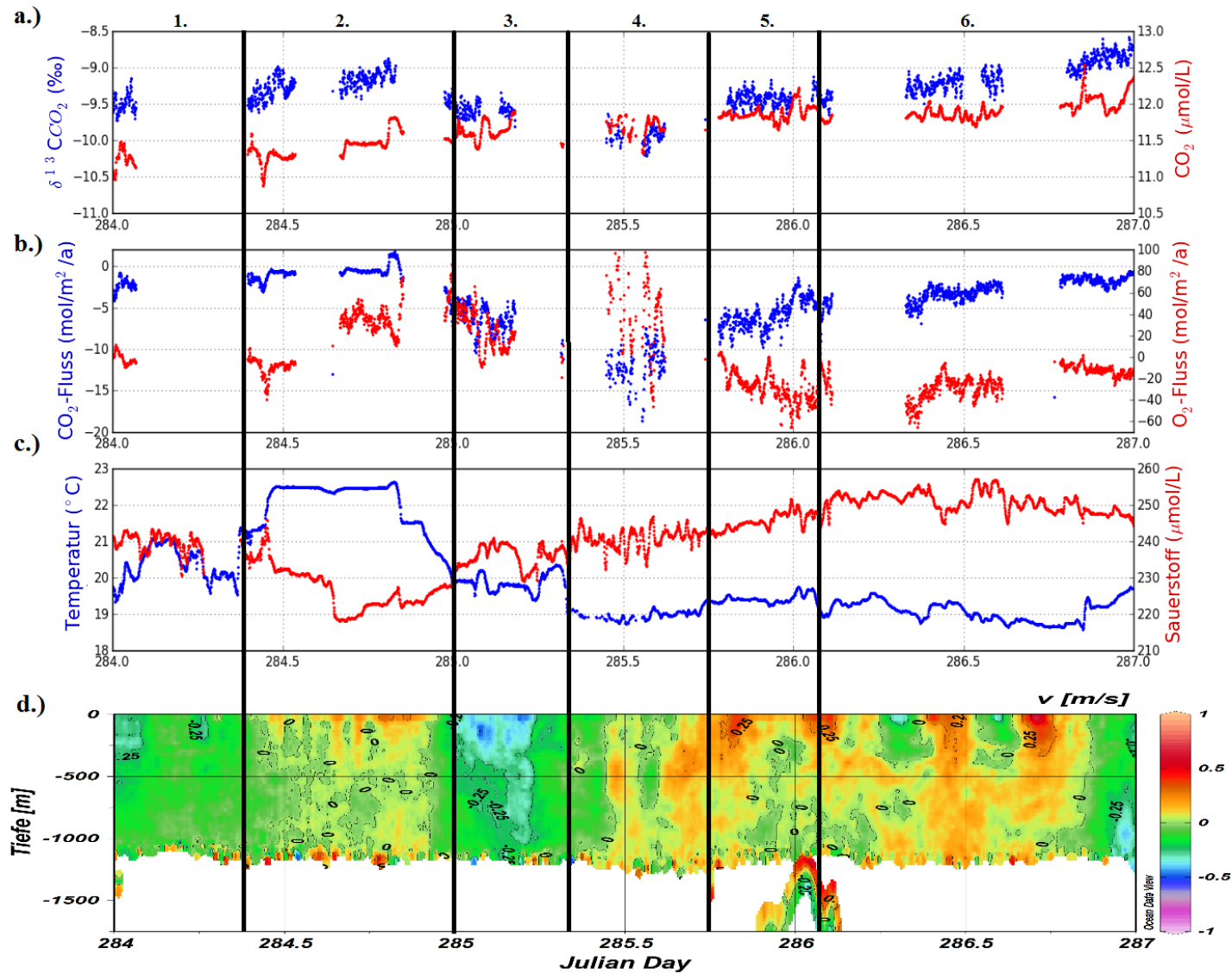
**Abbildung 18:** Satellitendaten der Meeresoberflächenhöhe für das Gebiet um Südafrika vom 11.10.2013, dargestellt mit den einzelnen Abschnitten des Fahrtverlaufes von den Julian Days 284 (11.10) bis 287 (14.10). Schwarz (284 - 284,4), weiß (284,4 - 285), grün (285 - 285,3), grau (285,3 - 285,7), blau (285,7 - 286,0) und rot (286,0 - 287,0). (<http://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/sea-surface-height->)

Der Ursprungsort der mesoskaligen Eddies könnte entweder im Mosambik Kanal sein oder sie stammen vom EMC. Es kommt häufig vor, dass Eddies, gebildet an einen von den beiden Orten, zum AC propagieren (Schouten et al., 2002; Gründlingh et al., 1991; de Ruijter et al., 2004). Allgemein haben alle Eddies das Bestreben nach Westen zu

wandern (Chelton et al., 2011b).

Der erste Eddy (284,4 - 285) besitzt equilibrierte Wassermassen, mit einer Oberflächentemperatur von 22,5 °C (Abb. 19), die höher als die des ACs ist (Abb. 11). Die erhöhten Oberflächentemperaturen können auf Sonneneinstrahlung, über einen längeren Zeitraum, zurückzuführen sein. Durch die Sonne wurden die Wassermassen des Eddy's, welcher ein geschlossenes System darstellt, erwärmt. Die erhöhte Temperatur lässt die Vermutung zu, dass es sich um einen Eddy handelt, der schon länger besteht und dementsprechend weit von seinem Bildungsort entfernt ist. Die geringe Strömungsgeschwindigkeit unterstützt die Vermutung, dass es sich um einen älteren Eddy handelt. Der Eddy wurde während der Ausfahrt im Randbereich angeschnitten, in denen normalerweise die höchsten Strömungsgeschwindigkeiten vorherrschen (Swart et al., 2008; Samuelsen et al., 2012). Jedoch ist in den ADCP-Daten nur ein minimaler Anstieg der Geschwindigkeit zu verzeichnen (Abb. 19), wohingegen beim Madagaskar Eddy signifikante Änderungen der Strömungsintensität im Randbereich vorhanden sind (Abb. 17). Es handelt sich hier demzufolge um einen Eddy der langsam ausklingt. Die Wassermassen des Eddy's haben sich folglich mit der Atmosphäre im Laufe der Zeit equilibriert, sodass der Eddy keine Senke mehr für CO<sub>2</sub> darstellt.

Der zweite Eddy (285,3 - 285,7) weist im Gegensatz zum Ersten einen negativen CO<sub>2</sub>-Fluss von -16,8 mol/m<sup>2</sup>/a auf (Abb. 19). Die Untersättigung an CO<sub>2</sub> wird auch für diesen Eddy, wie schon zuvor beim Süd Madagaskar Eddy (Abb. 17), auf die geringeren Oberflächentemperaturen zurückzuführen sein. Es handelt sich dementsprechend auch bei diesem Eddy um einen Temperatureffekt auf CO<sub>2</sub>. Erhöhte Bioproduktion, auf die der Anstieg des O<sub>2</sub>-Flusses auf bis zu 100 mol/m<sup>2</sup>/a hinweist, kann die Aufnahme von CO<sub>2</sub> zudem verstärkt haben. Desweiteren wurde auch dieser Eddy im Randbereich gekreuzt, in dem meist erhöhte Chlorophyll-Konzentrationen vorzufinden sind (Quartly et al., 2005; Chelton et al., 2011a). Auch im ersten Eddy ist ein positiver O<sub>2</sub>-Fluss vorhanden und die schwereren δ<sup>13</sup>C<sub>CO<sub>2</sub></sub>-Werte lassen darauf schließen, dass biologische Aktivität vorherrschte. Die biologische Aktivität scheint jedoch keinen großen Einfluss auf die CO<sub>2</sub>-Konzentration im Eddy zu haben. Dass die δ<sup>13</sup>C<sub>CO<sub>2</sub></sub>-Werte beim zweiten Eddy wieder leichter werden, obwohl erhöhte Produktivität vorhanden ist, kann mit der vermehrten Aufnahme von CO<sub>2</sub> aus der Atmosphäre erklärt werden. In der Atmosphäre liegen die δ<sup>13</sup>C<sub>CO<sub>2</sub></sub>-Werte im Durchschnitt bei -10,07 ‰ (siehe Anhang A.4 Abb. 6). Kommt es zur vermehrten Aufnahme von atmosphärischem CO<sub>2</sub> durch den Ozean können die δ-Werte leichter werden.



**Abbildung 19:** Eddies in der Region des Agulhasstroms. a.)  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -Werte und  $\text{CO}_2$ -Konzentration, b.)  $\text{CO}_2$ - und  $\text{O}_2$ -Fluss, c.) Oberflächentemperatur und  $\text{O}_2$ -Konzentration, d.) Strömungsgeschwindigkeit. Die einzelnen Abschnitte symbolisieren, der Reihenfolge nach, den farblich markierten Fahrtverlauf in Abb. 18.

Es ist davon auszugehen, dass der negative CO<sub>2</sub>-Fluss in Eddies Einfluss auf Auftriebsgebiete, wie z. B. die Agulhas Bank, haben kann. Die vorgefundenen Eddies haben eine Reichweite bis in eine Tiefe von 1000 m und bringen, durch den Prozess des Abtriebs, CO<sub>2</sub>-untersättigte Wassermassen an die Thermokline, die eine Absenkung bei antizyklonischen Eddies erfährt. Durch das langsame Ausklingen eines Eddy's und das Anheben der Thermokline gelangen die CO<sub>2</sub>-untersättigten Wassermassen unter die Thermokline, wodurch das tiefer gelegene Wasser an CO<sub>2</sub> abgereichert wird.

## 6 Zusammenfassung

Die Ozeane stellen eine wichtige Komponente in dem globalen Kohlenstoffkreislauf dar. Um eine zuverlässige Aussage über das zukünftige Klima zu treffen, ist es wichtig die zeitliche und räumliche Variabilität des CO<sub>2</sub>-Flusses zu verstehen.

Während der Ausfahrt M100/2 mit dem Forschungsschiff Meteor wurden biogeochemische Parameter im Benguela-Auftriebssystem, dem Agulhasstromsystem und dem Ost-Madagaskar-Strom erhoben. Die gemessenen Daten zeigen, dass der Agulhas- und der Ost-Madagaskar-Strom tropische, CO<sub>2</sub>-übersättigte Wassermassen in den Süden transportieren. In dem Untersuchungsgebiet vor Südafrika weist der AC jedoch nur noch geringe Unterschiede in der CO<sub>2</sub>-Konzentration zwischen der Atmosphäre und dem Ozean auf. Dies ist ein Anzeichen dafür, dass sich das Wasser im Zuge des Transportes aus den Tropen mit der Atmosphäre equilibriert hat. Der EMC dagegen, weist noch immer tropische Eigenschaften auf und fungiert demzufolge als CO<sub>2</sub> Quelle, mit einer Entgasungsrate von 1,26 mol C/m<sup>2</sup>/a.

Das Auftriebsgebiet vor Madagaskar, welches Eddy induziert ist, stellt, wie fast alle Auftriebsgebiete in den Tropen, eine Quelle für CO<sub>2</sub> dar. Bei dem Auftrieb vor Südafrika auf der Agulhas Bank kommt es dagegen zu einer Aufnahme von CO<sub>2</sub> durch den Ozean. Dies könnte darauf zurückzuführen sein, dass sich das CO<sub>2</sub> equilibrierte Wasser des ACs mit dem kalten CO<sub>2</sub>-untersättigtem Atlantikwasser mischt, wodurch es, im Unterschied zu den Tropen, auch zum Auftrieb von CO<sub>2</sub>-untersättigtem Wasser kommt. Die erhöhte Bioproduktion ist dabei ein verstärkender Faktor für die Aufnahme von CO<sub>2</sub>, indem sie die CO<sub>2</sub>-Konzentration durch Photosynthese reduziert. Das in der Biomasse gebundene CO<sub>2</sub> sinkt dann nach dem Absterben des Organismus in die Tiefe.

Die drei mesoskaligen Eddies, die auf der Ausfahrt geschnitten wurden, lagen vor dem AC und vor Süd Madagaskar. Es handelt sich jeweils um antizyklonische Eddies, die sich gegen den Uhrzeigersinn drehen und abtrieb betreiben. Auffällig für den Eddy vor Madagaskar ist, dass er dieselben CO<sub>2</sub>-Konzentrationen wie der EMC aufweist, jedoch eine Senke statt einer Quelle ist. Dies ist auf die geringeren Oberflächentemperaturen zurückzuführen, wodurch es zur Aufnahme von CO<sub>2</sub> kommt. Die beiden Eddies vor dem AC unterscheiden sich jeweils in ihrer Temperatur voneinander. Der erste Eddy scheint ein eher älterer, schon lange bestehender zu sein, indem sich die Wassermassen mit der Atmosphäre equilibriert haben. Der zweite Eddy dagegen weist dieselben Eigenschaften wie der Süd Madagaskar Eddy auf. Auch hier ist die negative Flussrate auf den Temperatureffekt auf CO<sub>2</sub> zurückzuführen.

---

## Literatur

- Bakun, A. (2006). Fronts and eddies as key structures in the habitat of marine fish larvae: opportunity, adaptive response and competitive advantage. *Scientia Marina* 70S2, 105-122,.
- Beal, L. M., Chereskin, T. K., Lenn, Y. D., and Elipot, S. (2006). The sources and mixing characteristics of the agulhas current. *Journal of physical oceanography*, 36(11):2060–2074.
- Beal, L. M., De Ruijter, W. P., Biastoch, A., Zahn, R., et al. (2011). On the role of the agulhas system in ocean circulation and climate. *Nature*, 472(7344):429–436.
- Benson, B. B. and Krause Jr, D. (1984). The concentration and isotopic fractionation of oxygen dissolved in freshwater and seawater in equilibrium with the atmosphere. *Limnology and oceanography*, 29(3):620–632.
- Chelton, D. B., Gaube, P., Schlax, M. G., Early, J. J., and Samelson, R. M. (2011a). The influence of nonlinear mesoscale eddies on near-surface oceanic chlorophyll. *Science*, 334(6054):328–332.
- Chelton, D. B., Schlax, M. G., and Samelson, R. M. (2011b). Global observations of nonlinear mesoscale eddies. *Progress in Oceanography*, 91(2):167–216.
- Cronin, M. F., Bond, N., Booth, J., Ichikawa, H., Joyce, T. M., Kelly, K., Kubota, M., Qiu, B., Reason, C., Rouault, M., et al. (2010). Monitoring ocean-atmosphere interactions in western boundary current extensions. In *Proceedings of the 'OceanObs' 09: Sustained Ocean Observations and Information for Society"Conference*, volume 2.
- de Ruijter, W. P., Aken, H. M., Beier, E. J., Lutjeharms, J. R., Matano, R. P., and Schouten, M. W. (2004). Eddies and dipoles around south madagascar: formation, pathways and large-scale impact. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 51(3):383 – 400.
- DiMarco, S. F., Chapman, P., and Nowlin, W. D. (2000). Satellite observations of upwelling on the continental shelf south of madagascar. *Geophysical Research Letters*, 27(24):3965–3968.
- Duncan, C. P. (1970). *The Agulhas Current*. PhD thesis, [Honolulu].



- 
- Estrade, P., Marchesiello, P., Verdière, D., Colin, A., and Roy, C. (2008). Cross-shelf structure of coastal upwelling: A two—dimensional extension of ekman’s theory and a mechanism for inner shelf upwelling shut down. *Journal of Marine Research*, 66(5):589–616.
- Friederich, G. E., Ledesma, J., Ulloa, O., and Chavez, F. P. (2008). Air-sea carbon dioxide fluxes in the coastal southeastern tropical pacific. *Progress in Oceanography*, 79:156 – 166. The Northern Humboldt Current System: Ocean Dynamics, Ecosystem Processes, and Fisheries.
- Gordon, A. L., Lutjeharms, J. R. E., and Gründlingh, M. L. (1987). Stratification and circulation at the agulhas retroflection. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 34(4):565 – 599.
- Gründlingh, M. L., Carter, R. A., and Stanton, R. C. (1991). Circulation and water properties of the southwest indian ocean, spring 1987. *Progress in Oceanography*, 28(4):305 – 342.
- Halo, I., Backeberg, B., Penven, P., Ansorge, I., Reason, C., and Ullgren, J. E. (2014). Eddy properties in the mozambique channel: A comparison between observations and two numerical ocean circulation models. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 100:38–53.
- Harris, T. F. W., Legeckis, R., and Van Forest, D. (1978). Satellite infra-red images in the agulhas current system. *Deep Sea Research*, 25(6):543–548.
- Imawaki, S., Bower, A. S., Beal, L., and Qiu, B. (2013). Chapter 13 - western boundary currents. In Gerold Siedler, Stephen M. Griffies, J. G. and Church, J. A., editors, *Ocean Circulation and Climate A 21st Century Perspective*, volume 103 of *International Geophysics*, pages 305 – 338. Academic Press.
- Laruelle, G. G., Dürr, H. H., Slomp, C. P., and Borges, A. V. (2010). Evaluation of sinks and sources of co2 in the global coastal ocean using a spatially-explicit typology of estuaries and continental shelves. *Geophysical Research Letters*, 37(15).
- Lutjeharms, J. R. E. (1976). The agulhas current system during the northeast monsoon season. *Journal of Physical Oceanography*, 6(5):665–670.
- Lutjeharms, J. R. E. (2006a). *The Agulhas Current*. Springer Berlin Heidelberg.
- Lutjeharms, J. R. E. (2006b). Three decades of research on the greater Agulhas Current. *Ocean Science Discussions*, 3(4):939–995.

- 
- Lutjeharms, J. R. E. and Ansorge, I. J. (2001). The agulhas return current. *Journal of Marine Systems*, 30(1):115–138.
- Lutjeharms, J. R. E., Bang, N., and Duncan, C. (1981). Characteristics of the currents east and south of madagascar. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 28(9):879 – 899.
- Lutjeharms, J. R. E., Cooper, J., and Roberts, M. (2000). Upwelling at the inshore edge of the agulhas current. *Continental Shelf Research*, 20(7):737–761.
- Lutjeharms, J. R. E. and Machu, E. (2000). An upwelling cell inshore of the east madagascar current. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 47(12):2405 – 2411.
- Lutjeharms, J. R. E. and Van Ballegooyen, R. C. (1984). Topographic control in the agulhas current system. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 31(11):1321–1337.
- Lutjeharms, J. R. E. and Van Ballegooyen, R. C. (1988). The retroflexion of the agulhas current. *Journal of Physical Oceanography*, 18(11):1570–1583.
- Machu, E., Lutjeharms, J. R. E., Webb, A. M., and Van Aken, H. M. (2002). First hydrographic evidence of the southeast madagascar upwelling cell. *Geophysical Research Letters*, 29(21):5–1–5–4.
- Messié, M., Ledesma, J., Kolber, D. D., Michisaki, R. P., Foley, D. G., and Chavez, F. P. (2009). Potential new production estimates in four eastern boundary upwelling ecosystems. *Progress in Oceanography*, 83(1):151–158.
- Palastanga, V. and Van Leeuwen, P. J anDe Ruijter, W. P. M. (2006). A link between low-frequency mesoscale eddy variability around madagascar and the large-scale indian ocean variability. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 111(C9).
- Probyn, T. A., Mitchellnes, B. A., Brown, P. C., Hutchings, L., and Carter, R. A. (1994). Review of primary production and related processes on the agulhas-bank. *South African Journal of Science*, (90):166–173.
- Quadfasel, D. R. and Swallow, J. C. (1986). Evidence for 50-day period planetary waves in the south equatorial current of the indian ocean. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 33(10):1307–1312.
- Quartly, G. D., Buck, J. J. H., and Srokosz, M. A. (2005). Eddy variability east of madagascar. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 363(1826):77–79.

- 
- Quartly, G. D., Buck, J. J. H., Srokosz, M. A., and Coward, A. C. (2006). Eddies around madagascar - the retroflexion re-considered. *Journal of Marine Systems*, 63:115 – 129.
- Ridderinkhof, W., Le Bars, D., Heydt, A. S., and Ruijter, W. P. M. (2013). Dipoles of the south east madagascar current. *Geophysical Research Letters*, 40(3):558–562.
- Rouault, M., White, S. A., Reason, C. J. C., Lutjeharms, J. R. E., and Jobard, I. (2002). Ocean-atmosphere interaction in the agulhas current region and a south african extreme weather event. *Weather and Forecasting*, 17(4):655–669.
- Sabarros, P. S., Ménard, F., Lévénez, J.-J., Tew-Kai, E., and TERNON, J.-F. (2009). Mesoscale eddies influence distribution and aggregation patterns of micronekton in the mozambique channel. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 395:101–107.
- Sabine, C. L., Feely, R. A., Gruber, N., Key, R. M., Lee, K., Bullister, J. L., Wanninkhof, R., Wong, C., Wallace, D. W., Tilbrook, B., et al. (2004). The oceanic sink for anthropogenic co<sub>2</sub>. *science*, 305(5682):367–371.
- Samuelson, A., Hjøllø, S. S., Johannessen, J. A., and Patel, R. (2012). Particle aggregation at the edges of anticyclonic eddies and implications for distribution of biomass. *Ocean Science*, 8(3):389–400.
- Santana-Casiano, J. M., González-Dávila, M., and Ucha, I. R. (2009). Carbon dioxide fluxes in the benguela upwelling system during winter and spring: A comparison between 2005 and 2006. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56(8):533–541.
- Saunders, P. M. (1971). Anticyclonic eddies formed from shoreward meanders of the gulf stream. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, volume 18, pages 1207–1219. Elsevier.
- Schouten, M. W., de Ruijter, W. P., and van Leeuwen, P. J. (2002). Upstream control of agulhas ring shedding. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 107(C8):23–1.
- Shannon, L. V. (1985). The benguela ecosystem. i: Evolution of the benguela physical features and processes. *Oceanography and Marine Biology*, 23:105–182.
- Siegel, D. A., McGillicuddy, D. J., and Fields, E. A. (1999). Mesoscale eddies, satellite altimetry, and new production in the sargasso sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 104(C6):13359–13379.

- 
- Siegel, D. A., Peterson, P., McGillicuddy, D. J., Maritorena, S., and Nelson, N. (2011). Bio-optical footprints created by mesoscale eddies in the sargasso sea. *Geophysical Research Letters*, 38(13).
- Siegenthaler, U. and Sarmiento, J. L. (1993). Atmospheric carbon dioxide and the ocean. *Nature*, 365(6442):119–125.
- Swallow, J., Fieux, M., and Schott, F. (1988). The boundary currents east and north of madagascar: 1. geostrophic currents and transports. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 93(C5):4951–4962.
- Swart, N. C., Ansorge, I. J., and Lutjeharms, J. R. E. (2008). Detailed characterization of a cold antarctic eddy. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 113(C1).
- Takahashi, T., Sutherland, S. C., Wanninkhof, R., Sweeney, C., Feely, R. A., Chipman, D. W., Hales, B., Friederich, G., Chavez, F., Sabine, C., et al. (2009). Climatological mean and decadal change in surface ocean pco<sub>2</sub>, and net sea–air co<sub>2</sub> flux over the global oceans. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56(8):554–577.
- Tew Kai, E. and Marsac, F. (2010). Influence of mesoscale eddies on spatial structuring of top predators’ communities in the mozambique channel. *Progress in Oceanography*, 86(1):214–223.
- Valentine, H. R., Lutjeharms, J. R. E., and Brundrit, G. B. (1993). The water masses and volumetry of the southern agulhas current region. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 40(6):1285 – 1305.
- Wanninkhof, R. (1992). Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 97(C5):7373–7382.
- Weiss, R. F. (1974). Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas. *Marine Chemistry*, 2(3):203 – 215.
- Zeebe, R. E. and Wolf-Gladrow, D. (2001). *CO<sub>2</sub> in Seawater: Equilibrium, Kinetics, Isotopes: Equilibrium, Kinetics, Isotopes*. Elsevier.

### Internetquellen

<http://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/sea-surface-height-> (02.11.2014)

<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni/> (20.11.2014)

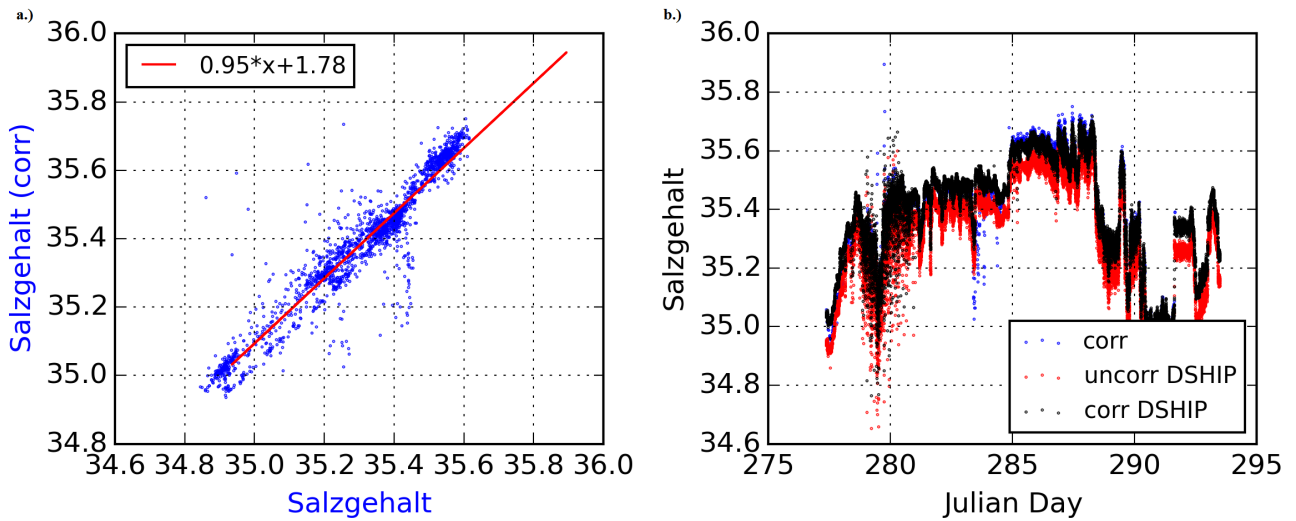
## A Anhang

### A.1 Gemessene Parameter

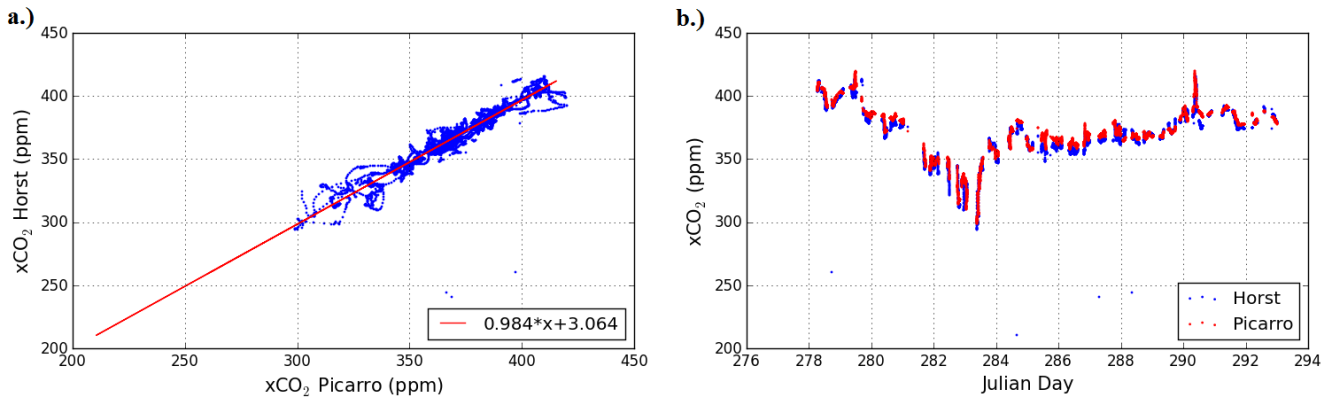
**Tabelle 1:** Gemessene Parameter und die verwendeten Methoden für die Ausfahrt der FS Meteor 100/2. Die grau unterlegten Kästchen sind die Parameter, die für die weitere Auswertung näher betrachtet wurden.

Nr.	Parameter	Methoden				
		Titration	G2201-i	SUNDANS	Ferry Box	DSHIP
	<b>Atmosphäre</b>					
1	$xCO_2$		X			
2	$\delta^{13}C_{CO_2}$		X			
3	$xCH_4$		X			
4	$\delta^{13}C_{CH_4}$		X			
5	Druck			X		X
6	Windrichtung					X
7	Windgeschwindigkeit					X
	<b>Wasser</b>					
8	$xCO_2$		X	X		
9	$\delta^{13}C_{CO_2}$		X			
10	$xCH_4$		X			
11	$\delta^{13}C_{CH_4}$		X			
12	SST				X	X
13	Salinität				X	X
14	Sauerstoff	X			X	
15	EQ-Temp.			X		
16	pH				X	
17	TA	X				

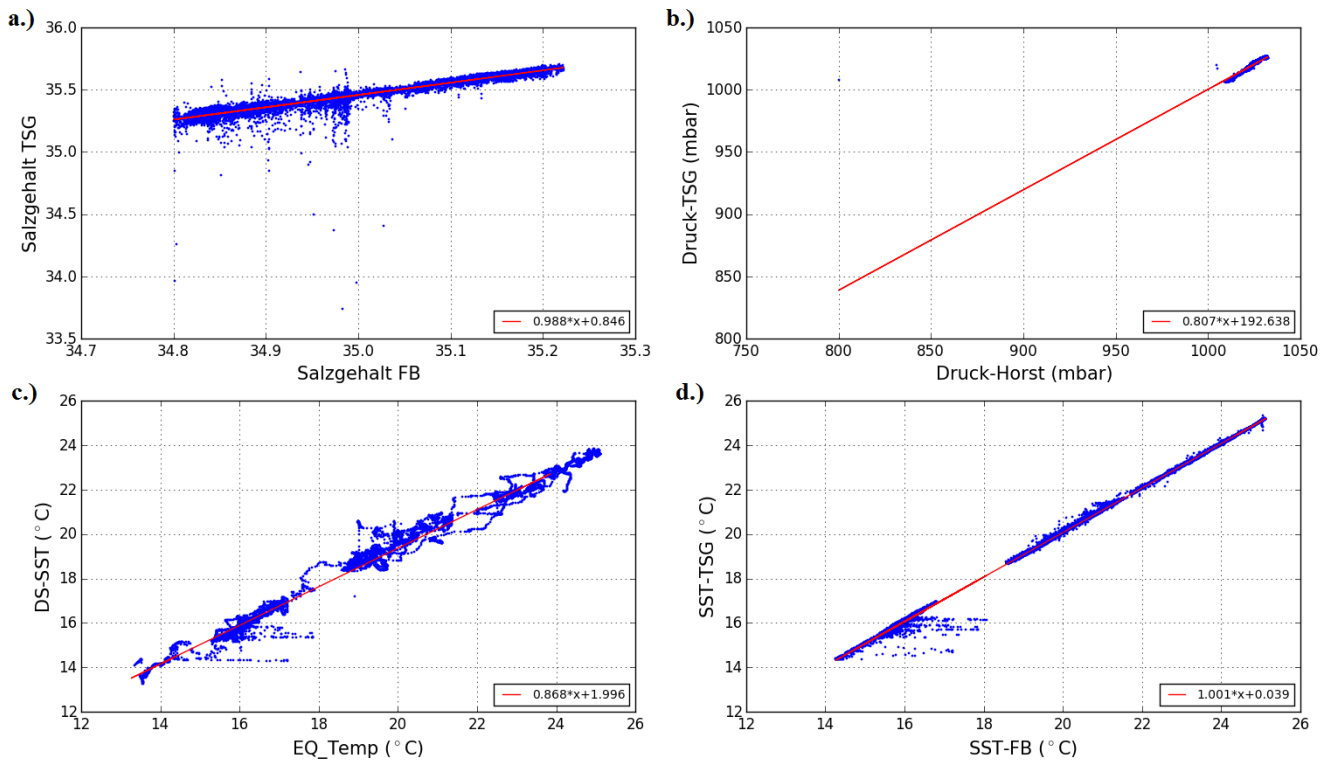
## A.2 Validierung der Parameter



**Abbildung 1:** Validierung der Salinität von DSHIP. a.) korrigierte Salinität gegen unkorrigierte DSHIP-Daten, b.) unkorrigierte DSHIP-Daten, korrigierte Daten und die korrigierte Salinität gemessen durch die Ozeanographen (blau).

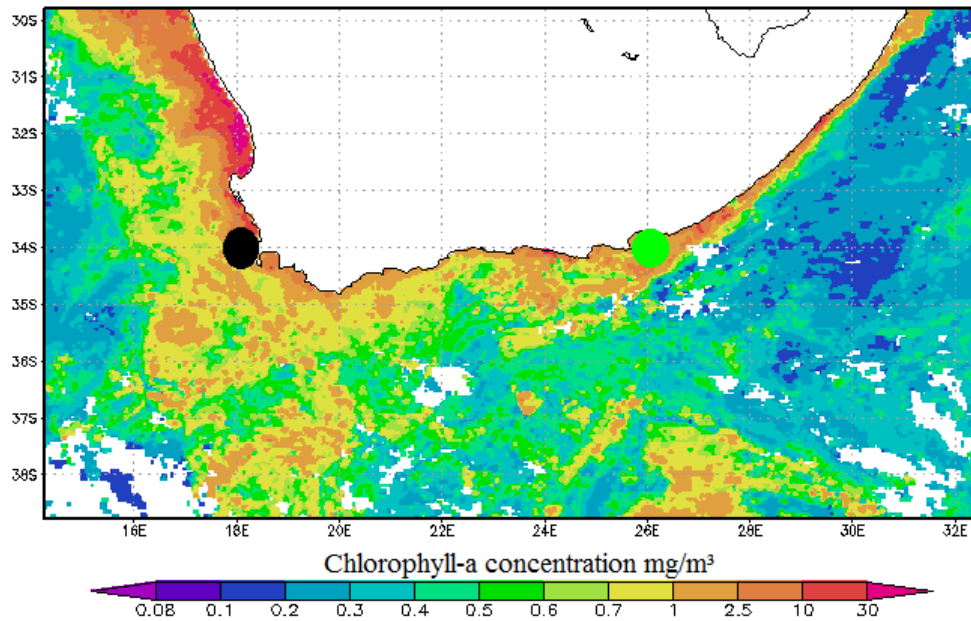


**Abbildung 2:** Korrelation des  $CO_2$ -Gehaltes zwischen SUNDANS und Picarro. a.) Korrelation zwischen SUNDANS und Picarro, b.)  $CO_2$ -Konzentration von SUNDANS und Picarro.

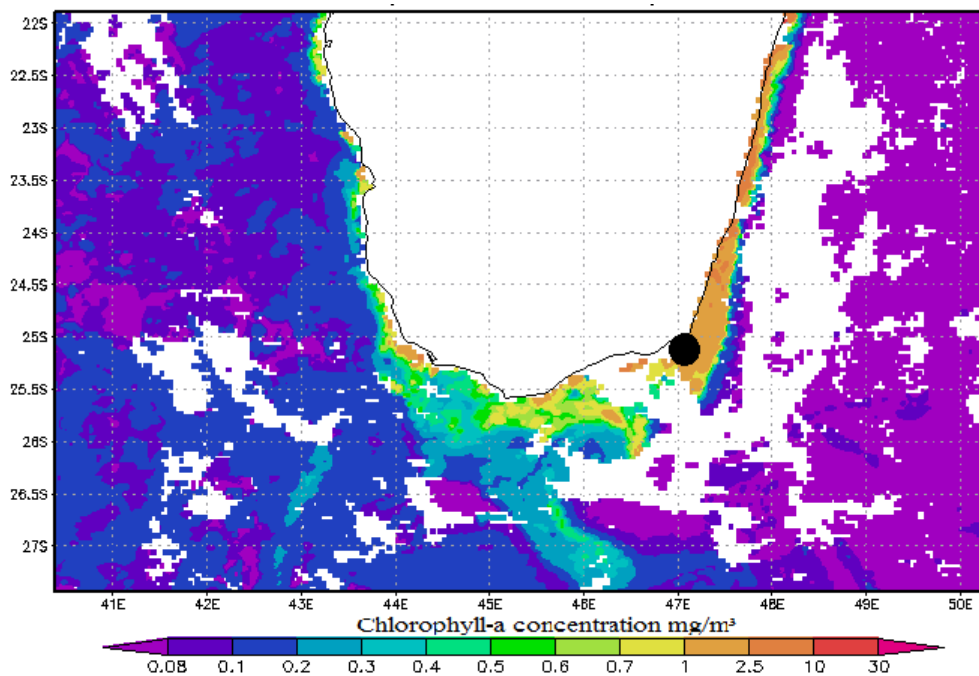


**Abbildung 3:** Validierung der Ferrx Box und SUNDANS Daten- a.) Korrelation des Salzgehaltes zwischen DSHIP und Ferry Box, b.) Korrelation des Drucks zwischen DSHIP und SUNDANS, c.) Korrelation zwischen der DSHIP-Temperatur und der Equilibratortemperatur, d.) Korrelation der Temperatur zwischen DSHIP und Ferry Box.

### A.3 Chlorophyll-a Satellitendaten



**Abbildung 4:** Chlorophyll-a Satellitendaten für den Zeitraum vom 08.10. bis 16.10.2013 für die Region um die Agulhas Bank. Der schwarze Punkt markiert die Auftriebs-Zelle südlich vor Kapstadt, der grüne die vor Port Elizabeth. (<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni/>)



**Abbildung 5:** Chlorophyll-a Satellitendaten für den Zeitraum vom 16.10. bis 24.10.2013 für die Region um die Südspitze Madagaskars. Der schwarze Punkt markiert die südöstliche Auftriebs-Zelle. (<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni/>)



#### A.4 Delta-Werte der Atmosphäre

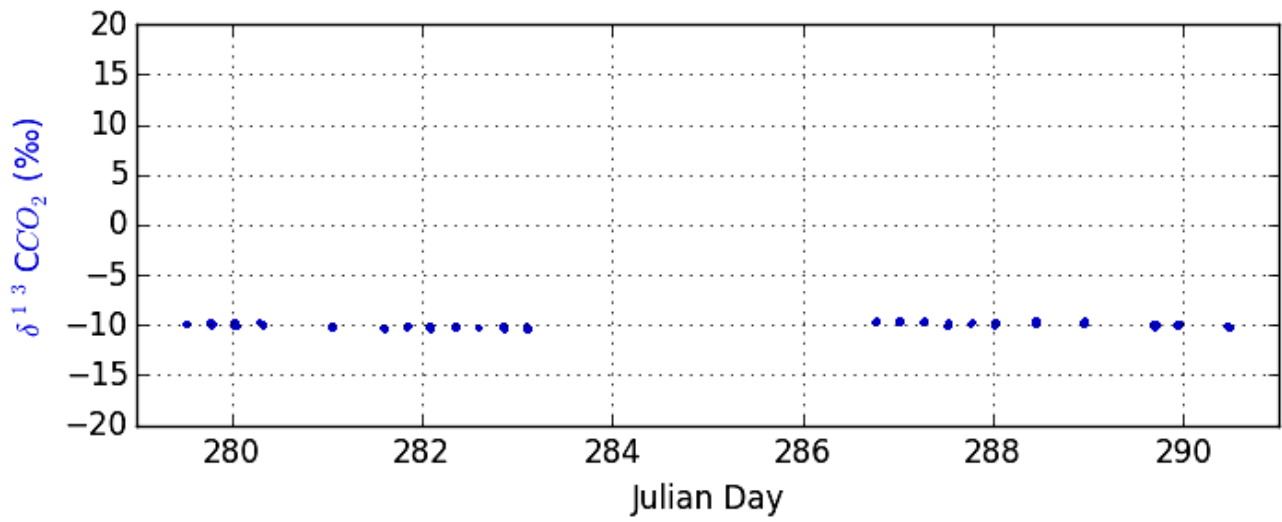
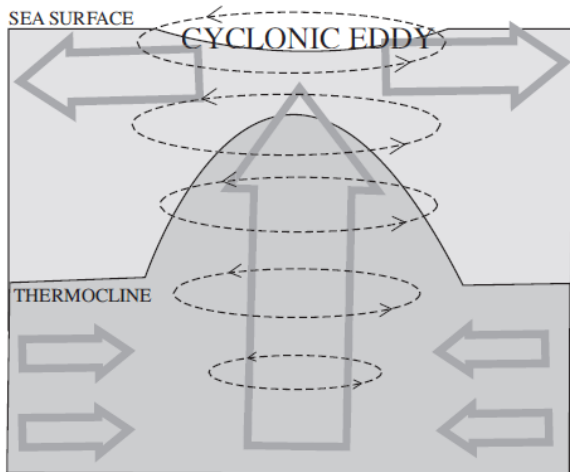


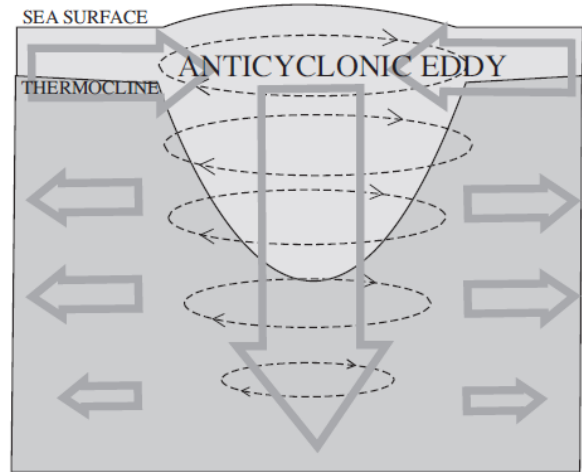
Abbildung 6:  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -Werte der Atmosphäre entlang des gesamten Fahrtverlaufes

## A.5 Strömungsmuster von mesoskaligen Eddies

### a. Cyclonic



### b. Anticyclonic



**Abbildung 7:** Vertikales Strömungsmuster von (a) zyklonischer Eddies, (b) antizyklonischer Eddies für die Nordhemisphäre. Nach Bakun (2006).

## Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich bei meinem Erstgutachter Dr. Tim Rixen für die Vergabe des Themas, die Anregungen und Ideen zur Entstehung der Arbeit, sowie für die tatkräftigen Hilfestellungen mit Python und den Verbesserungsvorschlägen bedanken. Desweiteren möchte ich mich noch für die Möglichkeit bedanken, dass ich an der Forschungsfahrt der FS Meteor teilnehmen durfte.

Ein weiterer Dank geht an Arne Biastoch für die Beschaffung der Satellitendaten der Meeresoberflächenhöhe und Francisca Wit für die Formeln zur Berechnungen des CO<sub>2</sub>-Flusses.

Zum Schluss geht noch ein großer Dank an meine Freunde Svenja Angenendt, Daniel Schult, Sandra Heucken, Sophie Reiche und Amelie Hagen sowie meiner Familie für die Hilfestellungen und die moralische Unterstützung.

Hiermit versichere ich eidesstattlich, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe, dass alle Stellen der Arbeit, die wörtlich oder sinngemäß aus anderen Quellen übernommen wurden, als solche kenntlich gemacht sind, und dass die Arbeit in gleicher oder ähnlicher Form noch keiner Prüfungsbehörde vorgelegt wurde. Mit der Überprüfung der vorliegenden Arbeit hinsichtlich dieser Angaben durch ein informationstechnisches Prüfverfahren erkläre ich mich ausdrücklich einverstanden.

---

Hamburg, 21.12.2014

---

Saskia Horstmann