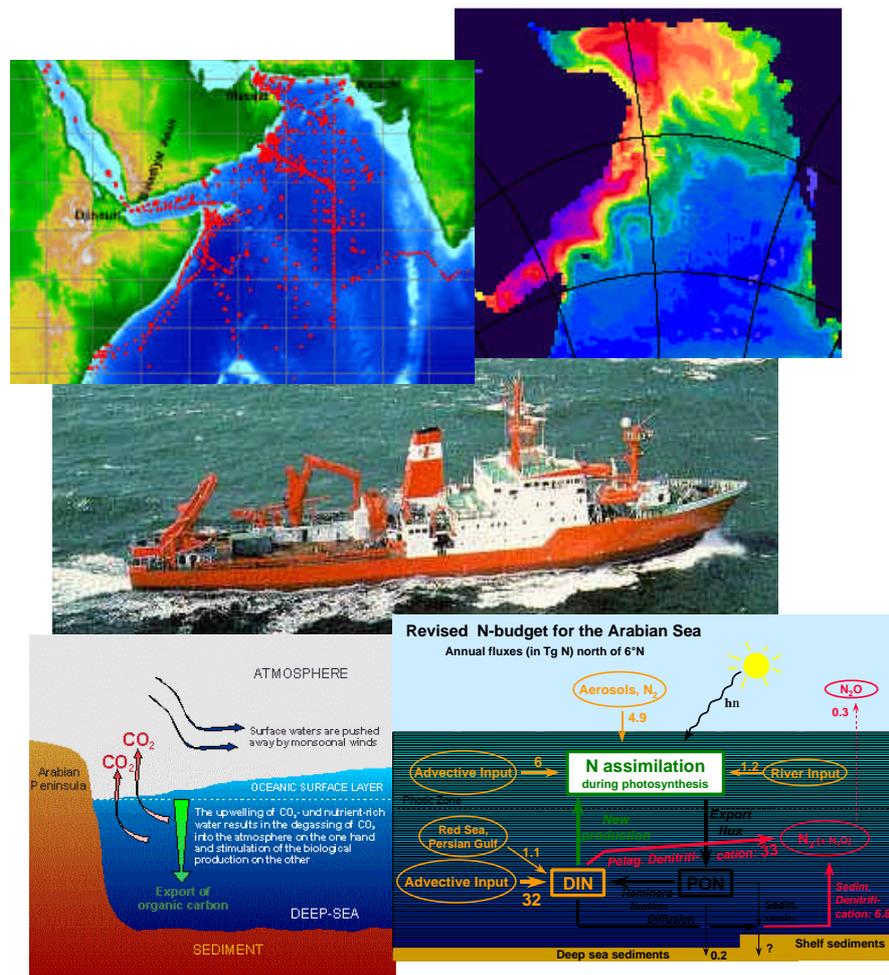


BMBF Verbundprojekt JGOFS-Indik

Quantifizierung und Modellierung des Umsatzes von Kohlenstoff und assoziierten Elementen im Arabischen Meer



BMBF/BEO 03 F 0241 A

01.01.1999 - 31.12.2000

Abschlussbericht

Hinweis:

**Dieser Bericht enthält unveröffentlichte Ergebnisse,
die nicht ohne Einwilligung des BMBF
oder der Antragsteller verwendet werden dürfen.**

Umschlagbild

Oben links: Übersicht über die Lokationen von Datensätzen aus JGOFS-Felduntersuchungen. Die Datensätze wurden durch das Datenmanagement auf einer CD publiziert und werden auch im Internet zur Verfügung gestellt (Kap. 6, S. 72-73; <http://www.ifm.uni-kiel.de/jgofs/dm/>).

Oben rechts: Verteilung eines künstlichen „Tracers“ im Arabischen Meer durch Auftrieb und Oberflächenströmung anhand eines dreidimensionalen biogeochemischen Modells (vgl. Kap. 5.4.5, S. 63-65).

Mitte: FS Sonne, „Reedereigemeinschaft Forschungsschiffahrt GmbH“.

Unten links: Schematische Darstellung der Bedeutung des Auftriebs im westlichen Arabischen Meeres während des Sommermonsuns für den Kohlenstoffkreislauf (vgl. Kap. 2, S. 4-5).

Unten rechts: Schematische Darstellung und Quantifizierung des Stickstoffkreislaufes im Arabischen Meer (nach Bange et al. 2000).

BMBF Verbundprojekt JGOFS-Indik III

**Quantifizierung und Modellierung
des Umsatzes von Kohlenstoff
und assoziierten Elementen
im Arabischen Meer**

BMBF/BEO 03 F 0241 A

**Abschlussbericht der Koordination
für die dritte Projektphase**

01.01.1999 - 31.12.2000

A. Suthhof* & V. Ittekkot*

Zentrum für Marine Tropenökologie
Bremen

* Im Berichtszeitraum auch:
Institut für Biogeochemie und Meereschemie
Zentrum für Meeres- und Klimaforschung
Universität Hamburg

INHALT

1 EINLEITUNG	4
2 ARBEITSGEBIET	6
3 ZIELE UND DURCHGEFÜHRTE ARBEITEN	8
4 KOOPERATION IM VERBUND SOWIE VERBINDUNG ZU INTERNATIONALEN FORSCHUNGSPROJEKTEN UND ANDEREN BMBF-VERBUNDEVORHABEN ..	11
5 ERGEBNISSE	11
5.1 Stoffflüsse zwischen Atmosphäre und Ozean	11
5.1.1 <i>Kohlendioxid</i>	15
5.1.2 <i>Lachgas</i>	16
5.2 Stoffflüsse und Umsetzungsprozesse im oberflächennahen Bereich	18
5.2.1 <i>Hydrographische Zonierung und Planktonvergesellschaftung</i>	23
5.2.2 <i>Nährstoffe und gelöster anorganischer Kohlenstoff</i>	28
5.2.3 <i>Bakterieller Kohlenstofffluss im Nahrungsnetz</i>	30
5.2.4 <i>Kohlenstoffbilanzierung in einem Filament</i>	33
5.2.5 <i>Saisonale Variabilität von N₂O und CH₄ in der Mischungsschicht</i>	35
5.3 Stoffexport in die Tiefsee und Umsetzungsprozesse in der Wassersäule ..	36
5.3.1 <i>Partikelfluss in die Tiefsee</i>	39
5.3.2 <i>Validierung des Partikelflusses durch Radionuklid-Traceruntersuchungen</i> ..	42
5.3.3 <i>Respiratorischer Kohlenstoffbedarf von Bakterien und Zooplankton</i>	45
5.3.4 <i>Remineralisierungsverhältnisse in der Wassersäule</i>	46
5.3.5 <i>Biogeochemie der Spurenelemente</i>	48
5.4 Modellierung des Gesamtsystems	48
5.4.1 <i>Eindimensionale Modellierung von Produktivität und Aggregatbildung</i>	51
5.4.2 <i>Modellierung der Spurenelemente</i>	54
5.4.3 <i>Bio-optische Prozesse</i>	58
5.4.4 <i>Eindimensionale Modellierung des Stickstoffkreislaufes</i>	61
5.4.5 <i>Dreidimensionale biogeochemische Modellierung</i>	66
5.5 Stofffluss ins Sediment und Rekonstruktion der Monsungeschichte	66
5.5.1 <i>Abbau und Akkumulation des organischen Kohlenstoffs</i>	67
5.5.2 <i>Radionuklidflüsse ins Sediment</i>	68
5.5.3 <i>Monsunvariabilität im Spätquartär</i>	68

6 DATENMANAGEMENT	72
6.1 <i>Datenbestand</i>	72
6.2 <i>Datenanfragen/-weitergabe</i>	73
7 AUSBLICK	74
8 LITERATUR	77

ANHANG:

- I. Liste der Teilprojekte, Antragsteller und wissenschaftlichen Mitarbeiter
- II. Publikationen im Rahmen von JGOFS-Indik
 - Beiträge für wissenschaftliche Zeitschriften und Bücher
 - Veröffentlichung von Datensammlungen
 - Kurzfassungen und Poster
 - Diplomarbeiten, Dissertationen und Habilitationen

1 EINLEITUNG

Nach dem aktuellen Bericht des *International Panel on Climate Change* (IPCC 2001) hat sich die globale Oberflächentemperatur während des letzten Jahrhunderts um etwa $0,6 \pm 0,2^\circ\text{C}$ erhöht. Die neunziger Jahre des letzten Jahrhunderts waren dabei sehr wahrscheinlich die global wärmsten seit Beginn der Temperaturmessung. Die Hinweise, dass dieser Temperaturanstieg auf die vom Menschen verursachte Emission von Treibhausgasen wie Kohlendioxid (CO_2), Lachgas (N_2O) und Methan (CH_4) zurückzuführen ist, haben in den letzten Jahren erheblich zugenommen. Das quantitativ wichtigste unter den genannten Treibhausgasen ist CO_2 . Seine Konzentration in der Atmosphäre hat vor allem durch die Verbrennung von fossilen Kohlenwasserstoffen und durch die Abholzung von Wäldern seit dem Beginn der Industrialisierung um ca. 25% zugenommen (Houghton et al. 1996). Zur Zeit liegt die anthropogene CO_2 -Emission bei etwa 5,5 bis 8,1 Gt C a⁻¹ (Houghton et al. 1996; Ledley et al. 1999). Der erwartete Anstieg der Konzentrationen der Treibhausgase in der Atmosphäre könnte bis zum Jahr 2100 zu einem weiteren Temperaturanstieg von $1,4^\circ$ - $5,8^\circ\text{C}$ führen (IPCC 2001). Die Ozeane werden auf diesen globalen Wandel mit Veränderungen ihrer biogeochemischen Kreisläufe reagieren. Dies wird auch Auswirkungen auf die sozio-ökonomische Bedeutung der Weltmeere haben.

Von den anthropogenen CO_2 -Emissionen nimmt der Ozean derzeit ca. 2 Gt C a⁻¹ auf und wirkt so dem Anstieg der atmosphärischen CO_2 -Konzentrationen entgegen (Orr et al. 2001). Die Aufnahmekapazität des Ozeans wird dabei sehr stark durch biologische Prozesse gesteuert. Die *Joint Global Ocean Flux Study* (JGOFS) untersucht den Einfluss dieser Prozesse auf den marinen Kohlenstoffkreislauf und die Kreisläufe der assoziierten Elemente. Die im Rahmen von JGOFS durchgeführten und geplanten Untersuchungen finden als Prozessstudien in Ozeanbereichen mit unterschiedlichen meteorologischen und ozeanographischen Gegebenheiten statt. Zu den ausgewählten Regionen gehört das Arabische Meer, da dieses Meeresgebiet extrem starken saisonalen Schwankungen ozeanischer Prozesse ausgesetzt ist, die mit den Monsunen identifizierbare Steuerungsmechanismen aufweisen (Kap. 2). Darüber hinaus gibt es im Arabischen Meer im Gegensatz zu den meisten anderen Ozeangebieten eine sehr stark ausgeprägte Sauerstoffminimumzone. Hierbei handelt es sich um einen Abschnitt in der Wassersäule mit geringen Sauerstoffkonzentrationen, der einen wesentlichen Einfluss auf die marinen Stoffkreisläufe besitzt, und in Bezug auf die Bildung bestimmter Spurengase globale Bedeutung hat.

Der deutsche Beitrag zur JGOFS-Prozessstudie im Arabischen Meer startete 1995. Zu Beginn des Verbundprojektes wurden während der Forschungsfahrten 1995 und 1997 umfangreiche Felduntersuchungen und anschließend Laborarbeiten durchgeführt (Kap. 3). Es folgte die Auswertung der Ergebnisse innerhalb der einzelnen Teilprojekte. Im Berichtszeitraum wurde an der Synthese der Ergebnisse gearbeitet. Hierbei wurden vor allem die Erkenntnisse der Teilprojekte zusammengeführt und die Ergebnisse anderer internationaler JGOFS-Studien im Arabischen Meer einbezogen. Ein weiterer Schwerpunkt war die Entwicklung von numerischen Modellen. Die Arbeiten wurden dabei sowohl mit den internationalen Aktivitäten von JGOFS als auch mit anderen Forschungsprogrammen der deutschen Meeresforschung inhaltlich und organisatorisch abgestimmt (Kap. 4).

Dieser Abschlussbericht fasst die Ergebnisse der ersten Synthesephase zusammen. Aufgrund der Bedeutung des Ozeans als Quelle oder Senke für Treibhausgase, ist die Untersuchung der Stoffflüsse zwischen Atmosphäre und Ozean ein Schwerpunkt (Kap. 5.1).

In der lichtdurchfluteten Deckschicht des Ozeans wird durch die Photosynthese gelöstes CO₂ konsumiert. Gleichzeitig wird es von bestimmten Organismen bei der Bildung von Karbonatschalen fixiert aber auch freigesetzt. Ziel der Untersuchungen in der Deckschicht ist daher vor allem die Bilanzierung des Kohlenstoffflusses von der CO₂-Fixierung im organischen Material oder in Karbonatschalen bis zur Umsetzung innerhalb der Nahrungskette (Kap. 5.2).

Der Stofftransport aus dem Oberflächenwasser in die Tiefsee (Meso- und Bathypelagial) entzieht das gebundene CO₂ für den Zeitraum von Jahrhunderten dem direkten Austausch mit der Atmosphäre. Zusammen mit den Oberflächenprozessen des CO₂ wird dieser Vorgang als „Biologische Pumpe“ bzw. als „Karbonat-Pumpe“ bezeichnet. Kap. 5.3 beschreibt die Quantifizierung des in die Tiefsee transportierten Materials sowie der Umsetzungs-, Lösungs- und Abbauprozesse in der Wassersäule. Hierbei wird ein Teil des zuvor dem Oberflächenwasser entzogenen CO₂ wieder freigesetzt und kann in Abhängigkeit von der ozeanischen Zirkulation wieder in die mit der Atmosphäre im Austausch befindlichen Deckschicht gebracht werden.

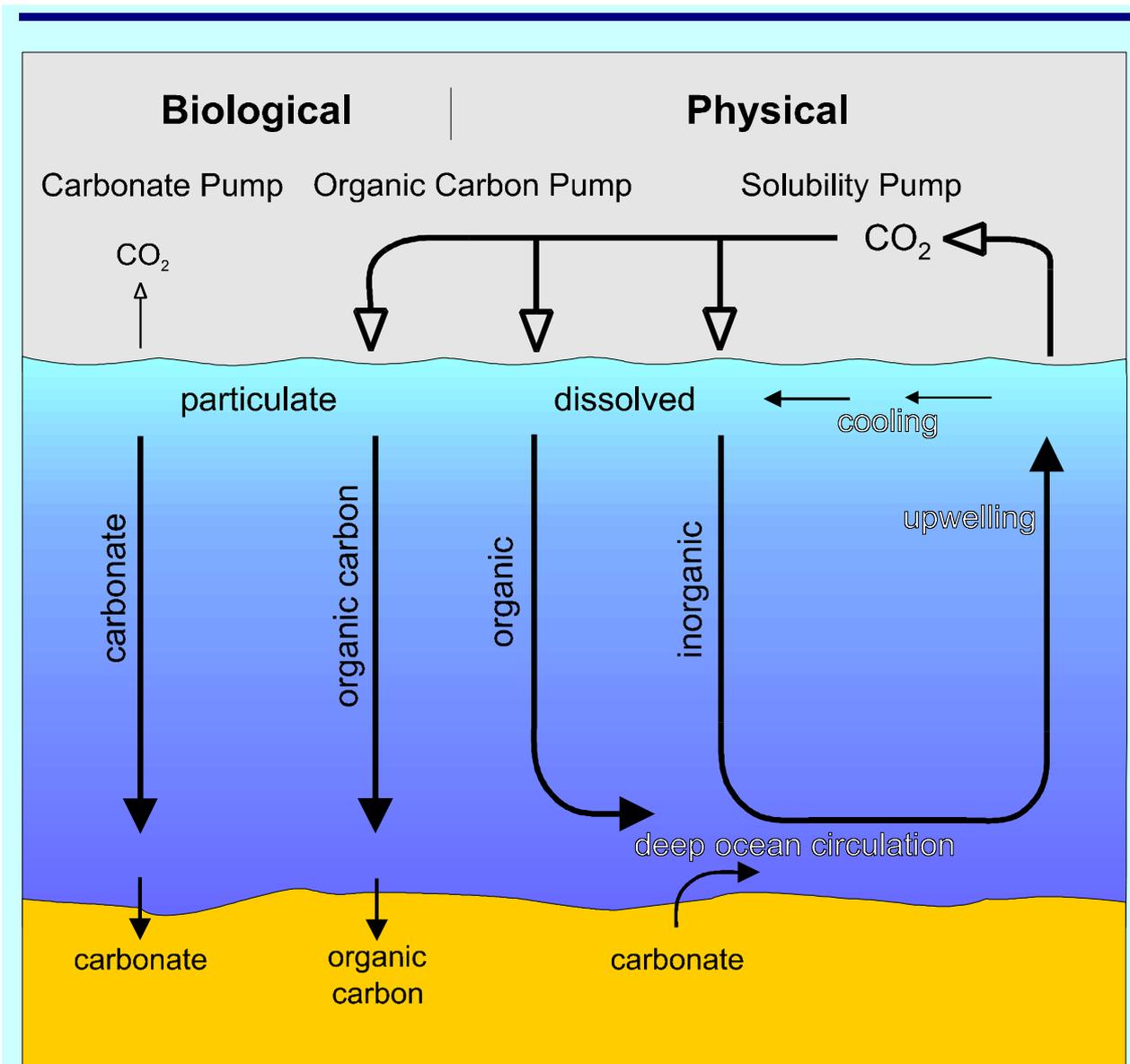
Die numerische Modellierung im Arabischen Meer erlaubt die Quantifizierung der Umsetzungsprozesse mit einer zeitlichen und räumlichen Auflösung, wie sie durch Feldstudien nicht zu erreichen ist (Kap. 5.4). Über Sensitivitätsstudien kann die Reaktion einzelner biogeochemischer Variablen auf Veränderungen des biologischen und physikalischen Systems ermittelt werden. Hierdurch ergeben sich auch Möglichkeiten der Vorhersage.

Das Sediment spielt eine wichtige Rolle als langfristige Senke für die Elemente, deren biogeochemischen Kreisläufe untersucht werden (Kap. 5.5). Gleichzeitig ist die Einbeziehung der jüngeren geologischen Geschichte und die Rekonstruktion der durch den Monsun gesteuerten Zirkulation anhand von Sedimenten eine wichtige Ergänzung für das Verständnis des Monsunsystems und seiner natürlichen Variabilität.

Für die Zusammenarbeit innerhalb des Verbundprojektes ist, ebenso wie für die globale Synthese von JGOFS, die Assimilation aller Daten wichtig. Gleichzeitig muss der allgemeine Zugriff auf diese Daten gewährleistet werden. Diese Funktion wird in JGOFS-Indik vom „Datenmanagement“ übernommen (Kap. 6).

In Kap. 7 wird ein Ausblick auf sich aus den bisherigen Arbeiten entwickelten wissenschaftlichen Fragestellungen und Planungen für die abschließende Synthesephase gegeben. Dort finden sich auch Angaben zur Verwertbarkeit der Ergebnisse.

Dieser Bericht beinhaltet die Arbeiten von 14 Teilprojekten und dem Datenmanagement (Abb. 1-1; Anhang I). Deren Beiträge wurden unter inhaltlichen Gesichtspunkten teilweise aufgetrennt und für diesen gemeinsamen Bericht durch die Koordination des Projektes neu zusammengestellt sowie redaktionell bearbeitet. Eine ausführliche Darstellung der Ergebnisse aus den Teilprojekten findet sich jeweils im „Zwischenbericht 1999“ und in den separat eingereichten Abschlussberichten der einzelnen Teilprojekte. Diese Berichte und der hier vorliegende Bericht enthalten z.T. noch unveröffentlichte Ergebnisse, die nicht ohne Einwilligung der Antragsteller bzw. des BMBF verwendet werden dürfen. Eine Liste der Veröffentlichungen aus dieser Projektphase ist im Anhang II beigefügt.



Die ozeanischen Kohlenstoff-Pumpen kontrollieren auf verschiedenen Wegen den Transfer von Kohlenstoff aus der ozeanischen Deckschicht in die Tiefsee:

- durch das Absinken von Organismenresten und Kotballen, die sowohl in organischem Material als auch in Karbonatschalen gebundenen Kohlenstoff enthalten,
- durch den diffusiven oder advektiven Transport von gelöstem organischem Material im Rahmen der ozeanischen (thermohalinen) Konvektion und
- durch den Transport von gelöstem CO_2 im Zusammenhang mit dieser Zirkulation.

Aufgrund des ständigen Ausgleichs zwischen den CO_2 -Partialdrücken von Atmosphäre und ozeanischer Deckschicht, wirkt sich die Aktivität der Kohlenstoff-Pumpen auch auf den CO_2 -Gehalt der Atmosphäre aus. Nicht dargestellt ist der Transfer von partikulärem organischem oder karbonatischem Kohlenstoff in die gelöste Fraktion durch den biologischen Abbau des organischen Materials oder durch Lösung von Karbonatschalen in der Tiefsee. Nur ein kleiner Teil des partikulären Kohlenstoffs wird über geologische Zeiträume ins Sediment eingelagert. Die Quantifizierung all dieser Prozesse innerhalb einzelner Meeresgebiete und für den gesamten Ozean ist eines der Hauptziele von JGOFS.

Quelle: Verändert nach SCOR/JGOFS Committee.

2 ARBEITSGEBIET

Das Besondere am Arabischen Meer ist vor allem die Steuerung fast aller physikalischen und biogeochemischen Prozesse durch den asiatischen Monsun. Hierdurch lassen sich die Wechselwirkungen zwischen dem Klima und biogeochemischen Prozessen in einem räumlich überschaubaren Gebiet besonders gut erforschen. Der Monsun ist ein jahreszeitlich wechselndes Windsystem, das von der sommerlichen Erwärmung und der winterlichen Abkühlung des asiatischen Festlandes angetrieben wird. Im Sommer, in der Zeit von Mai/Juni bis zum September weht ein starker SW-Wind über das Arabische Meer (SW-Monsun), der seine höchsten Geschwindigkeiten in einer Zone erreicht, die etwa parallel zur Arabischen Küste verläuft. Diese Zone erhöhter Windgeschwindigkeiten wird als Findlater-Jet bezeichnet (Findlater 1966, Legler et al. 1989) und verursacht den Aufstieg von kaltem Tiefenwasser in einem breiten Streifen vor der arabischen Küste. Diese Wassermassen enthalten hohe Nährstoffkonzentrationen, was den Umsatz der Biologischen Pumpe steigert (Abb. 2-1a). Andererseits transportieren sie große Mengen CO_2 in das Oberflächenwasser, was zu einer erhöhten Emission führen kann. Es war daher lange Zeit unklar, ob das Arabische Meer eine Quelle oder Senke für CO_2 ist. Im Winter, etwa von Dezember bis Februar (NE-Monsun, Abb. 2-1b), wird die biologische Aktivität von der Tiefe der Durchmischungsschicht und der euphotischen Zone bestimmt (Banse & McClain 1986, Madhupratap et al. 1996). Auch in diesem Fall kommt es gleichzeitig zur einer verstärkten Aktivität der Biologischen Pumpe und einer erhöhten Emission von CO_2 . In der Zeit des Übergangs zwischen den beiden Monsunphasen, dem Zwischen- oder Intermonsun (ca. März bis Mai und Oktober bis Dezember), dominieren hingegen oligotrophe Bedingungen.

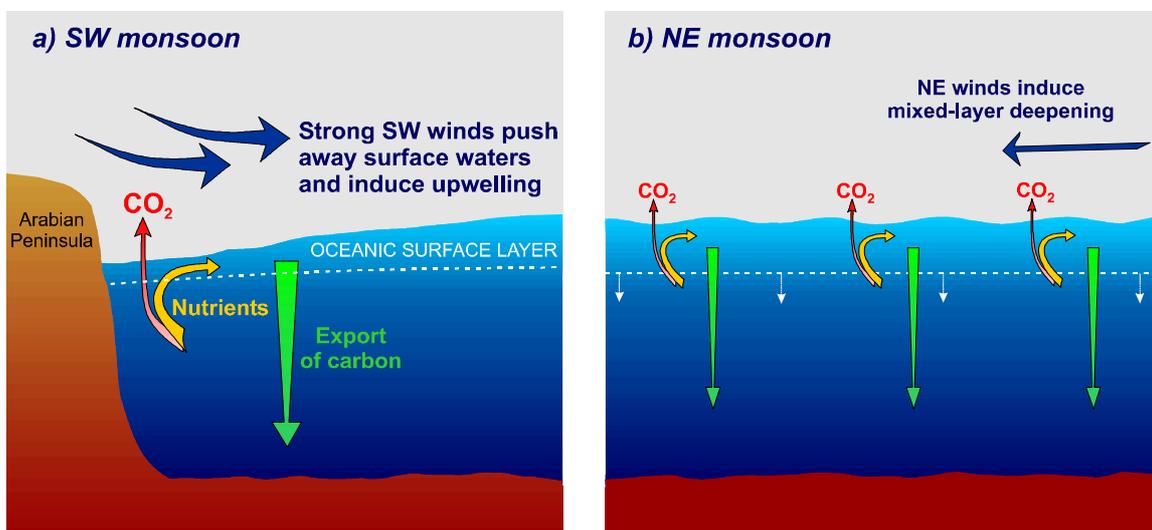


Abb. 2-1: Im SW-Monsun führen die starken Winde im westlichen Arabischen Meer zum Auftrieb nährstoffreichen Tiefenwassers und damit sowohl zu verstärkter CO_2 -Emission als auch zu erhöhtem Kohlenstoffexport (a). Während des schwächeren NE-Monsuns kommt es zu den selben Effekten durch eine Vertiefung der Durchmischungsschicht (b).

Die hohe biologische Produktivität im Arabischen Meer führt zu einem hohen Export von organischem Material aus dem Oberflächenwasser in die darunter liegenden Wassermassen. Sowohl durch die hohe Sauerstoffzehrung beim Abbau dieses durch die Biologische Pumpe eingetragenen organischen Materials, als auch durch den Einstrom von

relativ O_2 -armen intermediären Wassermassen aus niedrigen Breiten beiderseits des Äquators (Swallow 1984, Olson et al. 1993, You & Tomczak 1993) kommt es zur Ausbildung einer beständigen Sauerstoffminimumzone in Wassertiefen zwischen ca. 200 bis 1150 m (z.B. Wyrski 1973, Sen Gupta & Naqvi 1984; Abb. 2-2a). Sie ist im Nordosten am stärksten ausgeprägt und wird durch den Einstrom von höher salinaren Wassermassen aus dem Roten Meer und Persischen Golf und die damit verbundene Stratifizierung der Wassersäule noch verstärkt (Wyrski 1973, Qasim 1982). In der Sauerstoffminimumzone laufen z.B. mit der Denitrifikation biogeochemische Prozesse von globaler Bedeutung ab (z.B. Mantoura et al. 1993).

Für die Untersuchung des Exports von partikulärem Material in die Tiefsee wurden z.T. bereits seit 1986 im Rahmen einer deutsch-indischen Zusammenarbeit Sinkstofffallen im Arabischen Meer verankert (Abb. 2-2b). Diese kontinuierlichen Messungen bilden einen wichtigen Bezugspunkt, um die in JGOFS-Indik durchgeführten temporären Messungen in einen größeren Zeitrahmen einzuordnen (vgl. Kap. 5).

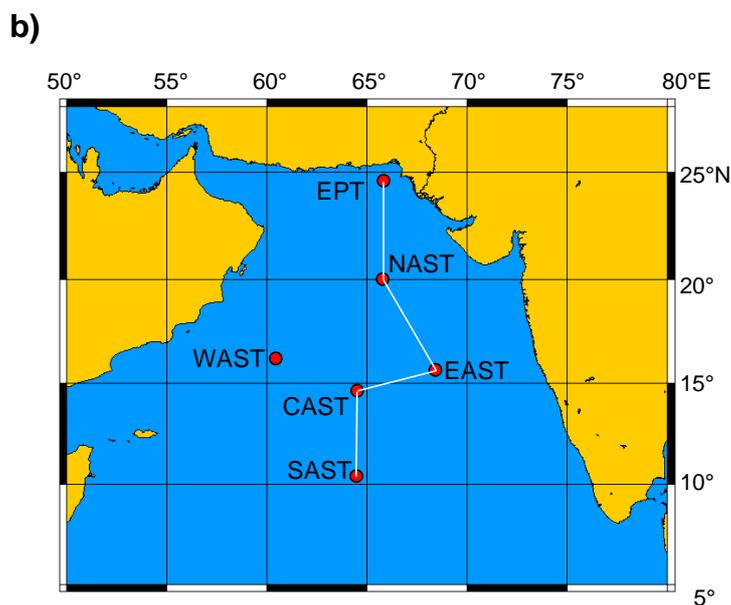
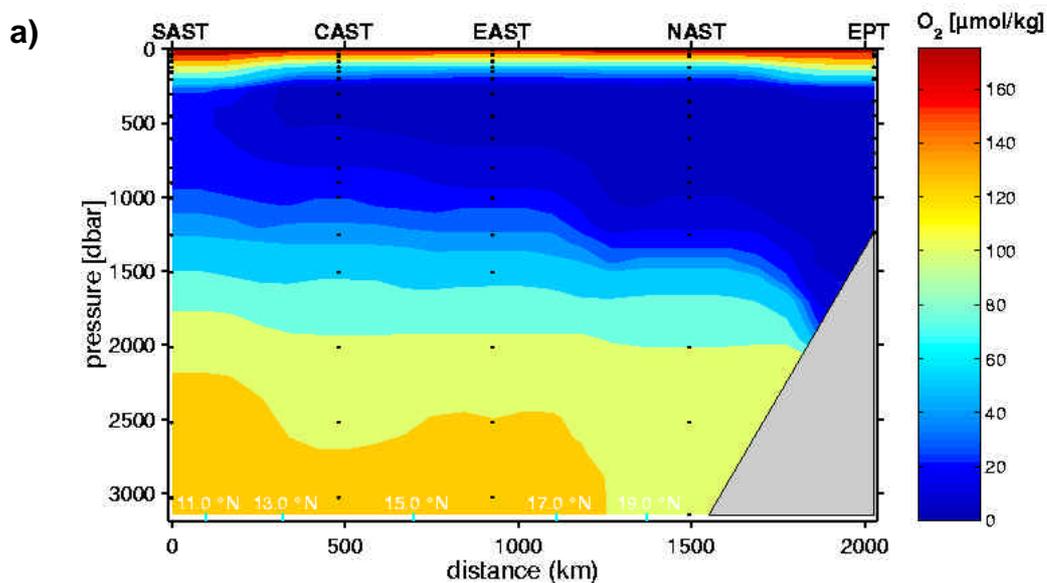


Abb. 2-2: a) Sauerstoffkonzentrationen in der Wassersäule gemessen während der Forschungsfahrt So119 (Quelle: A. Hupe & R. Lendt) und b) zugehörige Profillinie der Sauerstoff-Messungen sowie Verankerungspositionen von Sinkstofffallen im Arabischen Meer (Quelle: A. Suthhof).

3 ZIELE UND DURCHGEFÜHRTE ARBEITEN

Die Ziele der internationalen JGOFS-Prozessstudie im Arabischen Meer sind wie folgt festgelegt:

- Charakterisierung der vom Monsun gesteuerten biogeochemischen Prozesse im Arabischen Meer und Quantifizierung der relativen Bedeutung dieser Region für die globalen biogeochemischen Kreisläufe, insbesondere der Rolle des Arabischen Meeres als Quelle oder Senke für atmosphärisches CO₂;
- Untersuchung der Saisonalität biogeochemischer Prozesse in hoher zeitlicher Auflösung;
- Quantifizierung der Produktion, der Umsetzung und des Verbleibs biologisch fixierten Kohlenstoffs mit besonderer Beachtung der Bedeutung des Sauerstoffminimums für die biogeochemischen Stoffumsetzungen;
- Rekonstruktion der Monsunvariabilität im Quartär.

Um diese Forschungsziele zu erreichen, wurde in der ersten Phase des Projektes 1995 auf insgesamt sieben Fahrten der FS METEOR mit den Felduntersuchungen begonnen (Abb. 3-1). Die Forschungsfahrten ME32/3 und ME32/5 waren hauptsächlich JGOFS relevanten Arbeiten gewidmet. An den anderen Fahrten nahmen jeweils einzelne Arbeitsgruppen teil, wodurch für einen Teil der Messparameter die saisonale Abdeckung verbessert werden konnte. Um die das Arabische Meer kennzeichnende Saisonalität ebenso wie eine interannuelle Variabilität zu erfassen, wurden die Felduntersuchungen in der zweiten Phase 1997 mit dem FS SONNE fortgeführt (So117, So119 und So120). Außerdem fanden auf zwei Fahrten mit dem FS SONNE in den Jahren 1997 und 1998 (So118, So129), die primär dem Tiefsee-Verbundprojekt BIGSET („*B*io*g*eochemische *S*toff- und *E*nergietransporte in der *T*iefsee“) gewidmet waren, weitere JGOFS-relevante Arbeiten statt.

Die Felduntersuchungen wurden mit der zweiten Phase im wesentlichen abgeschlossen. Das gleiche gilt für den überwiegenden Teil der Laboruntersuchungen. Die Beschreibung, Auswertung und Interpretation der Daten sowie ihre Zusammenführung in der nationalen Datenbank waren die Arbeitsschwerpunkte im Berichtszeitraum. Gleichzeitig wurde damit begonnen, die Ergebnisse einzelner Teilprojekte zusammenzufassen und in Modelle verschiedener Dimensionalität und Komplexität zu integrieren. Zusätzliche Schwerpunkte lagen in der Integration der Daten bzw. Erkenntnisse aus den JGOFS-Studien anderer Nationen im Arabischen Meer sowie der Publikation der eigenen Ergebnisse (Anhang II). Zur Publikation der Ergebnisse war ursprünglich auch ein Sonderband der Zeitschrift *Deep-Sea Research* geplant. Hierfür sind eine Reihe von Manuskripten eingereicht worden, die ebenfalls im Anhang II aufgelistet sind. Viele der Autoren konnten in der zur Zeit laufenden Synthesephase (2000-2003) jedoch nicht mehr weiterbeschäftigt werden. Die nötige Überarbeitung einiger Manuskripte ist somit nicht gewährleistet. Über die Form der Veröffentlichung wurde daher noch nicht entschieden.

Internationales JGOFS

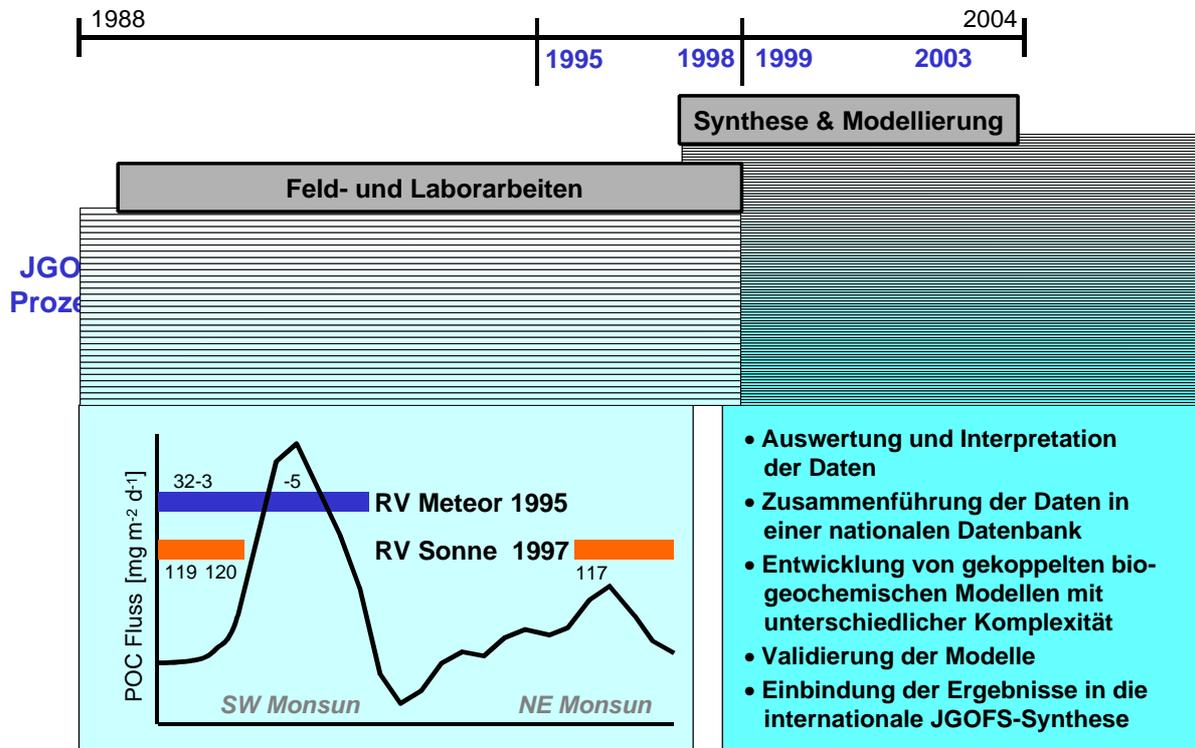


Abb. 3-1: Übersicht über die Feldarbeiten im Verbundprojekt mit FS METEOR- und SONNE in den Jahren 1995 (Phase I) und 1997-98 (Phase II) sowie über die wesentlichen Ziele der Synthesephase (1999-2000) jeweils in Relation zur Zeitplanung im internationalen JGOFS.

4 KOOPERATION IM VERBUND SOWIE VERBINDUNG ZU INTERNATIONALEN FORSCHUNGSPROJEKTEN UND ANDEREN BMBF-VERBUNDVORHABEN

JGOFS-Indik wurde als Verbundprojekt konzipiert, in dem die Expertise verschiedener nationaler Forschungseinrichtungen zur Untersuchung mariner Stoffkreisläufe und des Stofftransportes vom Oberflächenwasser bis ins Sediment zusammengefasst ist. Die Kooperation im Verbund wird durch einen Koordinator organisiert und gewährleistet. Die Zusammenarbeit mit den anderen nationalen JGOFS-Prozessstudien im Nordatlantik und im Südlichen Ozean erfolgt vor allem über gemischte Arbeitsgruppen zu bestimmten Themen. Für alle am nationalen JGOFS-Programm beteiligten Gruppen wurde darüber hinaus ein gemeinsames Datenmanagement am Institut für Meereskunde in Kiel eingerichtet.

JGOFS-Indik: Beteiligte Institutionen

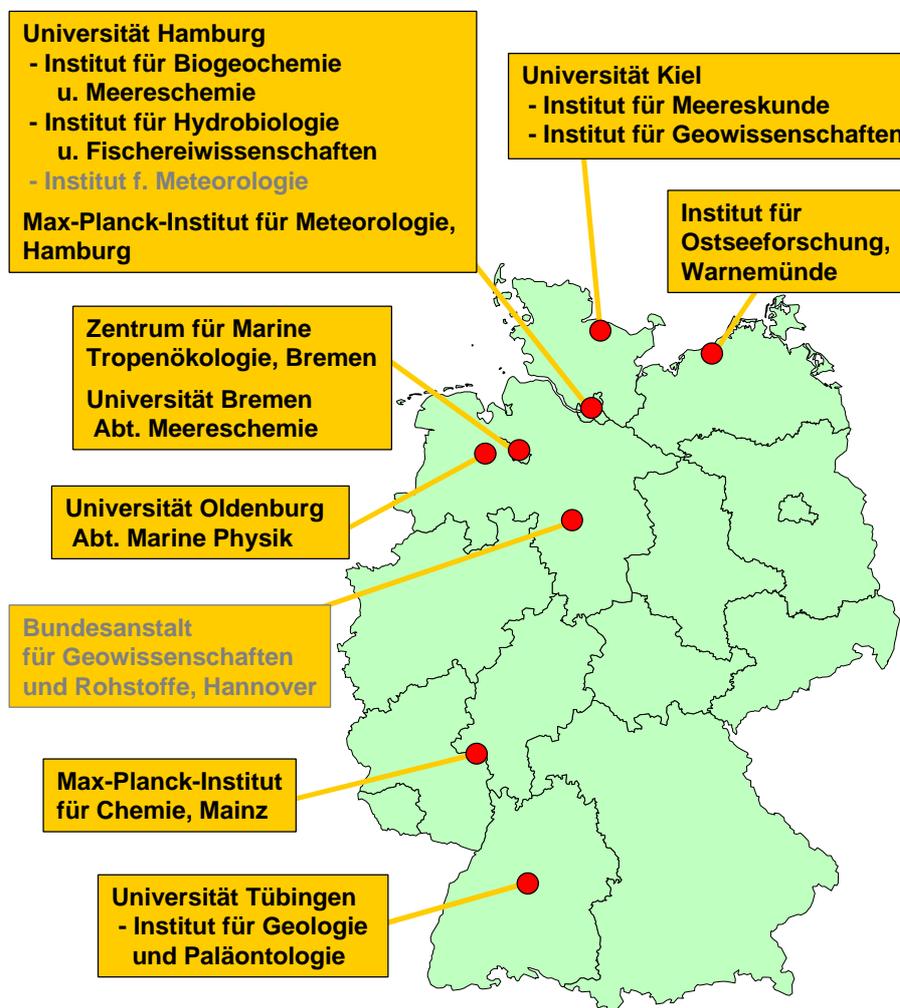


Abb. 4-1: Nationale Kooperationspartner in JGOFS-Indik. Institutionen, deren Teilprojekte im Berichtszeitraum bereits nicht mehr fortgeführt wurden, sind durch eine graue Schrift gekennzeichnet. Die Koordination des Verbundprojektes war im Berichtszeitraum an der Universität Hamburg am Institut für Biogeochemie und Meereschemie angesiedelt. Der Koordinator ist jedoch während dieses Zeitraumes an das Zentrum für Marine Tropenökologie in Bremen gewechselt. Dort wird die Koordination für die abschließende Synthesephase fortgeführt.

Auf internationaler Ebene ist JGOFS ein zentrales Projekt des *International Biosphere and Geosphere Program* (IGBP). Dieses Programm hat sich zum Ziel gesetzt, die Wechselwirkungen zwischen den physikalischen, chemischen und biologischen Prozessen zu verstehen und zu quantifizieren, die das 'System Erde' regulieren. Gleichzeitig sollen Vorhersagen über die Folgen menschlichen Handelns auf diese Prozesse und die Stabilität des Systems möglich werden. Dementsprechend trägt JGOFS-Indik ebenso wie die anderen von deutscher Seite durchgeführten JGOFS-Verbundprojekte zu der im Programm „Meeresforschung der Bundesregierung“ (1993) als Forschungsschwerpunkt formulierten Klima- und Umweltforschung bei.

Die großskaligen physikalisch-ozeanographischen Untersuchungen in JGOFS-Indik wurden abgestimmt mit den Feldstudien, die etwa im gleichen Zeitraum im Rahmen des WOCE-Programmes (*World Ocean Circulation Experiment*) stattfanden. Zudem besteht eine enge Verknüpfung mit den BMBF-Schwerpunktprogrammen „Die Rolle des Ozeans im Klimageschehen“ und „Tiefseeforschung“. So werden beispielsweise die Ergebnisse aus JGOFS-Prozessstudien im Indischen und Atlantischen Ozean zum Erfolg der Untersuchungen im Tiefseeverbund BIGSET („*Biogeochemische Stoff- und Energietransporte in der Tiefsee*“) beitragen.

Die Forschung im Rahmen von JGOFS-Indik trägt darüber hinaus zum Aufbau oder zur Fortsetzung der internationalen Zusammenarbeit in der Meeresforschung bei (Abb. 4-2).

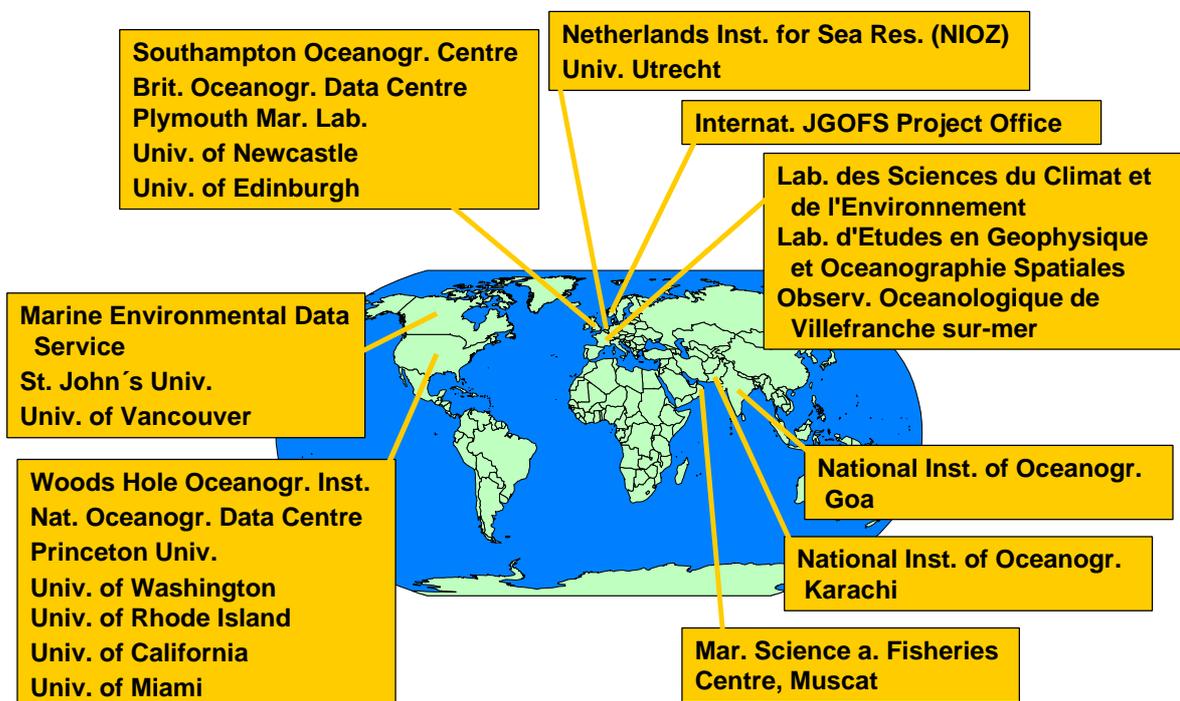
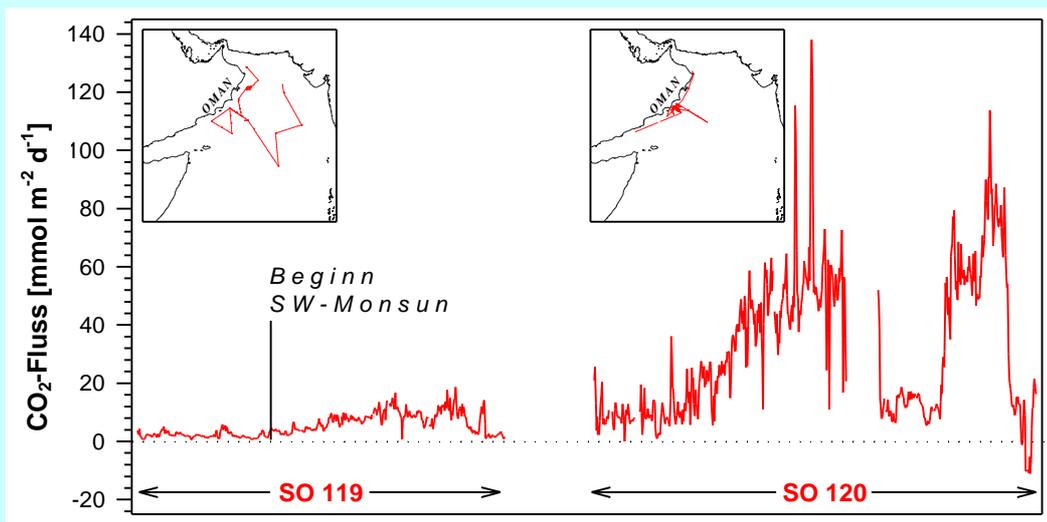
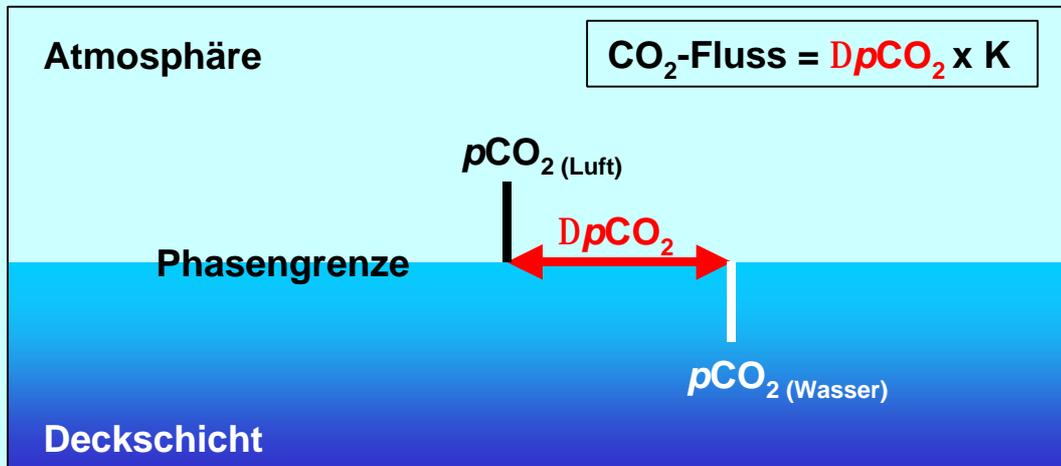


Abb. 4-2: Internationale wissenschaftliche Kooperation im Rahmen von JGOFS-Indik.

Gasaustausch zwischen Atmosphäre und Ozean



Treibende Kraft für den Nettoaustausch eines Gases über die Wasser-Luft-Phasengrenze ist die Konzentrationsdifferenz $\Delta p[\text{Gas}]$ zwischen den beiden Medien. Die für die Untersuchungen von JGOFS wichtige Konzentration von Kohlendioxid (CO₂) in der ozeanischen Deckschicht wird dabei durch die ozeanischen Kohlenstoffpumpen (S. 3; Kap. 5.2 und 5.3) und durch die Pufferkapazität des marinen Karbonatsystems (S. 24; Kap. 5.2.2) gesteuert. Beim Lachgas (N₂O) spielen Umsetzungsprozesse im Zusammenhang mit der Sauerstoffminimumzone eine entscheidende Rolle (Kap. 5.2.5 und 5.4.4)

Der Gasaustausch ist proportional zur Konzentrationsdifferenz und wird mit Hilfe einer Proportionalitätskonstante K berechnet. Diese Konstante wird auch als Transferkoeffizient oder Transfargeschwindigkeit bezeichnet. Ihre direkte Bestimmung ist schwierig und die bisherigen indirekten Ansätze erlauben lediglich eine „Annäherung“ an eine realistische Erfassung des Gastransfers. Eine wichtige Rolle spielen vor allem die Löslichkeit bzw. Reaktivität des Gases im Wasser, die physikalischen Eigenschaften der obersten Wasserschicht und die Windgeschwindigkeit. Die Berechnung des Gasaustausches und damit die Ergebnisse aus dem Projekt (i.e. Gasemissionen) werden daher stark von der Auswahl des Gastransferkoeffizienten beeinflusst. Konkret basiert die Berechnung des Gasflusses im Rahmen von JGOFS-Indik auf Konzentrationsmessungen während der Forschungsfahrten (Kap. 3), bei denen gleichzeitig andere wichtige physikalische Parameter gemessen wurden. Die für die lokalen Verhältnisse ermittelten Gasflüsse werden dann auf die Fläche extrapoliert, um Aussagen über das Gesamtsystem treffen zu können.

Abb. nach R. Lendt & A. Hupe.

5 ERGEBNISSE

5.1 Stoffflüsse zwischen Atmosphäre und Ozean

Die Temperaturverhältnisse auf der Erde werden unter anderem durch die atmosphärischen Konzentrationen der „Treibhausgase“ Kohlendioxid (CO₂), Lachgas (N₂O) und Methan (CH₄) bestimmt. Der Ozean kann sowohl als Quelle als auch als Senke für diese Gase fungieren, wobei der Austausch dieser Gase zwischen Atmosphäre und Ozean von einem komplexen Zusammenspiel verschiedener Faktoren gesteuert wird. Die Kenntnis dieser Faktoren und die Quantifizierung der Stoffflüsse zwischen Atmosphäre und Ozean ist daher eine wichtige Grundlage für die Vorhersage globaler Klimaveränderungen. Die Untersuchungen hierzu haben sich im Antragszeitraum vor allem auf CO₂ und N₂O konzentriert. Ergebnisse zur Emission von CH₄ und anderen Kohlenwasserstoffen aus dem Arabischen Meer sind im Abschlussbericht für die Projektphase 1997-1998 und im Zwischenbericht 1999 erläutert.

5.1.1 Kohlendioxid

Mit den Daten zur Partialdruckdifferenz des CO₂ zwischen Atmosphäre und Oberflächenwasser ($p\text{CO}_2$) von SO119 und SO120 sowie von zwei Fahrten des US-WOCE bzw. -JGOFS Programms wurde der CO₂-Fluss zwischen Ozean und Atmosphäre speziell für die Zeit des SW-Monsuns berechnet. Die Ergebnisse zeigen die Bedeutung des Auftriebs vor Oman durch die Erhöhung des CO₂-Flusses von 8 mmol m⁻² d⁻¹ im Mai auf durchschnittlich 45 mmol m⁻² d⁻¹ im Juli (Abb. 5-1). Die Dehnung der Isolinien in das zentrale Arabische Meer deutet an, dass es hier aufgrund der hohen Windgeschwindigkeiten im Bereich des Findlater-Jets während der Monate Juni, Juli und August ebenfalls zu einer erhöhten CO₂-Abgabe in die Atmosphäre von 10 - 30 mmol m⁻² d⁻¹ kommt. Das südliche Arabische Meer ist durch einheitlich niedrige CO₂-Flüsse in die Atmosphäre von 5 mmol m⁻² d⁻¹ gekennzeichnet. Da diese Region außerhalb des Einflussbereichs des SW-Monsuns liegt, treten von Mai bis August keine signifikanten Variationen des CO₂-Flusses auf.

Kohlendioxid (CO₂) trägt etwa 50% zum Treibhauseffekt in der Atmosphäre bei und ist damit das wichtigste Treibhausgas. Das Wissen über den globalen CO₂-Transfer zwischen Atmosphäre und Ozean wurde bisher vor allem aus Modellrechnungen abgeleitet. Die Grundannahmen solcher Modellrechnungen und ihre Ergebnisse müssen jedoch durch Meßdaten überprüft werden. Zu Beginn des JGOFS-Programms war für das Arabische Meer beispielsweise unklar, ob es sich aufgrund der hohen CO₂-Fixierung durch die in den Monsunperioden stark ansteigende biologischen Produktivität und aufgrund des hohen Partikelflusses in die Tiefsee (Biologische Pumpe) um eine Nettosenke handelt, oder ob das Arabische Meer aufgrund der auftriebsbedingten Entgasung von Wasser aus größeren Tiefen eher als permanente CO₂-Quelle eingestuft werden muß (SCOR 1992 und 1995).

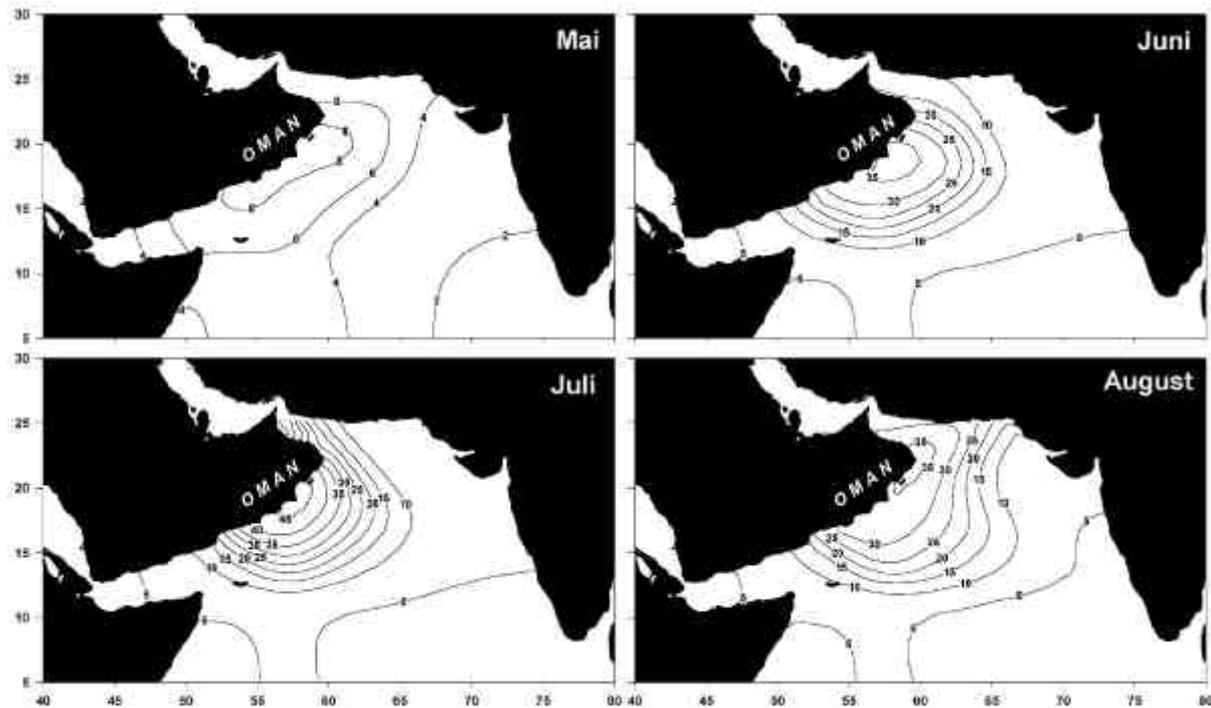


Abb. 5-1: CO₂-Fluss in mmol m⁻² d⁻¹ im Arabischen Meer während der Monate Mai, Juni, Juli und August 1997. Berechnung des CO₂-Flusses nach Wanninkhof (1992) mit *in situ* Winddaten. Quelle: R. Lendt & A. Hupe.

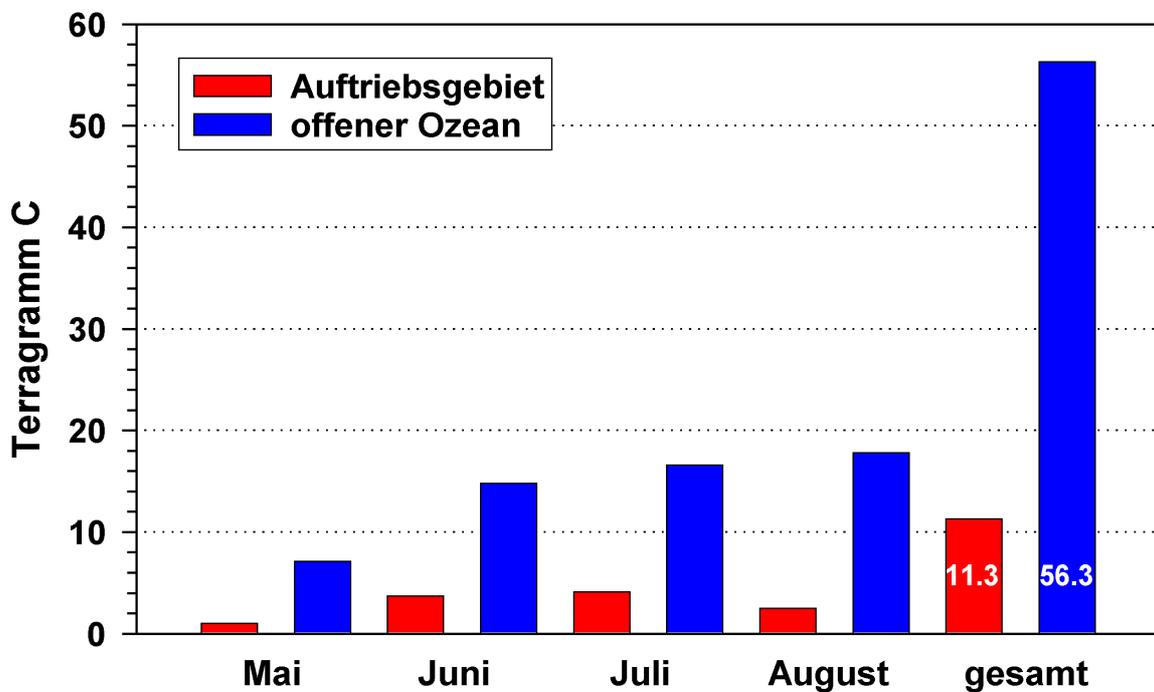


Abb. 5-2: CO₂-Emissionen aus dem Arabischen Meer während des SW-Monsuns 1997. Berechnung auf der Basis der Ergebnisse aus Abb. 5-1. Quelle: R. Lendt & A. Hupe.

Bei der Berechnung des CO₂-Flusses bezogen auf die Gesamtfläche des Arabischen Meeres (5°-25°N und 45°-75°E = 5.176 x 10⁶ km²) ergibt sich während des SW Monsuns 1997 eine Emission von 67,6 Tg C. Der offene Ozean nimmt etwa 95 % der Gesamtfläche des Arabischen Meeres ein. Trotz der vergleichsweise geringen CO₂-Flussraten ist sein Anteil an den CO₂-Emissionen daher mit 83% entsprechend 56 Tg C am größten (Abb. 5-2). Eine wichtige Rolle kommt hierbei der Windstärke zu. Obwohl der $\Delta p\text{CO}_2$ von Mai bis Juni im offenen Arabischen Meer nur um durchschnittlich 7 μatm angestiegen ist, kommt es infolge einer Erhöhung der Windgeschwindigkeit zur Verdopplung des CO₂-Flusses von ca. 4 auf 8,5 mmol m⁻² d⁻¹ und damit zu einem Anstieg der monatlichen Emissionen von 7,1 auf 14,8 Tg C. Der beobachtete Anstieg des $\Delta p\text{CO}_2$ allein würde lediglich zu einer 40 %igen Erhöhung des CO₂-Flusses führen. Die Emissionen sind daher am höchsten gleichermaßen als Folge einer Erhöhung der Windgeschwindigkeit und des $\Delta p\text{CO}_2$ im Juli und August. Der Auftrieb kalten, CO₂-reichen Wassers an der Küste Omans führt dort im Juni, Juli und August zu einem gegenüber dem Mai 5- bis 6-fach erhöhten CO₂-Fluss in die Atmosphäre. Die für Juni bis August berechneten Werte sind die höchsten im gesamten Arabischen Meer. Aufgrund seines relativ kleinen Anteils an der Gesamtfläche von ca. 3 % ist der Beitrag des Auftriebsgebietes zum CO₂-Quelleneffekt mit 13% oder 9,1 Tg C für Mai bis August jedoch eher gering. Filamente tragen mit einer Gesamtfläche von 70.000 km² und einer Freisetzung von 2,2 Tg C während des Untersuchungszeitraums ca. 3 % zu den Gesamtemissionen von 70,6 Tg C bei. Allerdings liegen für August keine Informationen über Filamente vor. Geht man davon aus, dass der Wert für diesen Monat etwa dem des Juli entspricht, erhöht sich die CO₂-Freisetzung aus Filamenten während des SW-Monsuns auf ca. 3,1 Tg C bzw. 4,6% der Gesamtemissionen.

Während die obigen Emissionsraten für das Arabische Meer auf *in situ* Winddaten beruhen, wurden die Berechnungen ebenfalls mit einer monatlichen Klimatologie aus dem Jahr 1997 durchgeführt, um den Einfluss verschiedener Windfelder auf den Gasfluss abzuschätzen. Die Verwendung dieser monatlich gemittelten, klimatologischen Winde reduziert die Gesamtemissionen um 7%. Im Auftriebsgebiet verringern sich die CO₂-Emissionen sogar um fast 50%. Offenbar werden bei Berechnungen mit klimatologischen Windfeldern kleinskalige Änderungen des CO₂-Flusses nicht erfasst. Die Verwendung solcher Daten zur Abschätzung von CO₂-Emissionen in einem hochvariablen Seegebiet wie dem Arabischen Meer ist daher problematisch.

Für eine Abschätzung der Emissionen zu Zeiten außerhalb der durch Feldmessungen abgedeckten Zeiträume ist jedoch die Verwendung von Klimatologien unumgänglich. Die so berechnete jährliche CO₂-Emission aus dem Arabischen Meer schwankt zwischen 38 (Goyet et al. 1998) und 74 Tg C a⁻¹ (Körtzinger et al. 1997; Ewald 1998). Die hohe Schwankungsbreite ergibt sich aus Unsicherheiten bei der Berechnung des Gasaustausches zwischen Ozean und Atmosphäre. Außerdem spielen Probleme bei der räumlichen Interpolation von Einzelmessungen eine wichtige Rolle. Dennoch zeigen die Ergebnisse, dass das Arabische Meer eine wesentliche Quelle für CO₂ ist. Ewald (1998) nutzte im Rahmen von JGOFS die globale pCO₂-Klimatologie von Takahashi et al. (1997) und den Gastransferkoeffizienten von Wanninkhof (1992) um den CO₂-Austausch zwischen Ozean und Atmosphäre global zu berechnen. Im Unterschied zu Takahashi et al. (1997) gingen in Ewalds Berechnungen fernerkundete Windgeschwindigkeiten und der bisher kaum berücksichtigte „Skin“-Effekt ein (Abb. 5-3). Die globale Netto-Aufnahme des Ozeans liegt nach diesen Berechnungen mit 1,73 Gt C a⁻¹ deutlich über der von Takahashi et al. (1997; 1,14 Gt C a⁻¹). Obwohl diese Berechnungen – vermutlich aufgrund der geringe pCO₂-Datendichte in den hohen Breiten – immer noch unter der zur Zeit akzeptierten Netto-Aufnahme von 2 Gt a⁻¹ (Siegenthaler &

Sarmiento 1993) liegen, geben sie Aufschluss über die räumliche Verteilung der CO₂-Emission. Die sich aus diesen Berechnungen ergebende CO₂-Emission für das Arabische Meer liegt mit ca. 74 Tg C a⁻¹ im dem zur Zeit akzeptierten Bereich (Körtzinger et al. 1997). Sie entspricht ca. 6% der globalen CO₂-Emission von 1,26 Gt C a⁻¹.

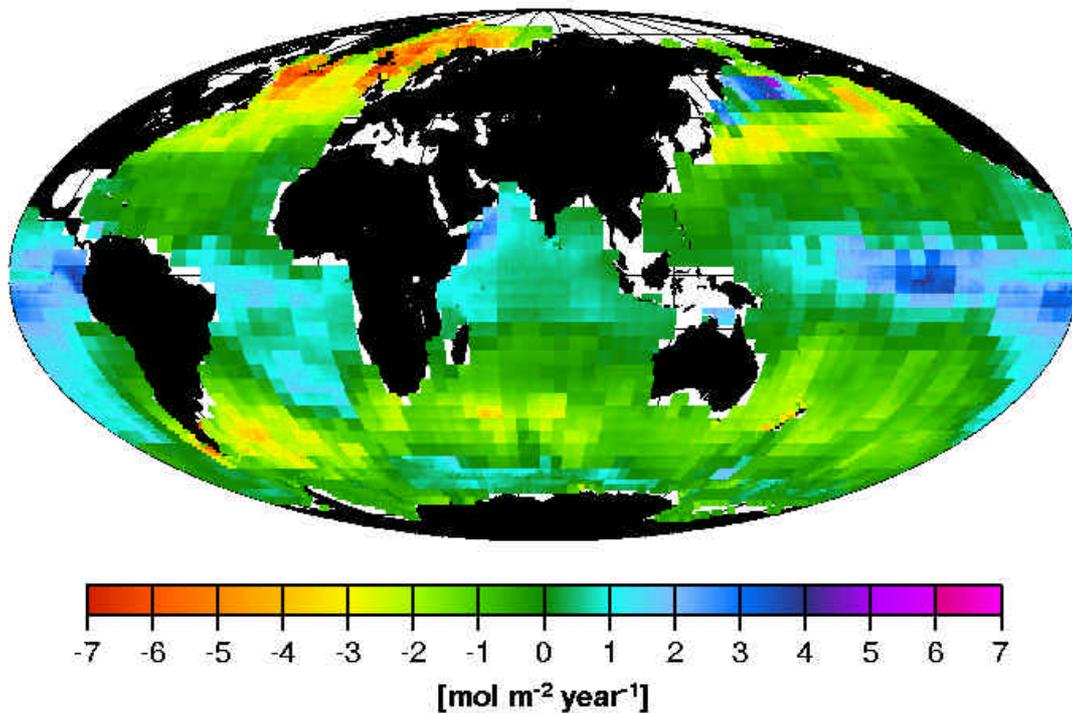


Abb. 5-3: Globale CO₂-Aufnahme (negative Werte) und -Emission (positive Werte) nach Ewald (1998). Quelle: T. Rixen.

Die größte Fehlerquelle bei der Berechnung des CO₂-Flusses zwischen Ozean und Atmosphäre bildet die Wahl der Methode zur Bestimmung der Gastransfargeschwindigkeit. Die bisher präsentierten Daten wurden nach Wanninkhof (1992) ermittelt. Hierbei handelt es sich um die derzeit gängigste Methode, deren Nutzung ein Vergleich verschiedener Studien erlaubt. Zunehmend findet aber auch die neue, aus Kovarianz-Flussmessungen abgeleitete, kubische Beziehung zwischen Wind- und Transfargeschwindigkeit von Wanninkhof & McGillis (1999) Anwendung. Sie liefert ca. um 1,5-fach erhöhte CO₂-Emissionen und aktuelle Untersuchungen deuten an, dass sie den tatsächlichen Bedingungen am nächsten kommt (Schneider et al. 1999; Signorini et al. 2000).

5.1.2 Lachgas

Im Rahmen des Projektes wurden auch aus internationalen Datensätzen über 2400 N₂O-Messungen in der Oberflächenschicht des Arabischen Meeres (0-10m) zusammengetragen und daraus konnten erstmals saisonale N₂O-Konzentrationsfelder mit einer Auflösung von 1°x1° berechnet werden (Abb. 5-4). Es wird deutlich, dass die höchsten N₂O-Konzentrationen während des SW-Monsuns auftreten. Interessanterweise sind die Konzentrationen vor der indischen Küste deutlich höher als vor der Küste vor Oman (Abb. 5-4c). Während der Intermonsunphasen (Abb. 5-4b und d) erscheinen die Konzentrationen sehr gleichförmig zu sein. Jedoch muss man bei der Interpretation der Daten zum Herbst-Intermonsun vorsichtig sein, da für diesen Zeitraum die Datenbasis unzureichend ist. Ausgehend von den saisonalen N₂O-Feldern wurden die N₂O-Emissionen für das Arabische Meer neu berechnet (siehe Tab. 5-1). Es zeigt sich, dass die N₂O-Emissionen während des SW- und des NE-Monsuns die jährlichen N₂O-Gesamtemissionen mit einem Anteil von ungefähr 90% deutlich dominieren (Tab. 5-1).

Lachgas (N₂O) ist ebenfalls am natürlichen und anthropogenen Treibhauseffekt in der Troposphäre beteiligt und spielt darüber hinaus eine wichtige Rolle in den chemischen Reaktionszyklen der Ozonschicht in der Stratosphäre. Es wird im Arabischen Meer hauptsächlich während des Abbaus von organischer Materie unter reduzierten Sauerstoffkonzentrationen (mikrobielle Denitrifikation) gebildet. Während der Zeit des Südwestmonsuns werden die durch Denitrifikation N₂O-angereicherten Wasserschichten an die Ozeanoberfläche gebracht. Als Folge dieses Prozesses wird N₂O an die Atmosphäre abgegeben. Zukünftige Änderungen des Klimageschens (z.B. des Monsunsystem) könnten somit auch eine Änderung der N₂O-Emissionen aus dem Arabische Meer nach sich ziehen, was wiederum Auswirkungen auf die Stärke des troposphärischen Treibhauseffekts und die Ozonschicht in der Stratosphäre haben könnte.

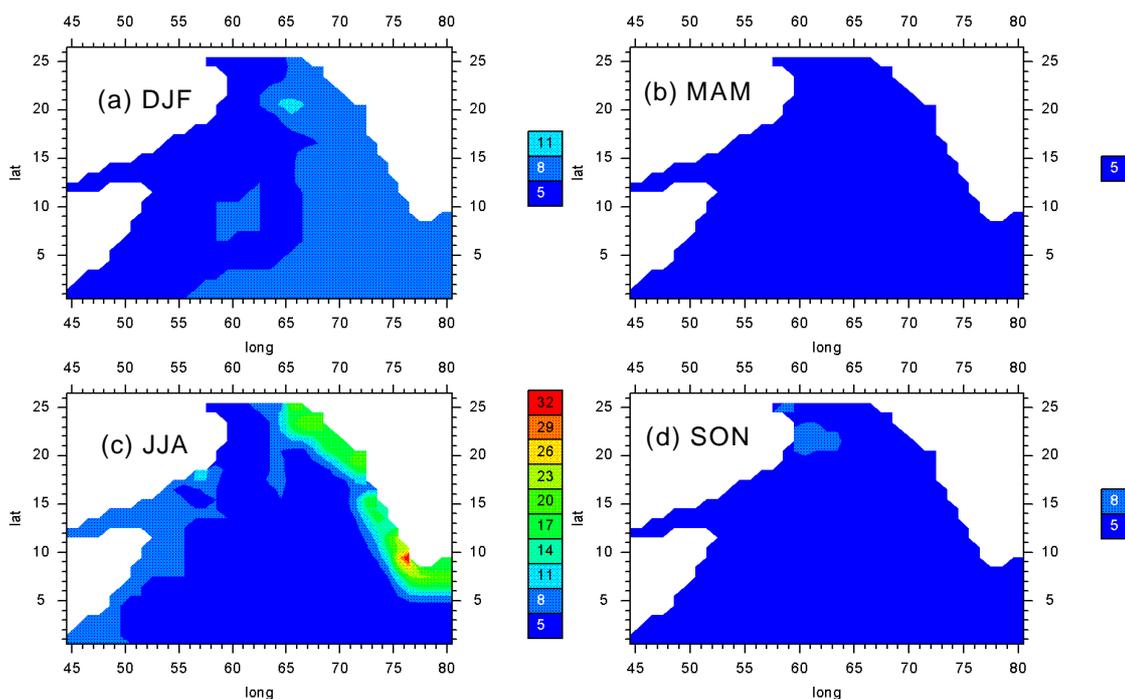


Abb. 5-4: Saisonale Felder der N₂O-Konzentrationen (in nmol L⁻¹) in der Oberflächenschicht des Arabischen Meeres (a) Dezember-Februar, (b) März-Mai, (c) Juni-August, (d) September-November. Quelle: H. Bange.

Tab. 5-1: N₂O-Emissionen aus dem Arabischen Meer. Quelle: H. Bange.

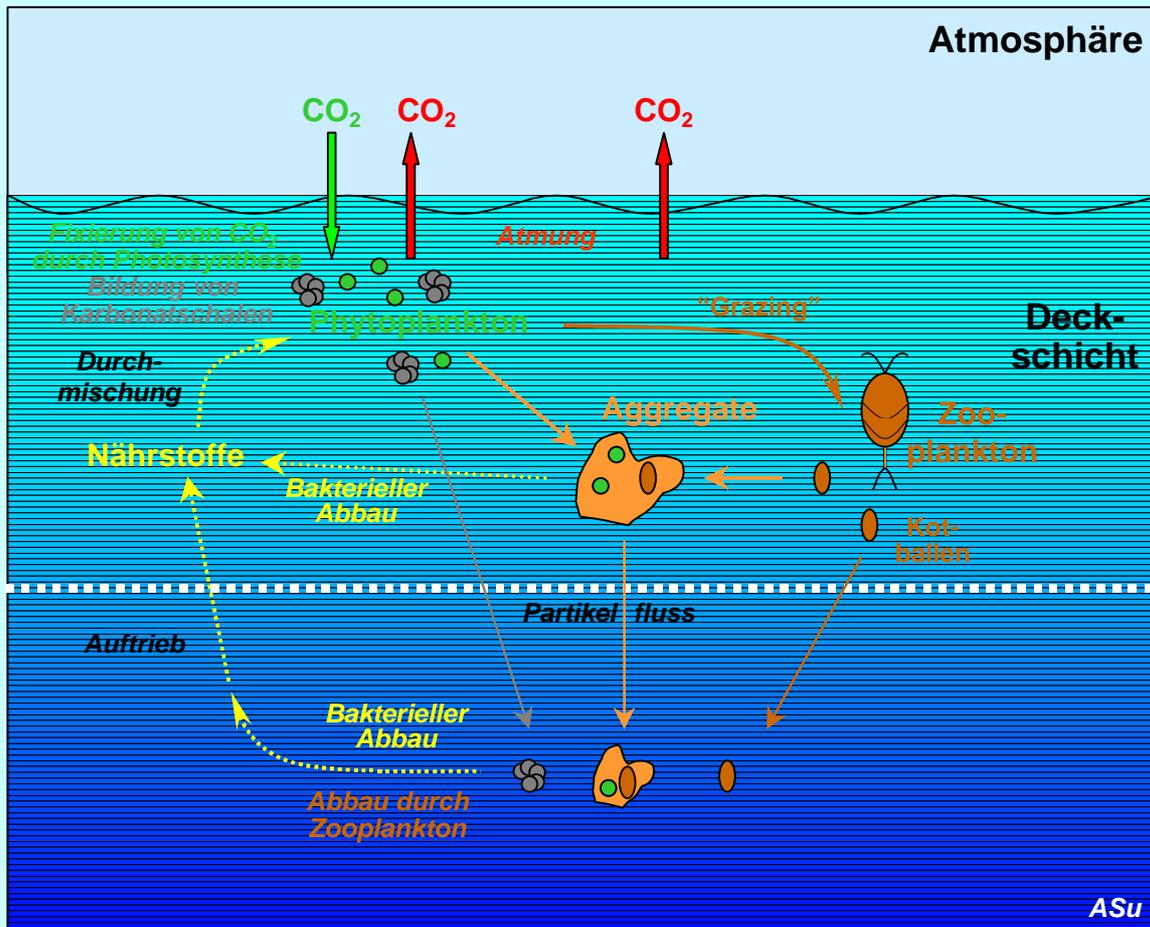
N ₂ O Felder	Emissionen, ^a Tg N ₂ O	Anteil, ^a %
Dezember-Februar (DJF)	0,08 / 0,13 / 0,19	22 / 25 / 24
März-Mai (MAM)	0,01 / 0,01 / 0,02	3 / 2 / 3
Juni-August (JJA)	0,25 / 0,33 / 0,51	68 / 65 / 65
September-November (SON)	0,03 / 0,04 / 0,06	8 / 8 / 8
Summe	0,37 / 0,51 / 0,78	

^a Erster Wert nach Liss & Merlivat (1986), zweiter Wert nach Nightingale et al. (2000), dritter Wert nach Wanninkhof (1992).

Bisherige Abschätzungen der N₂O-Emissionen lagen um einen Faktor 10 auseinander (0,16-1,5 Tg N₂O yr⁻¹) (Bange et al. 1996, Bange et al. 2000, Lal & Patra 1998, Law & Owens 1990, Naqvi & Noronha 1991, Upstill-Goddard et al. 1999). Durch die hier beschriebenen Ergebnisse konnte die bestehende Unsicherheit erheblich reduziert werden. Zugleich können die hier beschriebenen N₂O-Felder in globalen Modellen der ozeanischen N₂O-Emissionen verwendet werden, um damit die bisher ungenügenden Berücksichtigung des Arabischen Meeres in globalen Ansätzen zu verbessern (Nevison et al. 1995, Suntharalingam & Sarmiento 2000).

5.2 Stoffflüsse und Umsetzungsprozesse im oberflächennahen Bereich

Ziel der chemischen und biologischen Untersuchungen im Epipelagial ist eine Bilanzierung des Kohlenstoffflusses von der CO₂-Fixierung im organischen Material oder in Karbonatschalen über die Umsetzung innerhalb der Nahrungskette bis zum Export in das Meso- bzw. Bathypelagial und das Sediment (vgl. „Biologische Pumpe“, S. 3). Die in diesem Zusammenhang ebenfalls untersuchten hydrographischen Parameter zeigen die Steuerung der biologischen Bestandsgrößen durch die physikalischen Prozesse. Neben den Daten zur Biologie, d.h. vor allem zur Planktonvergesellschaftung muss zum Verständnis der Biologischen Pumpe auch der Nährstoffhaushalt und das Karbonatsystem einbezogen werden. Weitere Informationen liefern Untersuchungen zur Herkunft und Verteilung von N₂O und CH₄.



Die ozeanische Primärproduktion ist die Gesamtrate der photosynthetischen Fixierung von Kohlenstoff durch Chlorophyll-tragende Organismen. Ihre Höhe wird neben der Lichteinstrahlung vor allem vom Nährstoffangebot kontrolliert. Der Anteil der Primärproduktion, der auf Nährstoffen aus dem Austausch mit Tiefenwasser oder untergeordnet auf der Stickstoff-Fixierung durch Cyanobakterien sowie auf fluvialen und äolischem Eintrag beruht, ist die „Neue Produktion“. Die „Regenerierte Produktion“ basiert demgegenüber auf Nährstoffen, die aus der bakteriellen Remineralisierung von organischem Material innerhalb der euphotischen Zone stammen. In diesem Zusammenhang steht auch die Aufnahme von gelöstem organischem Kohlenstoff durch Bakterien. Diese bauen damit bakterielle Biomasse auf, die wiederum von Zooplankton als Nahrung genutzt werden kann. Der Teil der gesamten Produktion, der aus der euphotischen Zone in die Tiefsee transportiert wird, ist die „Exportproduktion“.

Die Planktonvergesellschaftung spielt eine wichtige Rolle für die Effektivität der Kohlenstoff-Pumpen. Hierzu gehört beispielsweise das Verhältnis von Karbonat- zu Silikatschalern, da bei der Bildung von Karbonatschalen Kohlendioxid freigesetzt wird (vgl. S. 3). Außerdem ist die Struktur des Nahrungsnetzes von großer Bedeutung, da die Art der Organismen, ihre Lebensweise und ihre Wechselwirkung miteinander die Bildung von Partikeln und damit den Kohlenstoffexport in die Tiefsee bestimmen. Die Bildung von Kotbällen durch Zooplankton führt z.B. zur Bildung von Partikeln, die wesentlich dichter sind, als deren einzelne Nahrungspartikel. Die relativ großen Kotbälle werden schneller in die Tiefsee transportiert und ein entsprechend geringerer Anteil dieser Partikel kann durch bakterielle Remineralisierung noch innerhalb der euphotischen Zone wieder der Produktion zur Verfügung gestellt werden.

Zusätzlich erlaubt die Untersuchung der Planktonvergesellschaftung eine differenzierte ökologische Interpretation der marinen Umwelt (z.B. Temperatur, Salzgehalt, Nährstoffe). Durch das hohe Fossilisationspotential der karbonatschaligen Mikro-/Mesofauna (planktische Foraminiferen bzw. Pteropoden) und Nanoflora (Coccolithofloriden) sowie der Kieselalgen (Diatomeen) in den Sedimenten können diese Erkenntnisse zur Rekonstruktion der Klimaentwicklung und Paläozeanographie genutzt werden.

5.2.1 Hydrographische Zonierung und Planktonvergesellschaftung

Basierend auf den Untersuchungen während der Feldstudien 1995 stand zunächst die Beschreibung und die Charakterisierung des Epipelagials in verschiedenen Bereichen des Arabischen Meeres zur Zeit des SW-Monsuns im Vordergrund. Das Untersuchungsgebiet lässt sich danach grob in drei Regionen einteilen (Abb. 5-5).

Die Küstenauftriebsregion vor Oman spiegelt die typische Struktur eines Auftriebsgebiets wider. Sie weist geringe Durchmischungstiefen zwischen 25 m und 41 m und eine mit 53 m stets tiefer reichende euphotische Zone auf. Hohe Nährstoffkonzentrationen in der durchmischten Schicht (Kap. 5.2.2) führen zu einer Primärproduktion von durchschnittlich $3,34 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Aufgrund des Auftriebs von Nährstoffen aus tieferen Schichten des Arabischen Meeres handelt es sich im wesentlichen um Neue Produktion. Die Phytoplanktongemeinschaft wird von Bacillariophyceen der Gruppen *Rhizosolenia* und *Chaetoceros* geprägt.

Planktonnetzmaterial und Proben aus den Sinkstofffallen (Kap. 5.3) zeigen trophische Unterschiede in den oberflächennahen Wassermassen des Arabischen Meeres auch bei der Untersuchung des kalkschaligen Planktons, d.h. bei planktischen Foraminiferen und Coccolithophoriden (Kiefer 1999; Zeltner et al., einger.). So treten typischerweise erhöhte Faunenanteile von *Globigerina bulloides* und *Neogloboquadrina dutertrei* im Auftriebsgebiet auf (Abb. 5-6; vgl. Naidu & Malmgren 1996, Ivanova et al. 1998). Insgesamt sind die Individuendichten planktischer Foraminiferen im Auftriebsgebiet allerdings geringer als in den nährstoffärmeren Wassermassen im Randbereich des Auftriebs. Bei den Coccolithophoriden erlauben die Untersuchungen eine Zuordnung von *Gephyrocapsa oceanica* und *U. sibogae* var. *sibogae* zur eutrophen Nährstoffsituation beim Einsetzen des SW-Monsuns. *G. oceanica* gilt dabei als Anzeiger für maximale Auftriebsbedingungen (Mitchell-Innes & Winter 1987, Houghton & Guptha 1991, Andruleit et al. 2000, Broerse et al. 2000).

Die Biomasse des Zooplanktons ist mit > 3000 Individuen m^{-3} im Epipelagial der Küstenauftriebsregion hoch, die Artendiversität jedoch gering (Abb. 5-7a). Das Zooplankton setzt sich mit 55-93% überwiegend aus Copepoden zusammen. Bemerkenswert ist die Dominanz der calanoiden Copepodenart *Calanoides carinatus*, die 42-65% der gesamten Copepodenarten stellt (Zeller & Zeitzschel 1996, Zeller 1998). Berechnungen zeigen, dass alleine der Bestand von *C. carinatus* bis zu 42% der Primärproduktion wegfressen kann. Werden weitere herbivore calanoide Copepodenarten mit ähnlicher Filtrationsrate berücksichtigt, kann sich dieser Wert bis auf 51% erhöhen. Berechnungen zur Produktion von Kotballenkohlenstoff für die Art *C. carinatus* und Messungen des partikulären organischen Kohlenstoffs (POC) im Sinkstofffallenmaterial zeigen, dass in der Region des Küstenauftriebs vor der Küste Omans über 77% der Kotballen in dieser Region nicht zum Sinken kommen sondern entweder in der Wassersäule verbleiben und/oder lateral verfrachtet werden (Abb. 5-8).

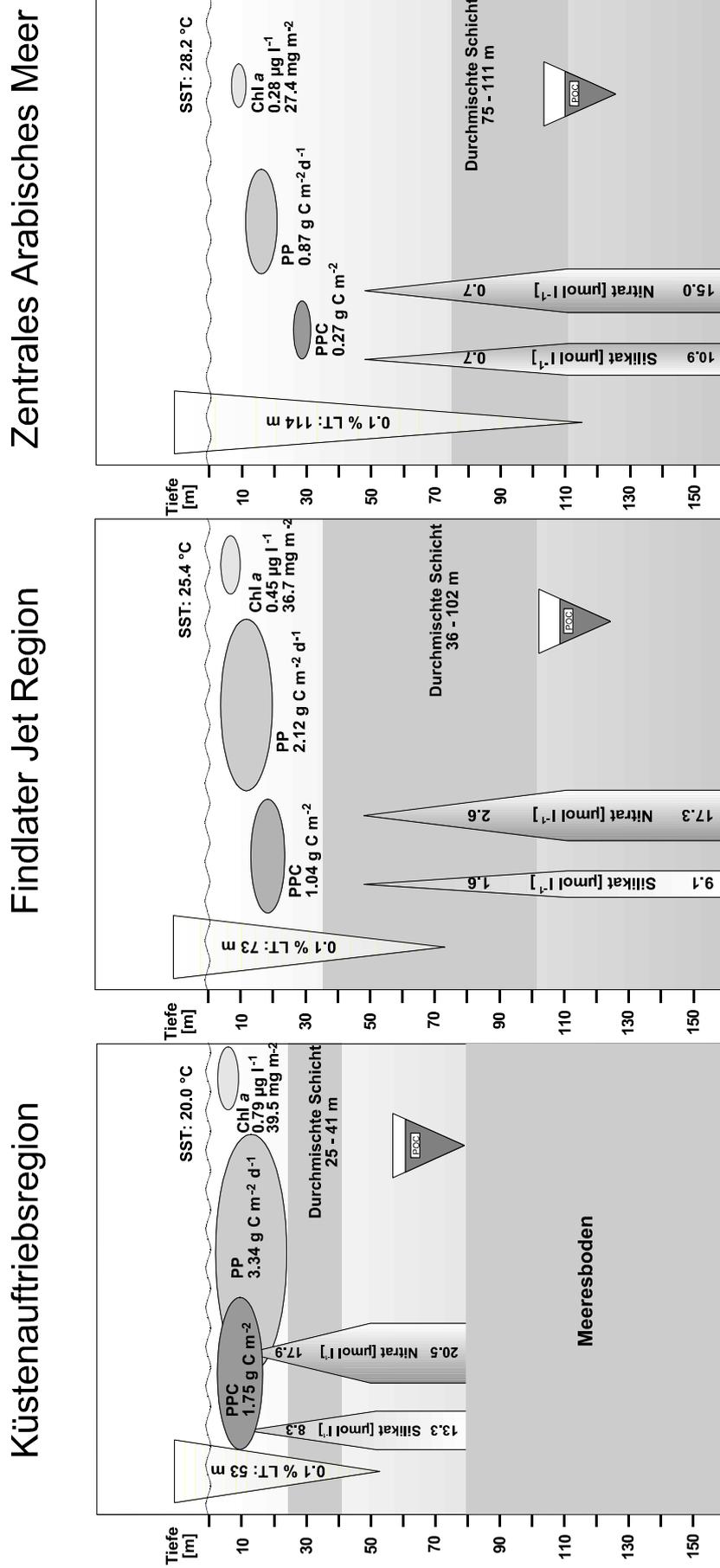


Abb. 5-5: Überblicksdarstellung der drei definierten Regionen des westlichen Arabischen Meeres. Sst (Sea Surface Temperature; Oberflächentemperatur; 0.1 % LT (0.1 % Lichttiefe): euphotische Zone; PPC: Phytoplanktonkohlenstoff; PP: Primärproduktion; Chl a: Chlorophyll a; POC: Partikulärer organischer Kohlenstoff, sedimentiert aus der euphotischen Zone. Die Fläche der Symbole bzw. die Breite der Pfeile (Nitrat und Silikat) sind proportional zu ihren Werten.

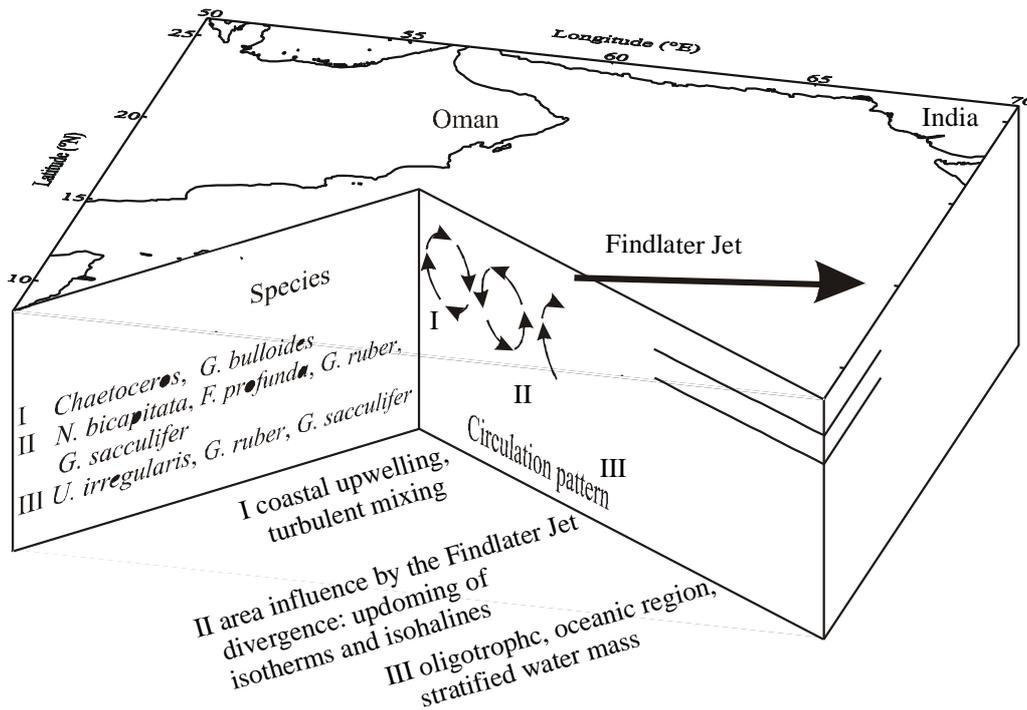


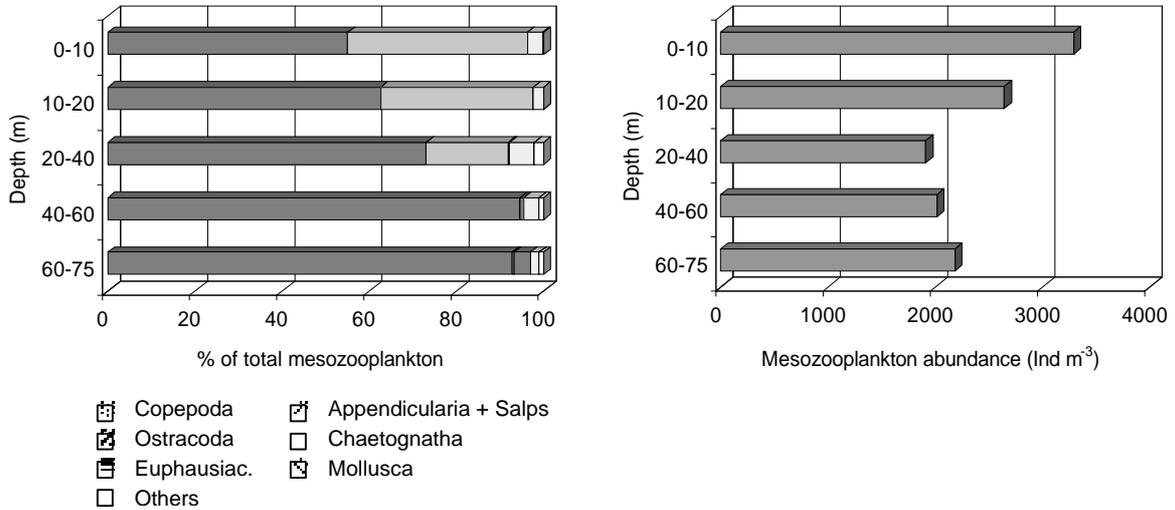
Abb. 5-6: Schematische Darstellung der Sukzession von Diatomeen, Coccolithophoriden und planktischen Foraminiferen entsprechend der hydrographischen Zonierung im Arabischen Meer (nach Giraudeau & Bailey 1995; aus Zeltner et al., eingezeichnet).

Die Region im Einflussbereich des Findlater Jets ist im Vergleich sehr heterogen. Durch Filamente, die sich vom Küstenauftrieb bis in diese Region erstrecken, kommen oligotrophe und eutrophe Verhältnisse nebeneinander vor. Die euphotische Zone liegt stets innerhalb der sehr variablen durchmischten Schicht (36-102 m; Abb. 5-5). Es treten sowohl hohe Nährsalzgehalte als auch Konzentrationen nahe der jeweiligen Nachweisgrenze auf. Die durchschnittliche Primärproduktion liegt bei $2,12 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, wobei, hervorgerufen durch eine Blüte der Prymnesiophyceengattung *Phaeocystis*, eine maximale Produktionen von $8 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ erreicht wird. Der Chl_a-Gehalt liegt bei $0,45 \mu\text{g l}^{-1}$ und der Phytoplanktonkohlenstoff (PPC) bei $1,04 \text{ g C m}^{-2}$. Die Phytoplanktongemeinschaft setzt sich hauptsächlich aus Vertretern der Bacillariophyceen, Prymnesiophyceen und Cryptophyceen zusammen.

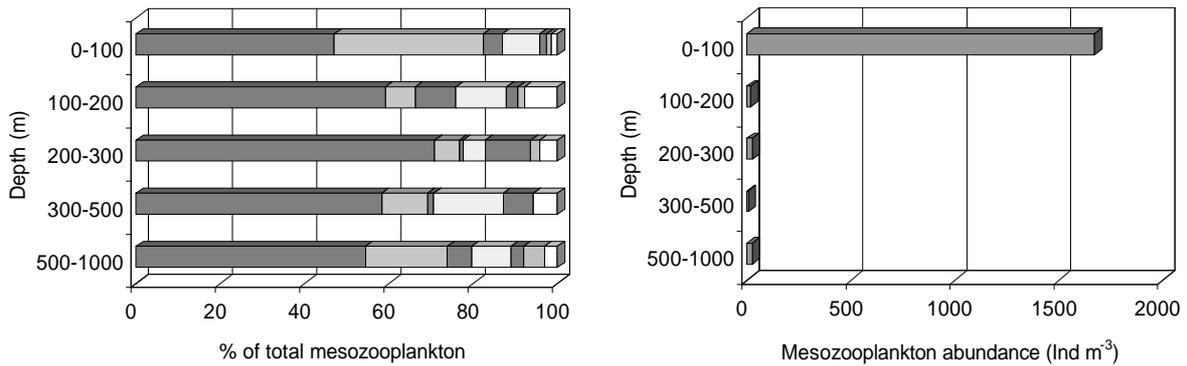
Beim karbonatschaligen Plankton finden sich im Vergleich zum Auftriebsgebiet erhöhte Faunenanteile vom *Globigerinoides ruber*. Zusätzlich kennzeichnet ein höherer Anteil der in der tieferen photischen Zone lebenden Art *F. profunda* und der eher oligotrophe Nährstoffgehalte (Winter & Siesser 1994) bevorzugenden Gruppe der Syracosphaeren die Region.

Der Anteil der Copepoden am Bestand des Mesozooplanktons liegt mit über 54% in der gleichen Größenordnung wie im Auftriebsgebiet. Das Gebiet unterscheidet sich von der Küstenauftriebsregion jedoch durch eine höhere Artendiversität (Abb. 5-7b). Insgesamt sind 90% des Zooplanktonbestandes auf die oberen 100 m der Wassersäule beschränkt. Die Individuendichte ist mit $1672 \text{ Individuen m}^{-3}$ deutlich geringer als im Küstenbereich.

a) Küstenauftriebsregion



b) Findlater Jet Region



c) Zentrales Arabisches Meer

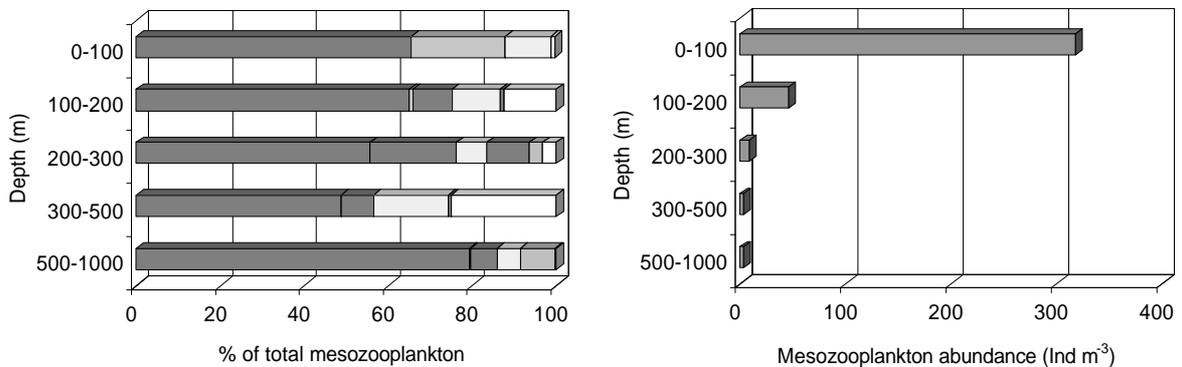


Abb. 5-7a-c: Relative und absolute Zusammensetzung des Mesozooplanktons und seine Vertikalverteilung über die jeweiligen Tiefenintervalle 0-75 m bzw. 0-1000 m in den drei definierten Regionen des westlichen Arabischen Meeres. Quelle: U. Zeller.

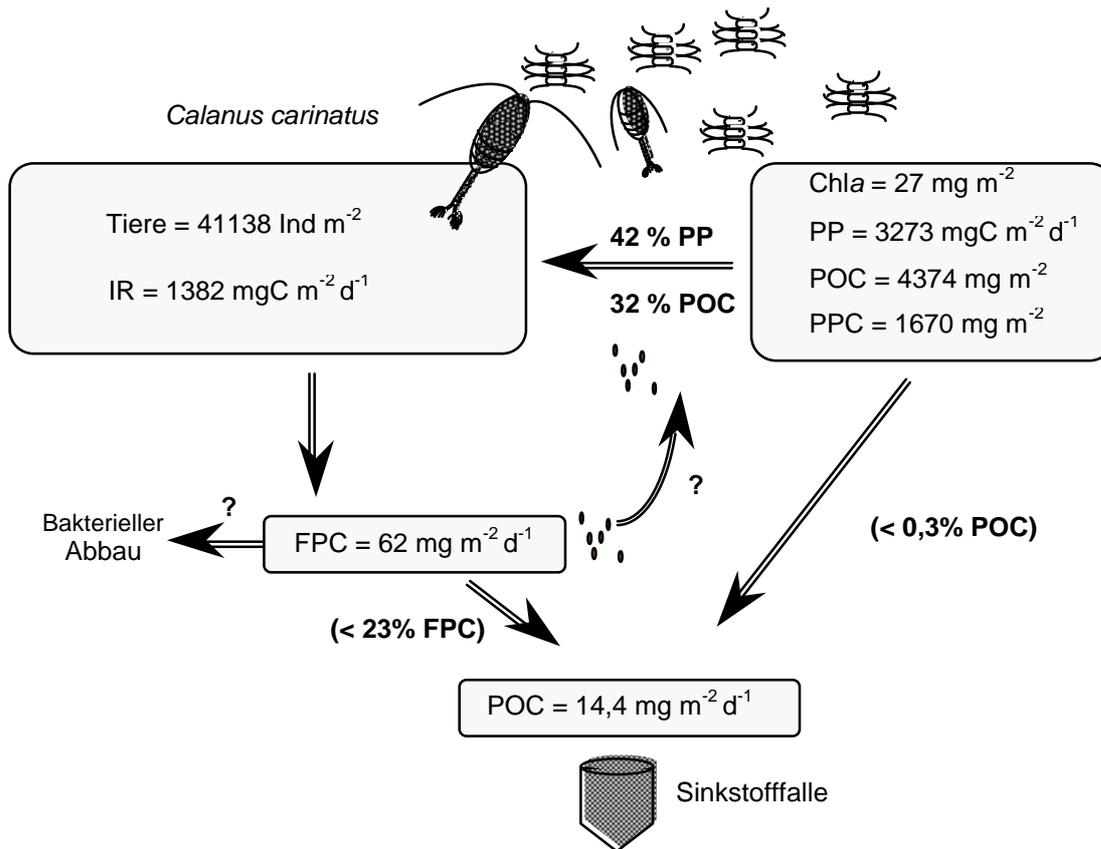


Abb. 5-8: Schematische Darstellung zur Rolle des Mesozooplanktons als "Grazer" und Kotballen Produzent, am Beispiel einer Station in der Küstenauftriebsregion vor Oman für *Calanoides carinatus*. Der Bestand bzw. die Raten von: Chla: Chlorophyll a, PP: Primärproduktion, POC: partikulärer organischer Kohlenstoff, PPC: Phytoplanktonkohlenstoff, IR: Fressrate, FPC: Kotballenkohlenstoff, integriert über die 1% Lichttiefe (0-35 m). Die Werte an den Pfeilen geben den entsprechenden prozentualen Anteil dessen, was von *C. carinatus* aufgenommen bzw. exkretiert wird, an. Die Sinkstofffalle, die den Export des partikulären Materials aus dem Epipelagial in tiefere Bereiche des Ozeans misst (vgl. Kap. 5.2.4), lag bei 67 m Wassertiefe. Quelle: U. Zeller.

Das Epipelagial des zentralen Arabischen Meeres ist durch homogene und oligotrophe Bedingungen charakterisiert. Die durchmischte Schicht reicht von 75 bis 111 m und die euphotische Zone liegt mit bis zu 114 m stets darunter (Abb. 5-5). Eine Nutrikline ist stark ausgebildet, wobei die durchmischte Schicht durch Nährsalzerschöpfung gekennzeichnet ist. Unterhalb dieser steigen die Konzentrationen stark an. Die mittlere Primärproduktion von 0,87 g C m⁻² d⁻¹ basiert vornehmlich auf innerhalb der durchmischten Schicht regenerierten Nährsalze (Regenerierte Produktion). Unterhalb der durchmischten Schicht findet jedoch aufgrund hoher Nährsalzkonzentrationen und ausreichender Lichtverhältnisse auch Neue Produktion statt. Der Chla-Gehalt in der durchmischten Schicht liegt bei 0,28 µg l⁻¹ und der PPC bei 0,27 g C m⁻². Die Phytoplanktongemeinschaft wird von Pico- und Nanoplankton dominiert.

Bei den planktischen Foraminiferen wird *G. ruber* von *G. sacculifer* in der Dominanz der Fauna abgelöst (Abb. 5-6). Entsprechend sind die Individuendichten von *G. ruber* an der Station SAST am geringsten (Kiefer 1999). Bei der Coccolithenflora ist sowohl bei den

Plankton- als auch bei den Sinkstofffallenproben eine Tendenz zu höherer Diversität im zentralen und östlichen gegenüber dem westlichen Arabischen Meer zu erkennen, was die generell oligotropheren Bedingungen nachzeichnet. Dies drückt sich auch in der Verbreitung der Morphotypen aus. Placolithbildende Arten sind vorzugsweise an der Station WAST verbreitet, während die Komplexität der Cocosphären (*Syracosphaera*-ceae) in Richtung des östlichen Arabischen Meeres zunimmt.

Das Mesozooplankton zeichnet sich durch eine hohe Artendiversität mit geringer Individuenzahl von 383 m^{-3} integriert über 1000 m aus (Abb. 5-7c). Mit Beginn der Sauerstoffminimumzone in ca. 150 m nimmt die Individuenzahl von 318 m^{-3} auf $< 50 \text{ Individuen m}^{-3}$ ab. Auch in dieser Region dominieren die Copepoden mit 49-79% den gesamten Zooplanktonbestand. Hierbei ist die Gruppe der Cyclopoiden mit 33-92% bestandsbildend. Sie sind jedoch überwiegend omnivore Organismen, die in regenerierten Systemen in großer Anzahl vorkommen und nur geringfügig zum Kohlenstofffluss beitragen.

5.2.2 Nährstoffe und gelöster anorganischer Kohlenstoff

Die oben beschriebene hydrographische und biologische Zonierung zeigt sich auch in den Konzentrationsmessungen von Nährstoffen und gelöstem anorganischem Kohlenstoff (DIC) entlang eines Oberflächenschnittes von SO120, d.h. während der Feldstudien 1997. So kommt es in der Küstenregion Omans durch den Transport des CO_2 -reichen Wassers an die Oberfläche zunächst zu einem starken Anstieg von DIC (und $p\text{CO}_2$; vgl. Kap. 5.1.1). Durch Ekman-Transport wird das Wasser in das offene Arabische Meer abgelenkt. Während des Transports sinkt der CO_2 -Gehalt des Auftriebswassers kontinuierlich sowohl durch die CO_2 -Freisetzung in die Atmosphäre als auch durch den CO_2 -Entzug durch Primärproduktion. Beide Prozesse schwächen sich mit Entfernung von der Küste bzw. der Verweildauer des Auftriebswassers an der Oberfläche ab. Dies geschieht aufgrund der fortwährenden CO_2 -Emission, durch die die $p\text{CO}_2$ -Differenz und damit der CO_2 -Fluß zwischen Deckschicht und Atmosphäre kleiner wird. Darüber hinaus nimmt die Primärproduktion aufgrund des Nährstoffverbrauchs ab. Die resultierende Abnahme des DIC wird nach:

$$\Delta\text{DIC}_{\text{TOT}} = \Delta\text{DIC}_{\text{FLUX}} + \Delta\text{DIC}_{\text{BIO}}$$

berechnet. Dabei repräsentiert $\Delta\text{DIC}_{\text{TOT}}$ die Gesamtänderung des DIC, $\Delta\text{DIC}_{\text{BIO}}$ die Änderung des DIC durch biologische Prozesse (Photosynthese - Remineralisierung = Netto-Primärproduktion) und $\Delta\text{DIC}_{\text{FLUX}}$ Änderungen des DIC durch die CO_2 -Abgabe an die Atmosphäre. Bei Berücksichtigung zahlreicher zusätzlicher Faktoren, die für die Berechnung von $\Delta\text{DIC}_{\text{BIO}}$ wichtig sind, ergibt sich für den 17 Tage dauernden, 210 km langen Transport des Auftriebswassers ein Entzug von 2322 mmol m^{-2} DIC (Abb. 5-9a). Gemäß der großen $p\text{CO}_2$ -Differenz zwischen Ozean und Atmosphäre und der daraus resultierenden hohen CO_2 -Flüsse in die Atmosphäre ist $\Delta\text{DIC}_{\text{FLUX}}$ dabei in der Küstenregion mit $71 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ am größten. Mit fortschreitender Entgasung während des Transports des Auftriebswassers in den offenen Ozean wird $\Delta p\text{CO}_2$ kleiner, und dementsprechend nimmt auch $\Delta\text{DIC}_{\text{FLUX}}$ konstant ab. Auf dem gesamten Transportweg werden 437 mmol m^{-2} DIC in Form von CO_2 an die Atmosphäre abgegeben. Der CO_2 -Verbrauch durch Netto-Primärproduktion ist mit 1885 mmol m^{-2} mehr als viermal so hoch wie $\Delta\text{DIC}_{\text{FLUX}}$ und unterstreicht die wichtige Rolle der Primärproduktion für den CO_2 -Entzug aus der Deckschicht. Aufgrund der erhöhten Nährstoffverfügbarkeit ist die Netto-Primärproduktion nahe der Küste am intensivsten, was durch die hohe CO_2 -Aufnahme von $213,4 \text{ mmol m}^{-2} \text{ D}^{-1}$

Das marine Karbonatsystem

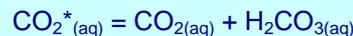
Das Karbonatsystem im Meerwasser reguliert den für viele biogeochemischen Prozesse wichtigen pH-Wert und steuert den CO_2 -Austausch zwischen Atmosphäre, Hydrosphäre und Biosphäre. Es wird durch die vier gelösten Komponenten Kohlendioxid (CO_2), Kohlensäure (H_2CO_3), Hydrogenkarbonat (HCO_3^-) und Karbonat (CO_3^{2-}) sowie deren Gleichgewichtsreaktionen untereinander beschrieben. Bei der Lösung von gasförmigem, atmosphärischem CO_2 ($\text{CO}_{2(\text{g})}$) in Wasser entsteht zunächst hydratisiertes ($\text{CO}_{2(\text{aq})}$):



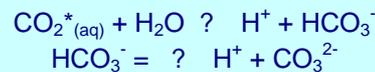
Ein sehr geringer Teil des ($\text{CO}_{2(\text{g})}$) reagiert im Meerwasser zu Kohlensäure:



Da $\text{CO}_{2(\text{aq})}$ und H_2CO_3 analytisch schwer zu differenzieren sind, wird die Summe beider Spezies laut Vereinbarung als $\text{CO}_2^*(\text{aq})$ zusammengefasst:



$\text{CO}_2^*(\text{aq})$ reagiert in Lösung als schwache Säure und dissoziiert in zwei Stufen zu Hydrogenkarbonat- und Karbonationen:



Abhängig vom pH-Wert liegen die verschiedenen Karbonatspezies in unterschiedlichen Konzentrationen vor. Im pH-Bereich des Ozeans von 7,8–8,3 liegen CO_2^* , HCO_3^- und CO_3^{2-} etwa im Verhältnis von 1 : 90 : 9 vor. Das Verhältnis der Konzentrationen wird außerdem durch Temperatur, Salzgehalt und hydrostatischen Druck festgelegt.

Messgrößen im Karbonatsystem

Da die chemischen Spezies $\text{CO}_2^*(\text{aq})$, HCO_3^- , CO_3^{2-} und H^+ analytisch nur schwer zugänglich sind, erfolgt die Beschreibung des Karbonatsystems anhand von vier Messgrößen: $p\text{CO}_2$ (S. 10), pH-Wert, Gesamtalkalinität (TA), gelöster anorganischer Kohlenstoff (DIC). Sind zwei dieser Parameter bekannt, können über ihre thermodynamischen Beziehungen die anderen beiden beschrieben werden.

Der relativ hohe pH des Meerwassers erklärt sich durch einen Überschuss an Kationen starker Basen (z.B. Na^+ , K^+ , Ca^{2+}) gegenüber den Anionen starker Säuren (Cl^- , SO_4^{2-} , ...). Dieser Ladungsüberschuss wird als TA bezeichnet und von den Anionen schwacher Säuren (HCO_3^- , CO_3^{2-} , PO_4^{3-} ...) kompensiert:

Im Gegensatz zur Alkalinität handelt es sich beim DIC um einen Summenparameter, der alle im Karbonatsystem enthaltenen Spezies umfasst:

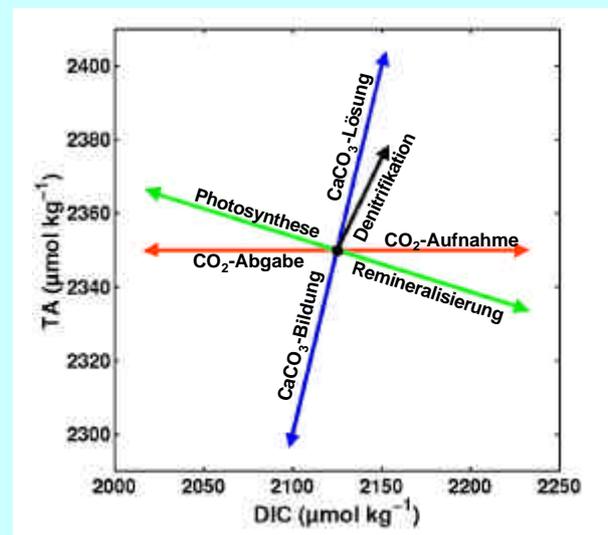


Steuerprozesse des Karbonatsystems

Drei grundlegende biogeochemische Prozesse sind in der aeroben Wassersäule des Ozeans an Änderungen des Karbonatsystems beteiligt:

- CO_2 -Austausch zwischen Atmosphäre und Ozean
- Photosynthese und Respiration (Auf- und Abbau organischer Substanz)
- die Bildung und Lösung von Karbonatmineralen

Im Arabischen Meer spielt aufgrund der ausgeprägten Sauerstoffminimumzone auch die Denitrifikation als subaerobe Form der Respiration eine besondere Rolle. Die Auswirkungen dieser Prozesse auf das Karbonatsystem sind in der nebenstehenden Abbildung zusammengefasst. Ihre Bedeutung im Arabischen Meer wird vor allem in den Kapiteln 5.1.1, 5.2.2 und 5.3.4 diskutiert.



Nach Lendt (2000).

sowie den hohen Nährstoffentzug von $32,5 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ Nitrat, $32,5 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ Phosphat und $34,9 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ Silikat reflektiert wird (Abb. 5-9b). Mit zunehmendem Verbrauch an Nährstoffen auf dem Weg in das offene Arabische Meer wird die Primärproduktion limitiert. Dieses geschieht insbesondere durch die vollständige Aufzehrung von Nitrat nach etwa 15 Tagen. Dementsprechend verringert sich $\Delta\text{DIC}_{\text{BIO}}$ hier auf $40 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$.

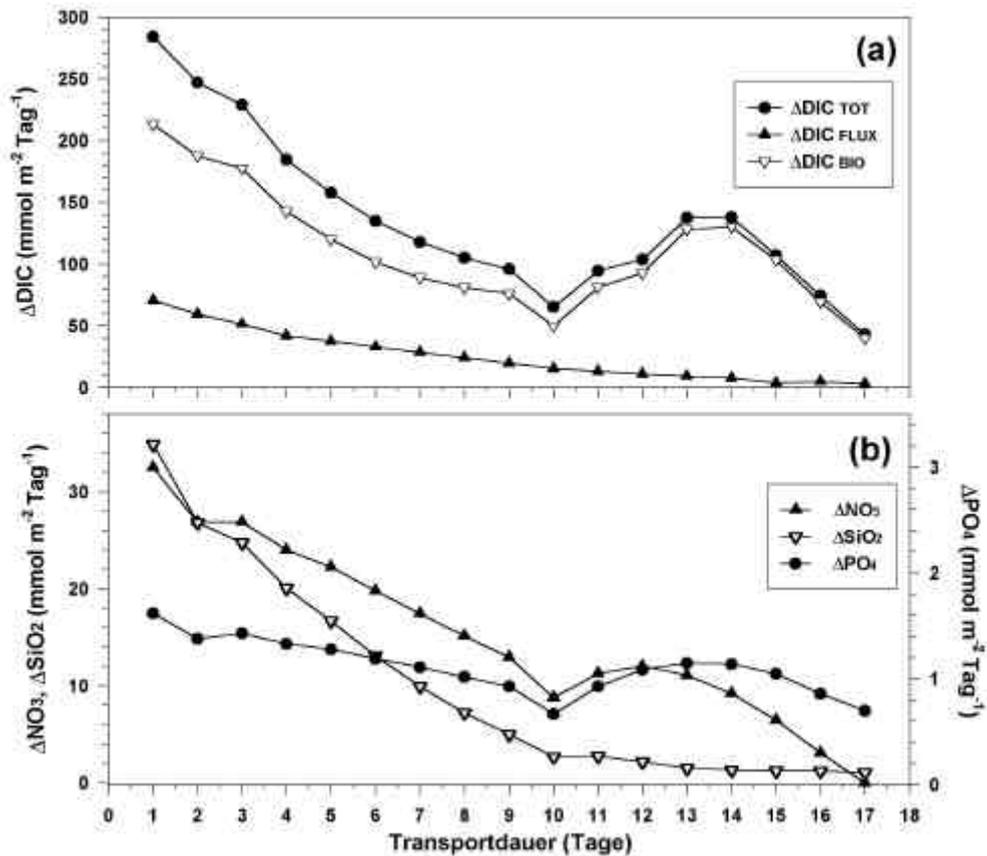


Abb. 5-9: Die tägliche Abnahme von (a) DIC, gesamt ($\Delta\text{DIC}_{\text{TOT}}$), durch CO_2 -Entgasung ($\Delta\text{DIC}_{\text{FLUX}}$) und durch Netto-Primärproduktion ($\Delta\text{DIC}_{\text{BIO}}$) und (b) Abnahme der Nährstoffkonzentrationen im Auftriebswasser während des Transportes in das offene Arabische Meer. Quelle: Lendt (2000).

Aus Abb. 5-9b geht auch hervor, dass aufgrund der beschriebenen Dominanz der Diatomeenpopulation insbesondere in der Küstenregion signifikante Mengen an Silikat entzogen werden. Das vorhandene Silikat wird im Gegensatz zu Nitrat und Phosphat innerhalb der ersten 10 Tage stark reduziert.

Zusätzliche Informationen über die Nutzung der Nährstoffe und die damit verbundenen Veränderungen in der Zusammensetzung des Phytoplanktons liefern die Aufbauverhältnisse von Kohlenstoff, Stickstoff, Phosphor und Silizium (Abb. 5-10). Die hierfür dargestellten Nährstoffkonzentrationen werden in Relation zu DIC-Konzentrationen betrachtet, die um den Verlust durch den CO_2 -Austausch korrigiert wurden (DIC^*), so dass die verbleibenden Änderungen biologisch bedingt sind. Demnach betragen $\Delta\text{C}/\Delta\text{N}$ und $\Delta\text{C}/\Delta\text{P}$ 6,2 bzw. 105,1 während der ersten vier Tage des Transportes (Abb. 5-10a,b) und geben somit nahezu das klassische Redfield-Verhältnis für marines Phytoplankton wieder ($\text{C/N/P} = 106/16/1$; Redfield et al. 1963). Ein weiterer Beleg für die Diatomeenblüte sind die $\Delta\text{C}/\Delta\text{Si}$ - und $\Delta\text{N}/\Delta\text{Si}$ -

Aufbauverhältnisse, die für die ersten vier Tage 5,4 bzw. 0,9 betragen (Abb. 5-10c,d). Insbesondere das $\Delta N/\Delta Si$ -Verhältnis von nahe 1 ist ein klarer Indikator für eine reine Diatomeenblüte bei ausreichender Nährstoffzufuhr (Wilkinson & Dugdale 1996). Die folgende Abschwächung der Diatomeenblüte wird durch höhere $\Delta C/\Delta Si$ - und $\Delta N/\Delta Si$ -Verhältnisse von 18 bzw. 2,8 reflektiert (Abb. 5-10c,d).

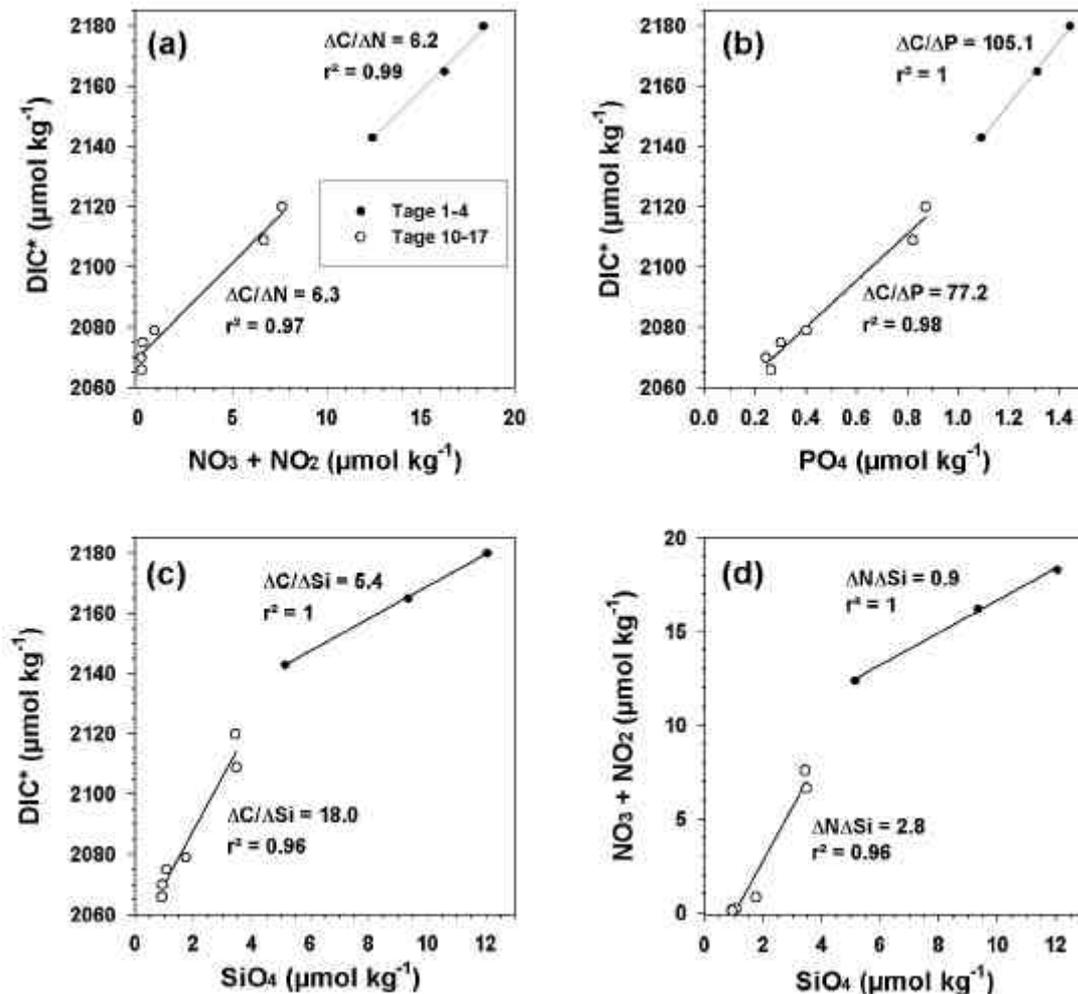


Abb. 5-10: Aufbauverhältnisse von Kohlenstoff, Stickstoff, Phosphor und Silikat. DIC* repräsentiert den um den CO_2 -Austausch korrigierten DIC, der rein biologisch bedingte Änderungen aufweist. Quelle: Lendt (2000).

Die Änderung der Planktonzusammensetzung zeigt sich auch durch das Sinken von $\Delta C/\Delta P$ während der Tage 10-17 auf 77,2. Dabei kommt es - offenbar zu Beginn einer Blüte anderer Primärproduzenten - zur erhöhten Aufnahme von Phosphat. Bereits frühere Studien haben gezeigt, dass es bei ausreichend vorhandenen Nährstoffen gerade zu Beginn von Phytoplanktonblüten, diese im „Übermaß“ („*luxury consumption*“) aufgenommen werden können (Droop 1973, 1974; Thomas et al. 1999). Dabei kann Primärproduktion CO_2 und Nährstoffe in einem Verhältnis entziehen, das stark vom Redfield-Verhältnis abweicht.

Die Veränderungen nach 10 Tagen könnten durch den Wechsel zu einer von Dinoflagellaten dominierten Phytoplanktongemeinschaft zustande gekommen sein. Da Dinoflagellaten empfindlich gegen Turbulenzen sind, bevorzugen sie stratifiziertes Wasser und sind damit ein Indikator für "reiferes" (älteres) Auftriebswasser (Garrison et al. 1998, Latasa & Bidigare

1998). Eine Änderung der Zusammensetzung des Phytoplanktons könnte auch den vorübergehend relativ geringen DIC- und NO_3^- -Entzug am 10. Tag (Abb. 5-9b) erklären. Der weitere Entzug von Kohlenstoff und Phosphat auch nach der Erschöpfung von Nitrat während der Tage 15-17 (Abb. 5-9a,b, Abb. 5-10a,b) lässt außerdem auf die Aktivität von Cyanobakterien schließen. Diese Organismen können der Deckschicht auch unter Nitrat-limitierten Bedingungen weiter Kohlenstoff und Phosphor entziehen, wobei sie den in der Luft vorhandenen Stickstoff aufnehmen. Im oligotrophen offenen Arabischen Meer sind sie aufgrund der permanenten Nitrat-Armut die dominierenden Primärproduzenten (Burkill et al. 1993, Jochem et al. 1993, Pollehne et al. 1993). Der Anteil von Coccolithophoriden am Gesamtbestand des Phytoplanktons scheint dagegen während des Untersuchungszeitraumes gering zu sein. Die für Coccolithophoridenblüten typische Erhöhung des $p\text{CO}_2$ konnte während des Untersuchungszeitraums nicht beobachtet werden.

Aus dem täglichen biologischen DIC-Entzug (Abb. 5-9a) lassen sich durch Multiplikation mit der Molmasse von CO_2 unter Berücksichtigung der Deckschichttiefe Netto-Primärproduktionsraten (NPP) herleiten (Abb. 5-11). Die tägliche Netto-Primärproduktion in den ersten Tagen des Transportes beträgt 2,6 bis 2,2 gC m^{-2} und zeigt damit gute Übereinstimmung mit dem von Owens et al. (1993) ermittelten Wert für das Auftriebsgebiet ($>2,5 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). Mit zunehmender Transportdauer nehmen die Netto-Primärproduktionsraten ab und erreichen schließlich am 17. Tag mit $0,5 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ einen für das offene Arabische Meer typischen Wert (Owens et al. 1993). Der bereits diskutierte Wechsel in der Phytoplanktonzusammensetzung drückt sich in einer vorübergehend niedrigen Produktionsrate von $0,6 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ am 10. Tag aus. Der nachfolgende Anstieg impliziert, dass zu diesem Zeitpunkt durch erhöhte Remineralisierung Nährstoffe freigesetzt werden, die sofort die regenerierte Produktion antreiben. Die berechneten Primärproduktionsraten werden durch eine äußerst gute Übereinstimmung mit den gemessenen Chl a -Daten bestätigt. Folglich können Primärproduktionsraten in Auftriebsgebieten unter Kenntnis bestimmter Faktoren (Transportgeschwindigkeit, initialer Auftriebs-DIC, Größe des CO_2 -Flusses) relativ genau abgeleitet werden.

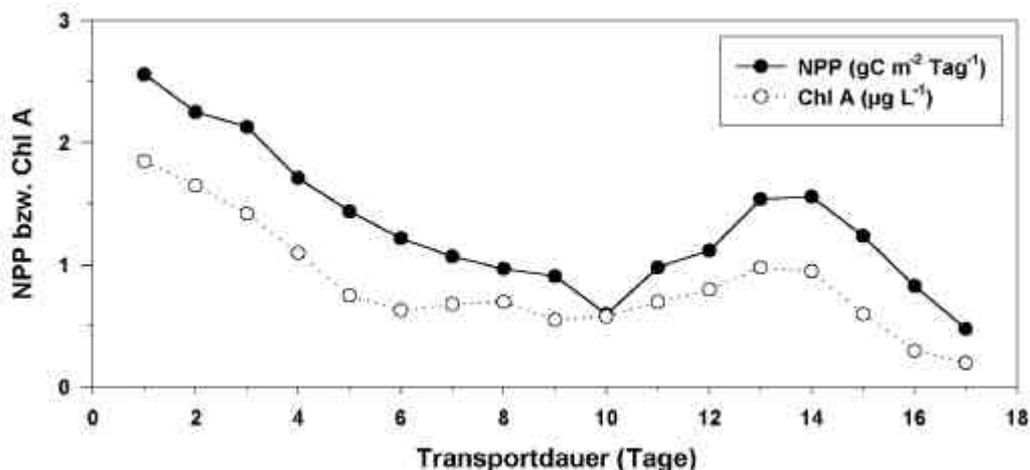


Abb. 5-11: Tägliche Netto-Primärproduktionsraten (NPP) im Auftriebswasser angegeben in Gramm Kohlenstoff pro m^2 in Abhängigkeit von der Transportdauer. Zum Vergleich wurden die gemessenen Chl a Konzentrationen mit aufgetragen. Quelle: Lendt (2000).

Die mittlere NPP während der Untersuchungen beträgt $1,39 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Rechnet man diesen Wert auf die gesamte Fläche des Auftriebsgebietes (223.000 km^2) hoch, ergibt sich eine

tägliche Produktionsrate von 0,31 Tg C. Für die dreieinhalbmonatige Saison des SW-Monsuns von Mitte Mai bis Ende August beträgt die NPP im Auftriebsgebiet demzufolge 33 Tg C. Damit wäre die Kohlenstoff-Fixierung durch Primärproduktion etwa dreimal so hoch wie die CO₂-Emissionen im gleichen Zeitraum.

Anhand von CZCS- (Coastal Zone Color Scanner) Satellitendaten konnte nachgewiesen werden, dass es während des SW-Monsuns nicht nur in der Küstenregion, sondern auch im zentralen Arabischen Meer zu ausgedehnten Phytoplanktonblüten kommt (Banse & McClain 1986, Brock & McClain 1992, Banse 1994). Der Nährstoff Phosphat liegt auch küstenfern noch in ausreichenden Mengen vor, um dort Primärproduktion zu ermöglichen. So zeigen dreidimensionale, gekoppelte biogeochemische Modelle, dass im zentralen Arabischen Meer der wesentliche Teil des erforderlichen Phosphats durch den Küstenauftrieb geliefert wird (Kap. 5.4.5). Im Gegensatz dazu ist Nitrat bereits 15 Tage nach dem Transport des Auftriebswassers an die Oberfläche vollständig durch Primärproduktion verbraucht. Folglich können die Auftriebsgebiete als direkte Nitratquelle für Phytoplanktonblüten im Arabischen Meer ausgeschlossen werden. Vielmehr ist anzunehmen, dass im offenen Arabischen Meer durch die Vertiefung der Deckschicht während des SW-Monsuns Nitrat in die euphotische Zone eingetragen wird. Außerdem kann Nitrat durch Remineralisierung organischen Materials in älterem Auftriebswasser freigesetzt werden und damit die regenerierte Produktion antreiben. Eine weitere Stickstoffquelle unter Nitrat-limitierten Verhältnissen ist die Stickstoff-Fixierung durch Cyanobakterien (vgl. Kap. 5.4).

5.2.3 Bakterieller Kohlenstofffluss im Nahrungsnetz

Mikrobiologische Untersuchungen sollen im wesentlichen die durch das heterotrophe Bakterioplankton vermittelten Kohlenstoffflüsse unter den unterschiedlichen regionalen und saisonalen Bedingungen quantifizieren und deren Bedeutung für die vertikalen Kohlenstofftransport ermitteln. Als ein relatives Maß für die Kopplung zwischen Primär- und bakterieller Sekundärproduktion wird hierfür vor allem die Relation von Bakterien- zur Phytoplanktonproduktion bestimmt. Seit Beendigung der nationalen und internationalen Feldstudien liegen nun eine Reihe von Ergebnissen vor, die Aussagen über die funktionale Bedeutung des heterotrophen Bakterioplanktons für den Kohlenstofffluss im Nahrungsnetz erlauben (Baars 1994, Azam et al. 1994, Naqvi 1994, Ramaiah et al. 1996, Wiebinga et al. 1997, Kumar et al. 1998, Campbell et al. 1998, Ullrich et al. 1998, Hoppe & Ullrich 1998, Riemann et al. 1999, Pomroy & Joint 1999, Weisse 1999, Hoppe & Ullrich 1999, Ullrich et al., *inger.*, Hoppe et al., *inger.*).

Aus diesen Untersuchungen ergibt sich jedoch kein einheitliches Bild. So bestimmten Ullrich et al. (1998, *inger.*) während des SW-Monsuns im Auftriebsgebiet vor Oman im Vergleich zum zentralen und westlichen Arabischen Meer Bakterien-/Phytoplankton-Produktionsverhältnisse von bis zu 70% (29% im Mittel), während die Bakterienproduktion in den anderen Gebieten nur 19% bzw. 13% der Phytoplanktonproduktion erreichte (Tab. 5-2). Pomroy & Joint (1999) berichteten hingegen, dass die Relationen an den oligotrophen Stationen, die während der britischen ARABESQUE-Studie untersucht wurden, höher waren als in Gebieten mit Primärproduktionsraten von $>2 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, und dass der relative Anteil der Bakterien- an der Phytoplanktonproduktion generell gering war (durchschnittlich 15%). Wiebinga et al. (1997) wiederum beobachteten etwa gleich hohe Relationen von durchschnittlich 18% in den oligotrophen Gebieten und dem Somali-Auftrieb.

Tab. 5-2: Verhältnisse von Netto-Bakterien-/Phytoplanktonproduktion [%] in Gebieten unterschiedlicher Produktivität und unter unterschiedlichen jahreszeitlichen Bedingungen (F = Frühjahr; H = Herbst; SA = Somalia Auftriebsgebiet; OA = Auftriebsgebiet vor Oman; () = Mittelwerte). Quelle: H.-G. Hoppe & S. Ullrich.

Referenz	Periode	Zentrale Arabische See	Westliches Arabisches Meer	Auftriebsgebiete (Oman/Somalia)
Wiebinga et al. (1997)	NE-Monsun			16 – 22 (SA)
Karrasch & Hoppe (1989)	F Inter-Monsun	22		
Wiebinga et al. (1997)	Beg. SW-Monsun			17 – 30 (SA)
Ullrich et al. (einger.)	Beg. SW-Monsun			10 – 70 (29, OA)
Wiebinga et al. (1997)	SW-Monsun			9 – 15 (SA)
Ullrich et al. (einger.)	SW-Monsun	10 – 29 (19)	9 – 29 (13)	
Ducklow (1993)	Spät SW-Monsun	30 – 42	10 – 22	22 (OA)
Ramaiah et al. (1996)	Spät SW-Monsun	18		
Pomroy & Joint (1999)	Spät SW-Monsun	13 – 16		2 – 13 (OA)
Pomroy & Joint (1999)	H Inter-Monsun	15 - 17	13 - 53	10 – 19 (OA)

Ramaiah et al. (1996) fanden, dass die bakteriellen Abundanzen in der östlichen und zentralen Arabischen See während des Intermonsuns im Frühjahr deutlich zunahmten und damit – zeitlich versetzt – auf die Phytoplanktonblüte während des NE-Monsuns reagierten. Eine ähnliche zeitliche Verzögerung von 1 bis 2 Monaten wurde auch von Kirchman et al. (1995) im äquatorialen Pazifik beobachtet. Als mögliche Erklärung für dieses Phänomen wurde von Azam et al. (1994) angeführt, dass Bakterien das in Folge einer Phytoplanktonblüte entstandene labile DOC schnell umsetzen können, während schwer verwertbares DOC erst während des nachfolgenden Intermonsuns abgebaut wird. Sehr hohe Anteile von 92% der Phytoplanktonproduktion wurden auch von Ducklow (1993) im zentralen Arabischen Meer im Äquatorbereich während des späten SW-Monsuns gefunden.

Insgesamt lassen diese Beobachtungen auf eine sehr variable Relation zwischen Bakterien- und Phytoplanktonproduktion schließen, die offensichtlich von den lokalen Bedingungen abhängig ist. Es kann aber festgehalten werden, dass für einen weiten Bereich und unter unterschiedlichen jahreszeitlichen Bedingungen die Netto-Bakterienproduktion 13 bis 18% der Primärproduktion erreicht.

5.2.4 Kohlenstoffbilanzierung in einem Filament

Während der Feldarbeiten 1997 wurde im Rahmen von SO120 ein Filament von seinem Entstehungsort im Küstenauftrieb vor Oman bis in den offenen Ozean verfolgt und physikalisch, chemisch und biologisch untersucht. Ein Drifter mit einer Sinkstofffalle, positioniert unterhalb der euphotischen Zone, wurde im Küstenauftrieb ausgesetzt und über 19 Tage verfolgt (Abb. 5-12).

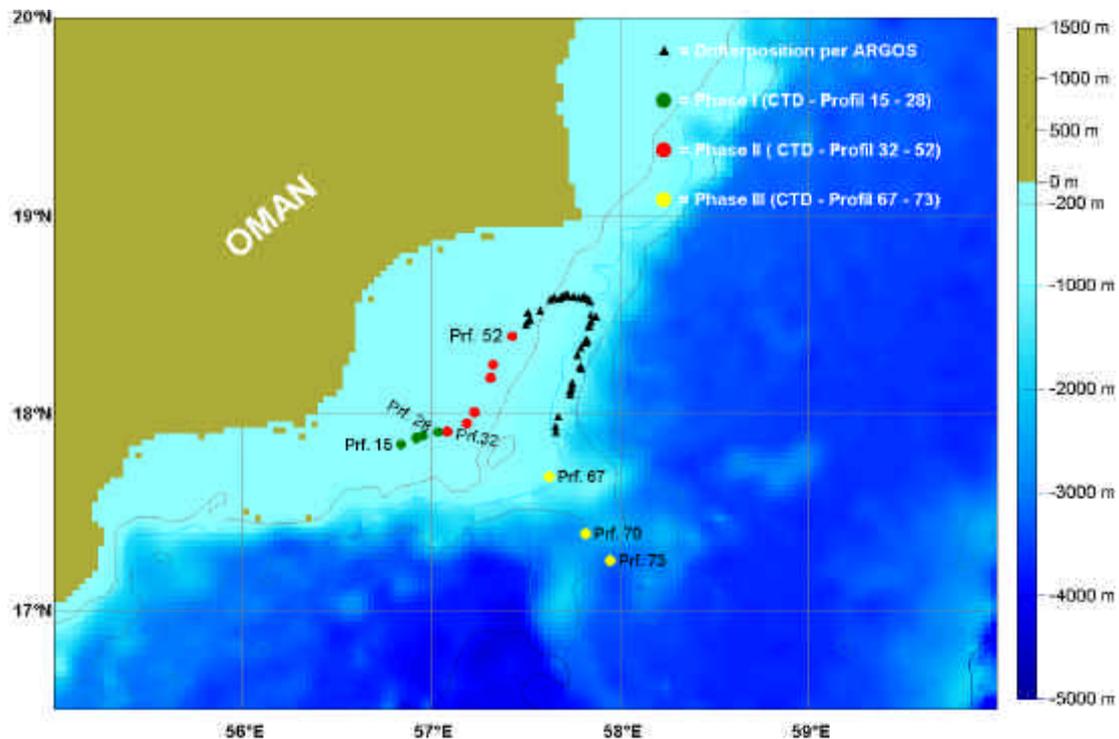


Abb. 5-12: Drifttrajektorie innerhalb des Untersuchungsgebietes vom 19. Juni bis 7. Juli 1997.
Quelle: AG B. Zeitzschel/K. Lochte.

Die Ergebnisse zeigen eine deutliche Veränderung entlang der Drifttrajektorie, anhand derer sich drei verschiedene Phasen unterscheiden lassen (Abb. 5-12). In deren Verlauf kommt es zu einem Wechsel in der Zusammensetzung des Phytoplanktons sowie der Beteiligung der einzelnen Größenklassen an der Primärproduktion (Abb. 5-13). Die Oberflächentemperatur nimmt von 23,39 auf 23,83 °C und der Oberflächensalzgehalt von 35,55 auf 35,61‰ zu. Die Mächtigkeit der durchmischten Schicht steigt von 20 auf 68 m. Gleichzeitig verflacht sich die euphotische Zone von 54 m auf 47 m. In der durchmischten Schicht nehmen die Nitrat- und Silikatkonzentrationen leicht zu: Nitrat steigt von 12,7 auf 15,6 $\mu\text{mol NO}_3^- \text{ l}^{-1}$ und Silikat von 6,9 auf 8,6 $\mu\text{mol Si(OH)}_4 \text{ l}^{-1}$ an. Die Chla-Konzentration sinkt von 1,12 auf 0,70 $\mu\text{g l}^{-1}$. Die Primärproduktion nimmt zunächst von 1,9 (Phase I) auf 1,6 $\text{g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Phase II) ab und steigt in Phase III wieder leicht an auf 2,1 $\text{g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Der Phytoplanktonkohlenstoff nimmt von 2,9 auf 2,0 mg m^{-2} ab und erreicht in Phase III mit 2,3 mg m^{-2} wieder einen höheren Wert. In Phase I prägen Bacillariophyceen das Phytoplankton und stellen insgesamt 51% der Primärproduktion. Unterhalb der durchmischten Schicht dominiert Pico- und Nanoplankton die Phytoplanktongemeinschaft, die mit jeweils 39% an der Primärproduktion beteiligt sind (Abb. 5-13). Mit Phase II tritt ein Wechsel zu μ -Flagellaten auf. Die Entwicklung in Phase III verläuft unbeständig. Es dominieren weiterhin die μ -Flagellaten, doch es treten auch Dinophyceen und erneut Bacillariophyceen auf.

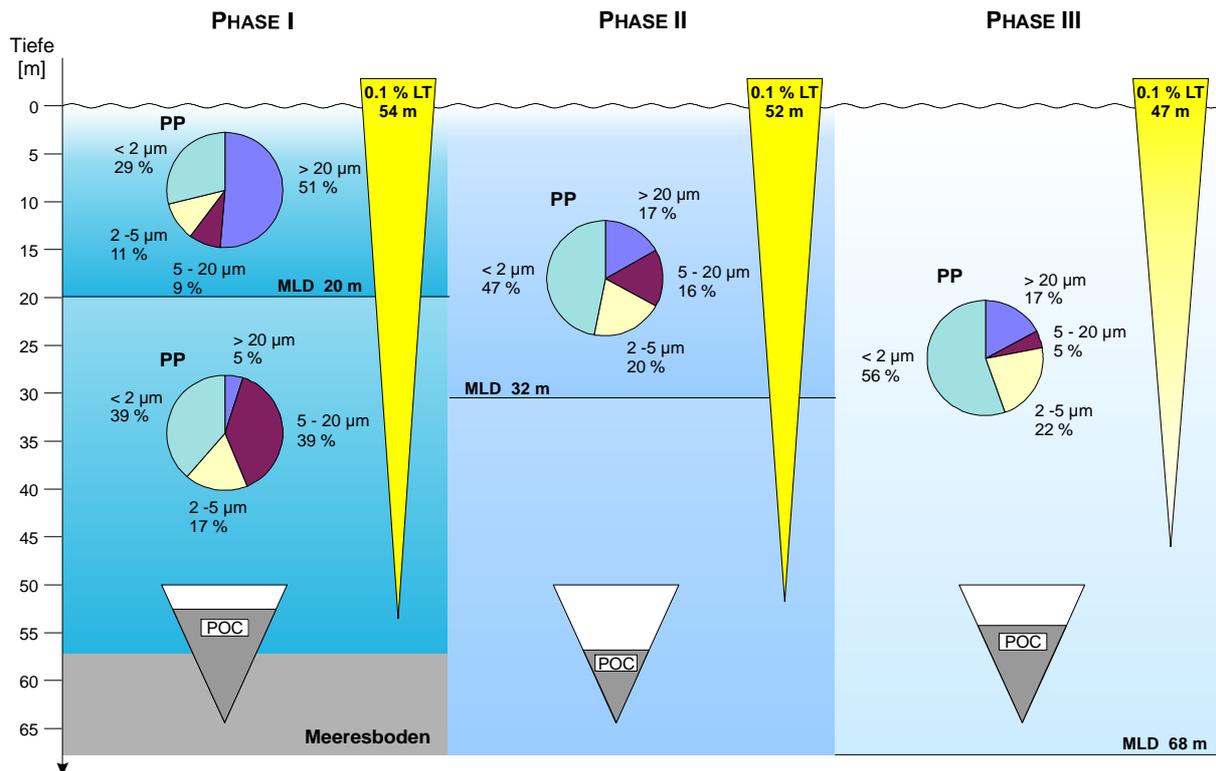


Abb. 5-13: Zusammenfassende schematische Darstellung der pelagischen Prozesse in den drei Phasen der Driftstudie während der Expedition So120. Kreisdiagramme: Größen-fractionierte Primärproduktion (PP); LT: Lichttiefe, euphotische Zone; MLD: Tiefe der durchmischten Schicht; POC: Partikulärer organischer Kohlenstoff, sedimentiert aus der euphotischen Zone. Quelle: AG B. Zeitzschel/K. Lochte.

Die drei Phasen ließen sich bedingt in den Sinkstofffallenuntersuchungen wiederfinden. Der Gesamtpartikelfluss nahm von Phase I bis Phase III deutlich ab. Auffällig ist die stetige POC-Sedimentationszunahme entlang der Drifttrajektorie. Bezogen auf den Partikelfluss (TG) wurde der POC-Anteil größer. Im Vergleich zur Primärproduktion nahmen der POC Anteil, der aus dem System heraus sedimentierte, jedoch ab. Im Verlauf der ersten Phase wird mit 27 bis 109 $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ein erhöhter POC-Fluss gemessen. In dieser Phase wurden 5 bis 7% des durch die Primärproduktion gebundenen Kohlenstoffes in 40 m exportiert. Die POC-Flussrate während der Phasen II und III war mit 9 bis 20 $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ bzw. 13 bis 21 $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ geringer und entsprach jeweils < 1% der Primärproduktion.

Werden die Untersuchungen zum Bakterioplankton in die Bilanzierung des Kohlenstoffumsatzes einbezogen, zeigt sich eine positive Korrelation in der Verteilung von Primärproduktion, den Chla-Konzentrationen und der bakteriellen Nettoproduktion (Abb. 5-14). Dies weist auf eine enge Kopplung zwischen bakteriellem Wachstum und der Phytoplanktonproduktivität hin. Die integrierte bakterielle Nettoproduktion erreicht im Mittel 29% der Primärproduktion. Bakterienzahlen (TBN) und -produktion (BP) wurden mit den Abundanz heterotropher Nanoflagellaten (HNF) verglichen, um die Beziehungen zwischen Bakterien und ihren wichtigsten, potentiellen Grazern zu untersuchen. In der oberen Wassersäule (bis 150 m) schwanken die HNF-Konzentrationen zwischen 0,9 und $3,4 \times 10^9$ Zellen m^{-3} (AG Burkill; Sellmer et al., in Vorb.). Es besteht jedoch keine gute Korrelation zwischen TBN, bakterieller Zellproduktion und den HNF-Abundanz, was möglicherweise auf eine „top down control“ bakterivorer Protozoen durch größeres Zooplankton zurückzuführen ist. Die

entlang des Filaments (Sellmer et al., in Vorb.) zeigen dabei, dass sowohl das Meso- als auch das Mikrozooplankton (Edwards, pers. Mitt.) bis zu 80% der täglichen Primärproduktion aufnehmen können. Dies bedeutet einen nahezu 100%-igen Wegfraß der täglichen Primärproduktion und somit ein „*top-down*“ kontrolliertes System. Offenbar wurde der Kohlenstofffluss dieser hochvariablen Region zu Beginn durch Nährsalzlimitierung bestimmt und im weiteren Verlauf zusätzlich durch Fraßdruck kontrolliert.

5.2.5 Saisonale Variabilität von N_2O und CH_4 in der Mischungsschicht

Um die Prozesse zu beschreiben, die die Konzentration der Treibhausgase N_2O und CH_4 in der Mischungsschicht kontrollieren, wurde ein Boxmodell entwickelt, das zunächst den Gasaustausch über die Grenzfläche Ozean-Atmosphäre und die Vermischung mit Wasser unterhalb der Mischungsschicht einbezieht. Für den Gasaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre wurden die verschiedenen Ansätze nach Liss & Merlivat (1986; LM86), Wanninkhof (1992; W92) und Wanninkhof & McGillis (1999, WM99) benutzt (vgl. Kap. 5.1.1). Mischungsprozesse sind wichtig, da die Bildung von N_2O bzw. CH_4 in einer Tiefe von 100-200 m einsetzt, und sich damit ein Konzentrationsgradient zwischen der Mischungsschicht und dem darunter liegenden Wasser bildet. Durch Absenken der Mischungsschicht kann dann N_2O bzw. CH_4 angereichertes Wasser mit höherer Konzentration in die Mischungsschicht gelangen.

Zusätzlich zu den physikalischen Prozessen muss für das Modell auch die mögliche biologische Bildung von N_2O und CH_4 berücksichtigt werden. N_2O in der Mischungsschicht kann durch Nitrifikation, d.h. durch die mikrobielle Oxidation von NH_4^+ zu NO_3^- gebildet werden. Tatsächlich zeigt die Analyse der Messdaten bis in Wassertiefen von 150 m gute (lineare) Korrelationen zwischen dem Sauerstoffverbrauch („*apparent oxygen utilization*“, AOU) und ΔN_2O , d.h. dem N_2O -Überschuss berechnet auf der Grundlage des theoretischen Gleichgewichtwertes (Bange et al. 2001). Dies lässt auf eine N_2O -Produktion durch Nitrifikation schließen (vgl. Kap. 5.1.2). Die bisherigen Modellrechnungen lassen jedoch vermuten, dass der mögliche Beitrag durch einen biologischen Bildungsprozess in der Mischungsschicht vernachlässigbar ist (Abb. 5-15 und -16). Eine biologische N_2O -Bildung ist deshalb noch nicht im Modell berücksichtigt. CH_4 kann im Ozean nur unter Sauerstoffausschluss durch mikrobielle Methanogenese gebildet werden. Da die Mischungsschicht O_2 -gesättigt ist, kann CH_4 nicht in der freien Wassersäule gebildet werden. Es werden jedoch zwei Bildungsmechanismen diskutiert. Zum einen kann Zooplankton beim Fressen von Phytoplankton ausreichend CH_4 im anaeroben Verdauungstrakt produzieren und freisetzen (De Angelis & Lee 1994). Zusätzlich wird CH_4 beim Abbau von absinkenden organischen Partikeln gebildet und freigesetzt (Karl & Tilbrook 1994). In beiden Fällen wäre jedoch zu berücksichtigen, dass CH_4 durch Oxidationsprozesse in der Mischungsschicht auch wieder abgebaut werden kann (Jones 1991). Entsprechende Oxidationsraten im Arabischen Meer sind allerdings nicht bekannt. Auch die biologische Bildung von CH_4 ist aufgrund der bestehenden Unsicherheiten noch nicht im Modell berücksichtigt.

Als Zeitschritt für das Modell wurden 0,5 und als „Einschwingzeit“ 365 Tage gewählt. Die Ergebnisse werden als N_2O - bzw. CH_4 -Sättigungen ausgegeben, d.h. Werte >100% zeigen eine Abgabe von N_2O bzw. CH_4 aus der Mischungsschicht in die Atmosphäre an. Die Ergebnisse des Modells lassen sich beispielhaft an den Stationen WAST und SAST erläutern. So zeigt der Vergleich mit den Messungen für N_2O an der Station SAST eine gute Übereinstimmung (Abb. 5-15 unten). Die N_2O -Messungen an der Station WAST sind jedoch während des SW Monsuns (Modelltage 546-606) deutlich höher als die Modellvorhersage

(Abb. 5-15 oben). Diese Diskrepanz ist durch das Auftreten von Filamenten zu erklären, die N_2O -angereichertes Auftriebswasser in Richtung auf das offene Arabische Meer transportieren. Da im Modell keine horizontale Advektion berücksichtigt ist, werden die hohen N_2O -Konzentrationen in einem Filament während des SW Monsuns unterschätzt. Insgesamt lassen die Ergebnisse vermuten, dass die saisonale Variabilität von N_2O im wesentlichen durch physikalische Parameter gesteuert wird. Der Beitrag der N_2O -Bildung durch Nitrifikation scheint vernachlässigbar zu sein.

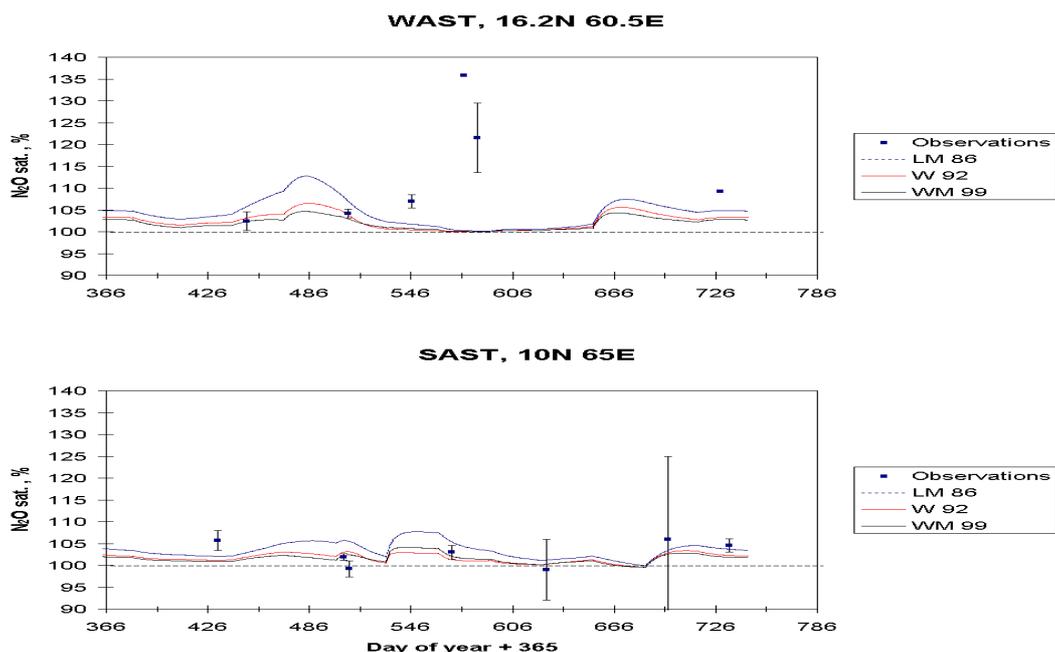


Abb. 5-15: Der jährliche Verlauf der N_2O -Konzentrationen in der Mischungsschicht an den Stationen SAST und WAST. Es sind jeweils drei Modellrechnungen mit unterschiedlicher Parameterisierung des Gasaustauschkoeffizienten (LM86, W92, WM99; vgl. Text) gezeigt. Die N_2O -Messungen (Wert \pm sd) stammen aus Bange (1996, 2000), Upstill-Goddard et al. (1999) und Weiss et al. (1992). Quelle: H. Bange.

Der jährliche Verlauf von CH_4 in der Mischungsschicht wird durch das Modell qualitativ wiedergegeben. Bei WAST sind die Modellvorhersagen während des beginnenden SW Monsuns (Modelltag 509) allerdings zu hoch (Abb. 5-16 oben), während bei SAST die Messergebnisse während des Abklingens des NE bzw. SW Monsuns (Modelltag 432 bzw. 626) höher als die Modellrechnungen sind (Abb. 5-16 unten). Im Fall von CH_4 scheint die Konzentration in der „subsurface layer“ und damit das Mischen von CH_4 -angereichertem Wasser aus der subsurface layer in die Mischungsschicht, von entscheidender Bedeutung zu sein. Für die Modellrechnungen wurde jedoch sowohl für SAST als auch für WAST die gleiche CH_4 -Konzentration in der subsurface layer angenommen.

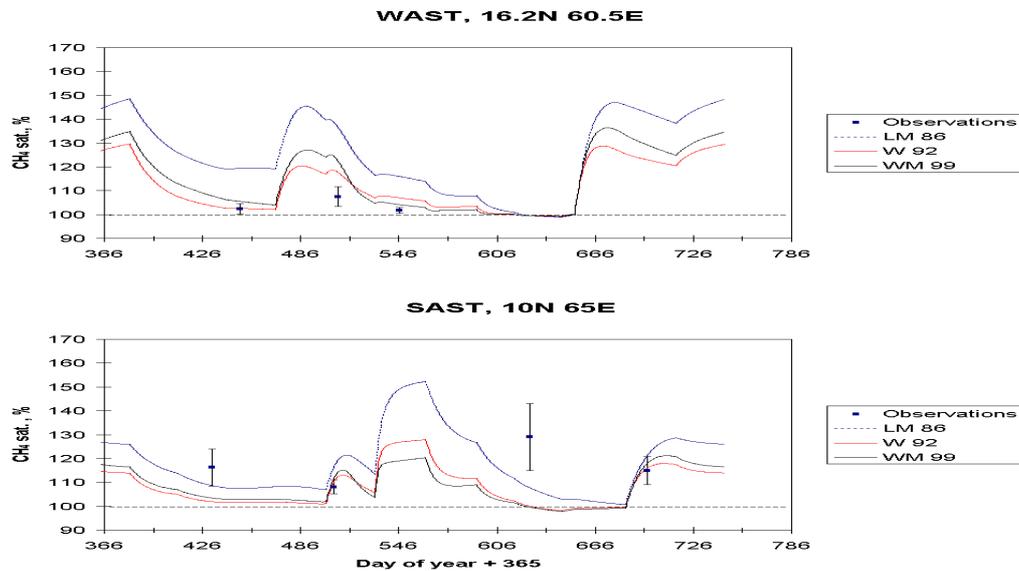


Abb. 5-16: Der jährliche Verlauf der CH_4 -Konzentrationen in der Mischungsschicht an den Stationen SAST und WAST. Es sind jeweils drei Modellrechnungen mit unterschiedlicher Parameterisierung des Gasaustauschkoeffizienten (LM86, W92, WM99; vgl. Text) gezeigt. Die CH_4 -Messungen (Wert ± 1 sd) stammen aus Bange et al. (1998) und Upstill-Goddard et al. (1999). Quelle: H. Bange.

5.3 Stoffexport in die Tiefsee und Umsetzungsprozesse in der Wassersäule

Der Transport von partikulärem und gelöstem Material aus dem Oberflächenwasser in die Tiefsee entzieht unter anderem das gebundene CO_2 dem direkten Austausch mit der Atmosphäre. Entsprechend groß ist die Bedeutung dieses Prozesses für die kurzfristige Klimaentwicklung. Gleichzeitig entfernt er Nährstoffe aus der Deckschicht und versorgt durch den Export von organischem Material die Organismen des Meso- und Bathypelagials mit Nahrung. Der mit der Respiration der Organismen verbundene Abbau des organischen Materials setzt einen Teil des CO_2 wieder frei und verbraucht den in der Wassersäule gelösten Sauerstoff. Die resultierende Sauerstoffminimumzone ist im Arabischen Meer so ausgeprägt, dass die nur unter O_2 -armen Bedingungen auftretende Denitrifikation für den globalen Stickstoffkreislauf quantitativ bedeutend ist. Auch durch die in tieferen Wasserschichten auftretende Lösung der absinkenden Karbonatschalen wird das CO_2 -System der Wassersäule beeinflusst. Die Bestimmung des Partikelflusses zur Bilanzierung des Stoffexports in die Tiefsee lässt sich durch die gleichzeitige Messung von Radionukliden verifizieren. Die Verteilung von Spurenelementen liefert aufgrund ihrer Wechselwirkung mit den hier untersuchten Prozessen zusätzliche Informationen zur Charakterisierung der biogeochemischen Vorgänge in der Wassersäule.

5.3.1 Partikelfluss in die Tiefsee

Die Quantifizierung des Kohlenstoffexports in die Tiefsee und die Identifikation der Prozesse, die diesen Vorgang steuern, gehören zu den wesentlichen Zielen von JGOFS. Sinkstofffallen sind derzeit die einzige Möglichkeit, um den Partikelfluss in der Tiefsee direkt und kontinuierlich zu messen. Die gleichzeitige Untersuchung der „Fangeffizienz“ dieser Fallen anhand der Verteilung bestimmter Radionuklide hat gezeigt, dass zumindest die in großen Tiefen stationierten Fallen den Partikelfluss mit ausreichender Genauigkeit wiedergeben (Kap. 5.3.2). Hierfür spricht auch die aufgrund der Langzeitstationierung der Fallen nachgewiesene Kopplung zwischen dem Monsun und dem Partikelfluss im Arabischen Meer (Nair et al. 1989, Haake et al. 1993, Rixen et al. 1996). Für die weitere Auswertung der Experimente mit den Sinkstofffallen wurden während dieser Synthesephase auch die Daten der Fallen einbezogen, die im Rahmen des niederländischen und des US-amerikanischen JGOFS-Programms im Arabischen Meer stationiert waren.

Die generelle Kopplung von erhöhten Windgeschwindigkeiten während des SW- und des NE-Monsuns mit einem verstärkten Partikelfluss zeigt sich anhand einer bimodalen Verteilung der Flussmaxima unterschiedlich deutlich an allen im Arabischen Meer stationierten Fallensystemen (Lee et al. 1998, Honjo et al. 1999, Suthhof et al. 1999, Broese et al. 2000, Rixen et al. 2000a, *eing.*). Der verstärkte Partikelfluss ist auf eine durch Auftrieb oder eine durch Vertiefung der Mischungsschicht erhöhte Produktivität zurückzuführen (Kap. 5.2). Ein im gesamten Becken vergleichbares Verteilungsmuster bestätigt die Ergebnisse von Modellsimulationen („*Tracer-Experimente*“) mit einem dreidimensionalen gekoppelten biogeochemischen Modell, wonach die Nährstoffe aus dem Auftriebswasser vor Oman zusammen mit dem küstenparallelen Monsunstrom bis in das nördliche Arabische Meer und weiter entlang der indischen Küste bis ins östliche Arabische Meer transportiert werden (Kap. 5.4.5; Maier-Reimer, *eing.*). Ebenfalls eine wichtige Rolle spielt die Advektion von Auftriebswasser an der küstenabgewandten Seite des Monsunstroms in das zentrale Arabische Meer hinein (Rix 1998; Rixen et al. 2000a; Maier-Reimer, *eing.*). Diese z.T. als Filamente auf Verteilungskarten der Ozeanoberflächentemperatur sichtbaren Wassermassen tragen Nährstoffe und marine Organismen mit sich und übertragen das „Auftriebs-signal“ und die zugehörige Phytoplankton-sukzession in das gesamte Arabische Meer (Kap. 5.2.4). Entsprechend zeigt die detaillierte Betrachtung des Partikelflusses zu Zeiten des SW-Monsuns an allen Langzeitstationen, dass zu Beginn ein verstärkter Export von POC mit einem erhöhten Verhältnis von Karbonat zu biogenem Opal einher geht (Abb. 5-17; Rixen et al., *eing.*). Folglich profitiert zunächst karbonatschaliges Plankton von dem Auftrieb. Im Verlauf des SW-Monsuns sinkt dieses Verhältnis, d.h. Silikatschaler spielen eine zunehmend wichtige Rolle. Am deutlichsten ist dieser Verlauf im westlichen Arabischen Meer zu erkennen, wo er mit Änderungen in der Konzentration der wichtigsten Nährstoffe in der Wassersäule zusammenhängt. So steigt mit zunehmender Wassertiefe zunächst die Konzentration von Nitrat und Phosphat und erst in größeren Tiefen die von Silikat an. Der frühe Auftrieb ist daher wahrscheinlich zu schwach, um ausreichend Silikat in die euphotische Zone zu transportieren. Folglich profitieren zunächst Karbonatschaler während für eine Diatomeenblüte nicht ausreichend Silikat zur Verfügung steht. Die Situation verändert sich jedoch später und es werden Wassermassen aus größeren Tiefen zur Oberfläche transportiert, was zu einer Diatomeenblüte und entsprechenden Aufzeichnungen der Sinkstofffallen vor allem im westlichen Arabischen Meer führt (Rixen et al., *eing.*). Im weiteren Verlauf des SW-Monsuns lösen dann aufgrund des zunehmenden Verbrauchs von Silikat photoautotrophe Flagellaten die Diatomeen als dominierendes Phytoplankton ab (Garrison et al. 2000). Entsprechend steigt im zentralen Arabischen Meer

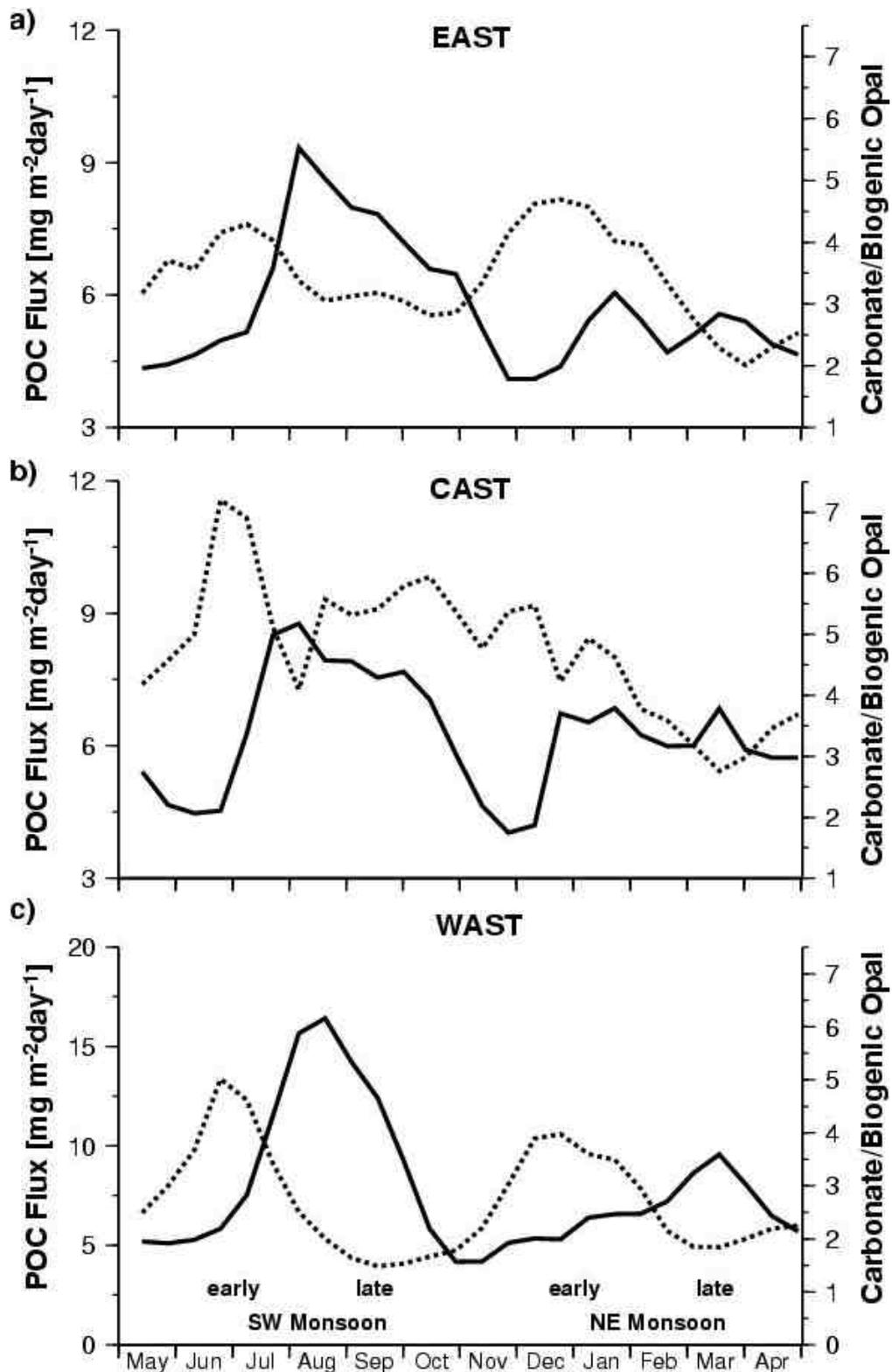


Abb. 5-17: Der durchschnittliche Jahresgang des Flusses an partikulärem organischen Kohlenstoff (POC, durchgezogene Linie) und der entsprechende Verlauf des Verhältnisses von Karbonat zu biogenem Opal (gestrichelt) an den Langzeitstationen im östlichen (EAST), zentralen (CAST) und westlichen (WAST) Arabischen Meer. Quelle: T. Rixen für geplanten IGPB/JGOFS Rep.

das Verhältnis von Karbonat zu biogenem Opal wieder auf vergleichsweise hohe Werte an. Diese werden später bzw. weiter ins zentrale Arabische Meer hinein von Cyanobakterien verdrängt, wenn das Nitrat verbraucht ist und die Phosphatkonzentration ca. $0,3 \cdot 10^{-6} \text{ mol l}^{-1}$ beträgt (Kap. 5.2.2). Der Kohlenstofftransport in die Tiefsee ist am höchsten in der Zone, in der Diatomeen blühen. In Richtung auf die Zone, in der es zur Stickstofffixierung kommt, nimmt er dann kontinuierlich ab und die Saisonalität im Partikelfluss ist entsprechend schwach.

Um die Beziehung zwischen dem Auftrieb und dem Partikelfluss in die Tiefsee auch quantitativ zu bestimmen, wurden jeweils 14tägige Durchschnittswerte des Windfeldes aus Satellitendaten der Jahre 1987bis 1995 in Auftriebs- bzw. „*Downwelling*“-Geschwindigkeiten umgerechnet. Der anschließende Vergleich mit dem Partikelfluss an WAST belegt, dass Veränderungen dieser Geschwindigkeiten im Zusammenhang mit einer von Jahr zu Jahr variierenden Intensität des Findlater-Jets den POC-Export im westlichen und wahrscheinlich auch im zentralen und östlichen Arabischen Meer kontrollieren (Rixen et al. 2000b).

Das zweite Maximum im POC-Fluss während des NE-Monsuns wurde bisher mit einer der Vertiefung der Mischungsschicht und entsprechend erhöhten Nährstoffkonzentrationen sowie einer entsprechend intensiven Primärproduktion erklärt (Banse & McClain 1986; Nair et al. 1989, Haake et al. 1993, Madhupratap et al. 1996). Die Vertiefung entsteht durch die erhöhten Windgeschwindigkeiten während des NE-Monsuns und durch die winterliche Abkühlung. Die differenzierte Analyse der Daten von allen Verankerungen zeigt jedoch, dass hohe POC-Flüsse im gesamten Arabischen Meer vor allem gegen Ende des NE-Monsuns auftreten, wenn die Mischungsschicht bereits wieder dünner wird. Ebenfalls erhöhte POC-Flussraten treten darüber hinaus zu Beginn des NE-Monsuns, d.h. zu Beginn der Vertiefung der Mischungsschicht, auf (Rixen et al., *eing.*). Der POC-Export verläuft daher während des NE-Monsuns im Arabischen Meer analog zu den Mechanismen, die Frühjahrs- bzw. Herbstblüten in den Ozeanen der mittleren Breiten verursachen (Kiefer & Kremer 1981). Der ansteigende POC-Fluss zu Beginn des NE-Monsuns ist dabei mit erhöhten Verhältnissen von Karbonat zu biogenem Opal verbunden, während die Sinkstoffe am Ende des NE-Monsuns geringe Verhältnisse aufweisen (Abb. 5-17). Der späte NE-Monsun ist daher wahrscheinlich durch eine Diatomeenblüte gekennzeichnet. Da der Wechsel in der Phytoplanktonpopulation mit Veränderungen in der Tiefe der Durchmischungsschicht verbunden ist, dürfte er sich auf eine entsprechend veränderte Herkunft des Wassers in der euphotischen Zone und damit auf unterschiedliche Nährstoffkonzentrationen und -verhältnisse zurückführen lassen.

Um den Abbau des organischen Materials während des Transports durch die Wassersäule zu quantifizieren, werden häufig Daten zur Primärproduktion in Relation zu den mit Sinkstofffallen gemessenen POC-Flussraten analysiert. Daraus wurden verschiedene Gleichungen abgeleitet, die Vorhersagen über das Ausmaß der Remineralisierung des POC in Abhängigkeit von der Wassertiefe erlauben (Suess 1980, Betzer et al. 1984, Pace et al. 1987, Berger et al. 1988). Im Arabischen Meer ergibt sich die beste Korrelation zwischen modellierten und gemessenen POC-Flussraten mit den - z.T. veränderten - Gleichungen von Pace et al. (1987) und vor allem von Betzer et al. (1984) (Abb. 5-18). Die hierfür verwendeten Primärproduktionsraten wurden nach Antoine et al. (1996) oder Behrenfeld & Falkowski (1997) aus Satellitendaten errechnet.

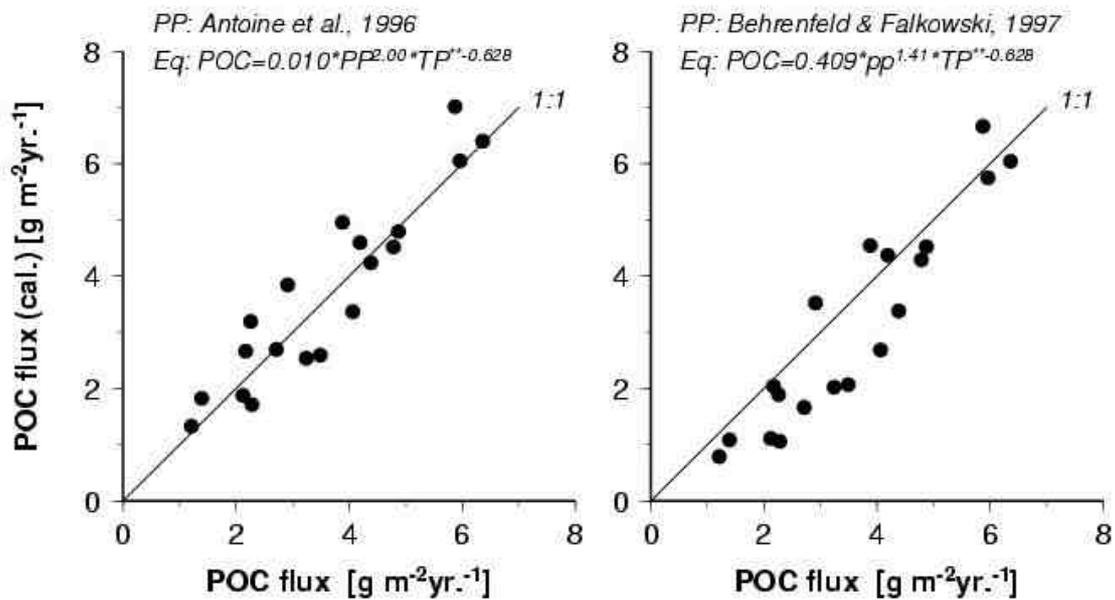


Abb. 5-18: Jährliche Flussraten des partikulären organischen Kohlenstoffs (POC) in Wassertiefen > 1000 m an den US-amerikanischen und indisch-deutschen Fallenstationen im Arabischen Meer in Relation zu den POC-Flussraten, die sich unter Verwendung der Abbaugleichung von Betzer et al. (1984) sowie von im Rahmen dieses Projektes bestimmten Koeffizienten und aus Primärproduktionsraten nach Antoine et al. (1996) und Behrenfeld & Falkowski (1997) ergeben. Quelle: T. Rixen für geplanten IGPB/JGOFS Rep.

Wird der POC-Export im Arabischen Meer nach der Gleichung von Pace et al. (1987) bzw. nach der im Rahmen dieses Projektes modifizierte Gleichung von Betzer et al. (1984) für das Gebiet nördlich 6°N und > 2000 m Wassertiefe berechnet, ergibt sich ein Wert von $84 - 91 \cdot 10^{12} \text{ g C a}^{-1}$ (basierend auf den Primärproduktionsraten nach Antoine et al. (1996) interpoliert auf ein 1° Gitternetz). Wird das gleiche Verfahren global angewandt, ergibt sich für das Arabische Meer ein Anteil von 3% an der ozeanischen Exportproduktion. Insgesamt entspricht die Exportproduktion im Arabischen Meer etwa der hochgerechneten jährlichen CO_2 -Emission aus dem Arabischen Meer von $74-94 \cdot 10^{12} \text{ g C a}^{-1}$ (Kap. 5.1.1; Somasundar et al. 1990, George et al. 1994, Körtzinger et al. 1997, Ewald 1998). Geringe Veränderungen der marinen Biosphäre können daher die CO_2 -Emission aus dem Arabischen Meer erheblich beeinflussen.

5.3.2 Validierung der Partikelfluss- durch Radionuklid-Traceruntersuchungen

Verschiedene Studien haben gezeigt, dass hydrodynamische Effekte wie Strömungen oder die Neigung von Sinkstofffallensystemen deren Fangeffizienz beeinträchtigen können (z.B. Gardner 1996). Die natürlichen Radionuklide ^{234}Th , ^{230}Th und ^{231}Pa werden deshalb zur unabhängigen Abschätzung der Fangeffizienz verwendet (z.B. Bacon et al. 1985, Buesseler et al. 1991). Bei bekannter Quelle (homogen über die Ozeane verteiltes gelöstes Uran) ist, aufgrund ihrer Partikelreaktivität, die Verteilung der Zerfallsprodukte direkt an den Partikelfluss gekoppelt („Scavenging“). Aus der Produktion in der Wassersäule und der gemessenen lokalen Verteilung kann der zu erwartende Fluss des Tracers in die Falle bestimmt werden. Dabei müssen allerdings die horizontalen Nuklidflüsse, z.B. aufgrund von Wasser-

massentransport oder „*Boundary Scavenging*“, berücksichtigt werden, da diese die Bilanz deutlich beeinflussen können (z.B. Rutgers van der Loeff & Berger 1993, Scholten et al. 1995).

Die gemessenen Thoriumprofile zeigen den auch aus anderen Gebieten bekannten typischen linearen Anstieg der Konzentration mit der Wassertiefe, was auf *Scavenging* zurückzuführen ist. An der Station WAST zeigten sich allerdings keine signifikanten Unterschiede in der saisonalen ^{230}Th -Verteilung (Abb. 5-19). Demnach wirkt sich erhöhtes *Scavenging* zur Zeit des SW-Monsuns nicht deutlich auf das ^{230}Th -Inventar in der Wassersäule aus.

Der Vergleich aller im Arabischen Meer gemessenen ^{230}Th -Profile zeigt deutlich das Verhältnis von *Scavenging*-Intensität (hier ausgedrückt als Tiefenaustauschrate T) und der Inventarverweilzeit t_i (sie setzt das in der Wassersäule bestimmte ^{230}Th -Inventar in Beziehung zur ^{230}Th -Produktion in der Wassersäule) (Abb. 5-20). Zum Kontinentalrand hin nimmt die Inventarverweilzeit deutlich ab, und die Tiefenaustauschrate nimmt zu.

Radioaktive Elemente sind natürliche Bestandteile des Meerwassers. Sie werden durch die Erosion der Kontinente in die Ozeane eingetragen. Am häufigsten sind im Meerwasser die natürlichen Radionuklide Kalium-40 (^{40}K) und Uran (^{238}U , ^{235}U , ^{234}U) vertreten. Aufgrund seiner guten Löslichkeit ist die Konzentration von Uran in den Weltmeeren in etwa überall gleich. Durch den radioaktiven Zerfall von Uran werden andere natürliche Radionuklide im Meerwasser gebildet, wie z. B. Thorium (^{234}Th , $T_{1/2} = 24$ Tage); ^{230}Th , $T_{1/2} = 75.400$ Jahre) und Protaktinium (^{231}Pa , $T_{1/2} = 32.500$ Jahre), die ein anderes chemisches Verhalten im Vergleich zu Uran aufweisen. Sie sind partikelreaktiv, d.h. sie lagern sich im Meerwasser schnell an Partikel an und werden mit ihnen aus der Wassersäule in die Sedimente abtransportiert. Dieses Verhalten macht man sich zu nutze, um die Prozesse zu verstehen, die den Chemismus der Ozeane kontrollieren. Durch die Messung natürlicher Radionuklide im Meerwasser, in Sinkstoffallen und in den Tiefseesedimenten lassen sich die Transportwege der Stoffe im Ozean untersuchen und die Mechanismen identifizieren, die ihre Verteilung und Abtransport aus dem Ozean kontrollieren.

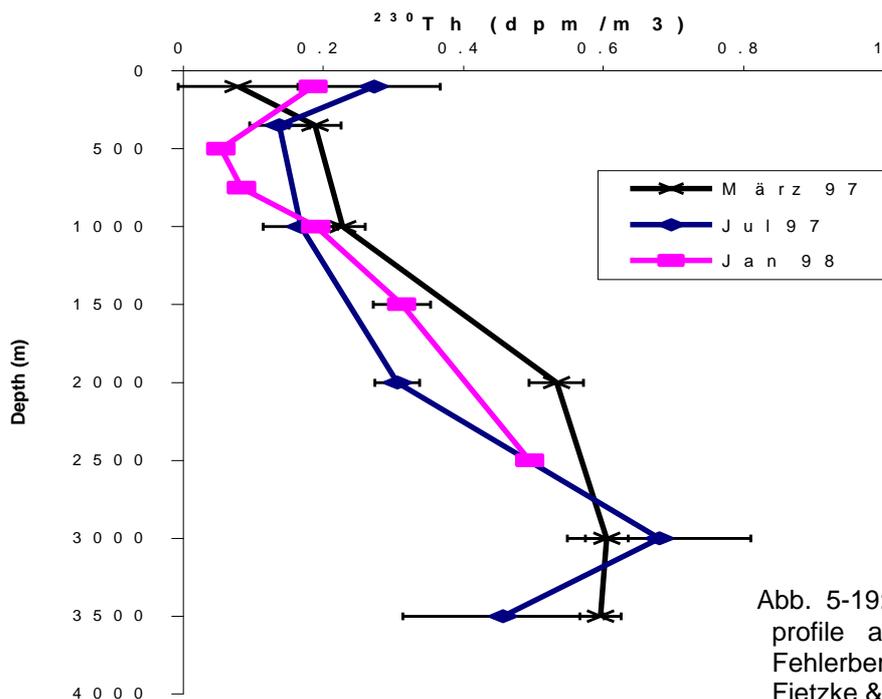


Abb. 5-19: Vergleich der ^{230}Th Tiefenprofile an der Station WAST (2σ -Fehlerbereich). Quelle: J. Scholten, J. Fietzke & A. Mangini.

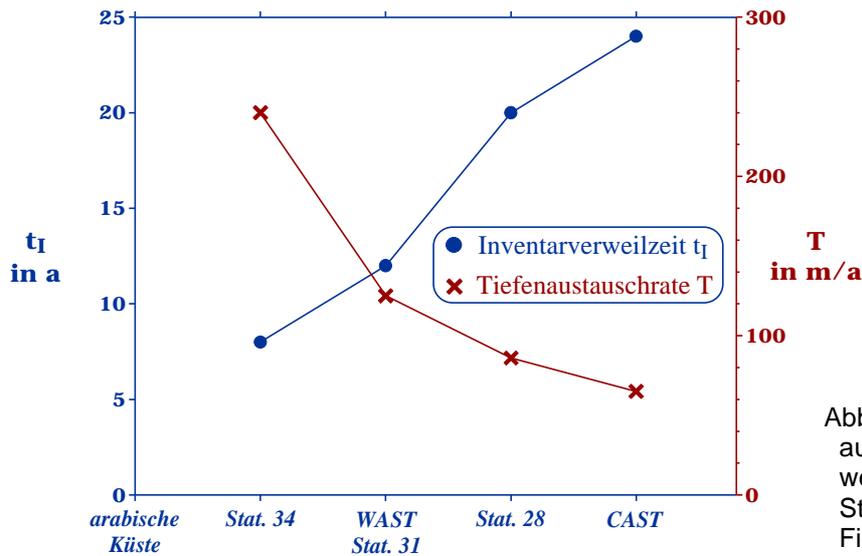


Abb. 5-20: Verhältnis von Tiefenaustauschrate und Inventarverweilzeit an den untersuchten Stationen. Quelle: J. Scholten, J. Fietzke & A. Mangini.

Zusätzlich zeigen die Untersuchungen zur Verteilung der Radionuklide in der Wassersäule den Einfluss des „Boundary Scavenging“. Aufgrund der Partikelflussgradienten, welche sich vom offenen Ozean zu den Auftriebsgebieten an den Küsten des Arabischen Meeres aufbauen, kommt es zu einer unterschiedlich starken Verarmung der Wassersäule an ^{230}Th und ^{231}Pa . Entlang dieses Gradienten diffundieren Stoffe aus dem offenen Ozean zu den Kontinentalrändern hin. Dieser Effekt drückt sich in der Wassersäule durch die Inventarverweilzeiten der Isotope aus, die vom zentralen Arabischen Meer (Station CAST) zu den Kontinentalrändern hin abnehmen.

Die Radionuklidflüsse in den untersuchten Sinkstofffallen der Stationen WAST, CAST und EAST zeigen einen saisonalen Gang. Es ergibt sich daher zwar allgemein eine Verbindung zwischen Partikel- und Radionuklidfluss, die Korrelation ist jedoch nicht deutlich (Abb. 5-21). Gleiches gilt auch für die Beziehung zwischen den Radionuklidkonzentrationen und den Hauptkomponenten des Partikelflusses. Dies bedeutet, dass insbesondere der ^{230}Th -Fluß in die Fallen nicht von einer Komponente dominiert wird.

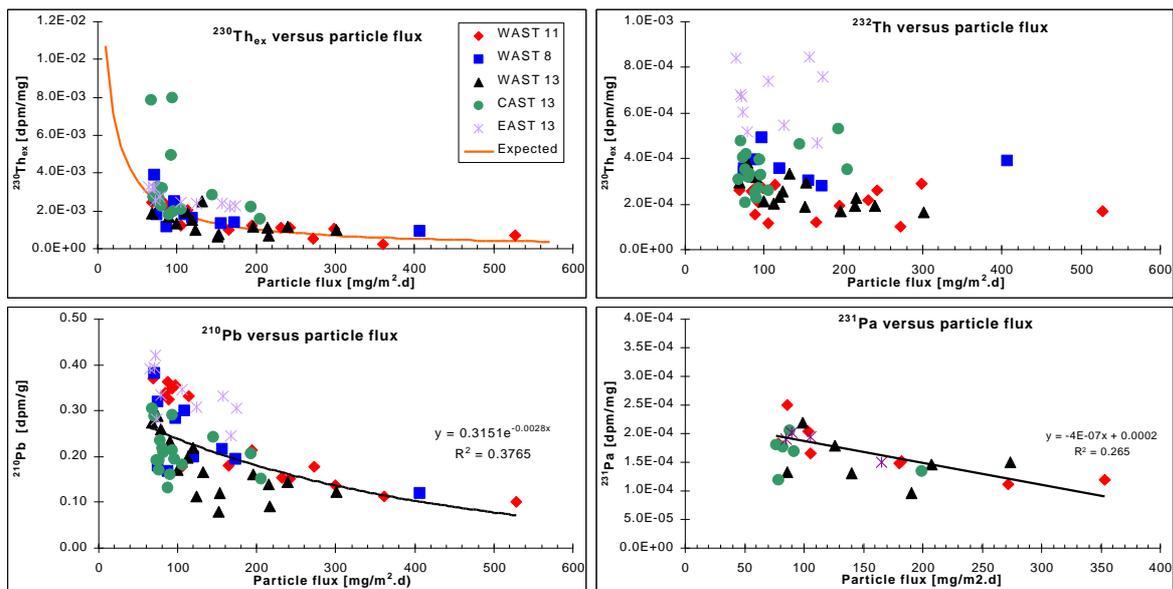


Abb. 5-21: Radionuklidkonzentrationen vs. Partikelfluss. Eine enge Korrelation ist nicht erkennbar. Quelle: J. Scholten, J. Fietzke & A. Mangini.

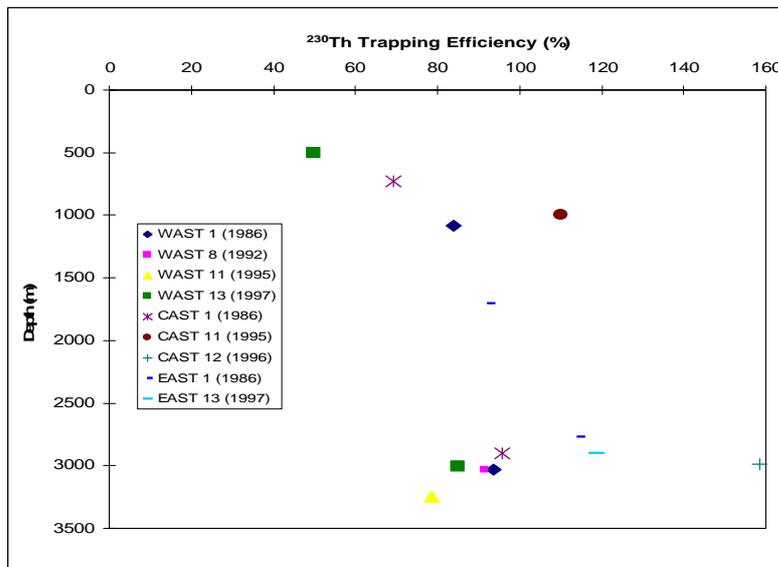


Abb. 5-22: Fangeffizienzen der Sinkstofffallen. Quelle: J. Scholten, J. Fietzke & A. Mangini.

Anhand des über den Fangzeitraum gemittelten ²³⁰Th und ²³¹Pa-Flusses in die Sinkstofffallen und der ²³⁰Th und ²³¹Pa-Verteilung in der Wassersäule ergeben sich für die tiefen Verankerungen bei WAST und EAST gute Effizienzen (Abb. 5-22). Eine Überfängigkeit ist bei der tiefen CAST-Verankerung zu vermuten, eine signifikante Unterfängigkeit bei der WAST-Verankerung in 500 m Tiefe.

5.3.3 Respiratorischer Kohlenstoffbedarf von Bakterien und Zooplankton

Ein wesentliches Ergebnis der Untersuchungen zum bakteriellen Abbau des Partikelflusses im Arabischen Meer ist das auch in anderen internationalen Studien gefundene Missverhältnis zwischen dem berechneten bakteriellen Kohlenstoffbedarf und den gemessenen Flussraten für partikulären organischen Kohlenstoff (POC) (Tab. 5-3). Bereits Ducklow (1993) stellte fest, dass die geschätzte bakterielle Produktion (C-Bedarf) zwischen 100 und 1000 m Wassertiefe in der zentralen Arabischen See ca. 10x höher war, als der an der gleichen Station gemessene vertikale Kohlenstofffluss. Ein Missverhältnis ergibt sich ebenfalls, wenn der aus Langzeituntersuchungen für dieses Gebiet und diesen Zeitraum ermittelte durchschnittliche POC-Fluss von $1,6 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Haake et al. 1992, 1993) zugrunde gelegt wird. Auch andere Untersuchungen und die Messungen im Rahmen dieses Vorhabens belegen ein Missverhältnis von etwa ≤ 10 zwischen dem C-Bedarf des heterotrophen Plankton und dem Exportfluss von POC.

Im Meso- (150 – 1000 m Tiefe) und Bathypelagial (> 1000 m Tiefe), wo aufgrund des geringen bzw. fehlenden Lichtes keine Photosynthese stattfinden kann, sind sowohl das Zoo- als auch das Bakterioplankton auf den Fluss partikulären, organischen Materials aus der Deckschicht als Nahrungsquelle angewiesen. Bakterien sind wesentlich am Abbau der durch die Wassersäule sinkenden Partikel beteiligt. Neben dem Zooplankton stellen sie die bedeutendste Gruppe der Remineralisierer im Ozean dar. Der Abbau organischen Materials durch Bakterien und Zooplankton führt zu einer Reduktion des vertikalen Kohlenstofftransports. Der bei der Atmung in der Tiefsee freigesetzte Kohlenstoff kann bereits nach einigen Jahrzehnten bis Jahrhunderten wieder dem klimarelevanten Kohlenstoffkreislauf zugeführt werden. Der Anteil an Kohlenstoff, der den Meeresboden erreicht und damit dem klimarelevanten Kohlenstoffkreislauf für mehrere Millionen Jahre entzogen werden kann, ist somit wesentlich von der Aktivität der Organismen in der Wassersäule mitbestimmt.

Tab. 5-3: Bakterieller Kohlenstoffbedarf (errechnet aus den ermittelten Aufnahmeraten und einer angenommenen „*growth efficiency*“ zur Ermittlung des respiratorischen Anteils) in Relation zum vertikalen Fluss von partikulärem organischen Kohlenstoff (POC) ermittelt aus Messungen mit Sinkstofffallen.

Referenz	Region	Bakterieller C-Bedarf [mg C m ⁻² d ⁻¹]	POC-Fluss [mg C m ⁻² d ⁻¹]	POC-Fluss/ C-Bedarf [%]
Ducklow (1993)	Zentrale, nördliche Arabische See, 100 – 1000 m	180 – 758	8,3 – 25,6	2,2 – 8,8
Banse (1994)	Zentrale Arabische See 300 – 400 m	6	0,7	11,7
Naqvi et al. (1993)	Zentrale Arabische See 200 – 500 m	155	*8,3 – 25,6	5,4 – 16,5
Hoppe et al. (in Vorb.)	Zentrale, westliche Arabische See ; > 115 m	91 – 416	3,4 – 18,9	1,2 – 13,6

Die beobachtete Diskrepanz zwischen dem bakteriellen C-Bedarf und dem POC-Fluss aus der Deckschicht wird noch durch den C-Bedarf des Zooplanktons verstärkt (s.u.). Es bedarf daher einer zusätzlichen Quelle zur Abdeckung des Missverhältnisses. Derzeit gibt es jedoch lediglich eine Reihe von Hypothesen, wie die beobachtete Bedarfslücke geschlossen werden könnte. Hierzu gehören die Advektion von gelöstem organischen Kohlenstoff (DOC), der DOC-Eintrag durch vertikal migrierendes Zooplankton, absinkende transparente Exopolymere (TEP) oder eine größere Bedeutung chemolithotropher Mikroorganismen (Longhurst & Harrison 1989, Jumars et al. 1989, Ducklow 1993, Naqvi & Shailaja 1993, Banse 1994). Insgesamt lässt sich mit den vorliegenden Ergebnissen keine der Hypothesen hinreichend belegen. Bezüglich der Begründung des beobachteten Missverhältnisses besteht somit auch weiterhin Klärungsbedarf.

Der zweite wichtige Faktor für den Abbau des durch die Biologische Pumpe exportierten Kohlenstoffs ist das Zooplankton im Meso- und Bathypelagial. Auf der Basis der Biomasseverteilungen des Zooplanktons (Koppelman & Weikert 1997, Koppelman et al., *inger.*) wurde das Datenmaterial unter Berücksichtigung der Primärproduktionsraten, des Stoffflusses und der Ausdehnung und Intensität der Sauerstoffminimumzone weiter ausgewertet (Abb. 5-23; Koppelman & Weikert 1999, Koppelman et al. 2000). Hierbei wurden auch detaillierte taxonomische Analysen durchgeführt (Fabian et al., *inger.*).

Berechnungen zum Stoffumsatz zeigen vor allem, dass im Unterschied zum heterotrophen Bakterioplankton der C-Bedarf des Zooplanktons deutlich geringer ist. Der gemessene POC-Fluss reicht daher zur Deckung aus. Darüber hinaus ist der C-Bedarf von der Kondition des Zooplanktons abhängig, d.h. vom Ernährungszustand und dem Anteil an absterbenden und bereits abgestorbenen Organismen in der Gemeinschaft. Zusätzlich unterliegt er saisonalen Schwankungen. Aus der Bestimmung der Verhältnisse stabiler Stickstoffisotope und der Bestände des Zooplanktons ergibt sich der Bedarf an primärer Nahrung und dessen Transfer innerhalb der Zooplanktongemeinschaft auf der Basis von

Größenspektren in der Gemeinschaft (Koppelman & Weikert 2000). Anhand der Ergebnisse lässt sich auch die Zeit berechnen, die notwendig ist, um bei einer angenommenen Transfereffizienz von 20% die Biomassebestände aufzubauen. Dies wird hier exemplarisch für die Tiefenzone 3000-3500 m an der Station CAST im April 1997 gezeigt, wobei die Zooplanktonbiomasse in mg C für drei Größenklassen und den dazugehörigen heterotrophen Ebenen dargestellt ist (5-24). Die Verluste an POC wurden für die 3000-3500 m Tiefenstufe mittels der Gleichung von Martin et al. (1987) und den in Sinkstofffallen gemessenen POC-Werten (Kap. 5.3.1) berechnet. Nach einer Berechnung des Bedarfs an Kohlenstoff für die einzelnen trophischen Ebenen und Größenfraktionen und der Kohlenstoffverluste innerhalb einzelner trophischer Ebenen zeigt sich, dass die erste trophische Ebene innerhalb von 18 Tagen ihren Bestand aufbauen kann. Die Nahrungsversorgung der höheren trophischen Ebenen benötigt dazu einen wesentlich längeren Zeitraum von bis zu 590 Tagen. Tatsächlich scheinen in der Tiefsee Lebenszyklen von 2 Jahren und mehr für diese höheren Trophieebenen des Zooplanktons keine Seltenheit zu sein (vgl. Mauchline 1972, 1998).

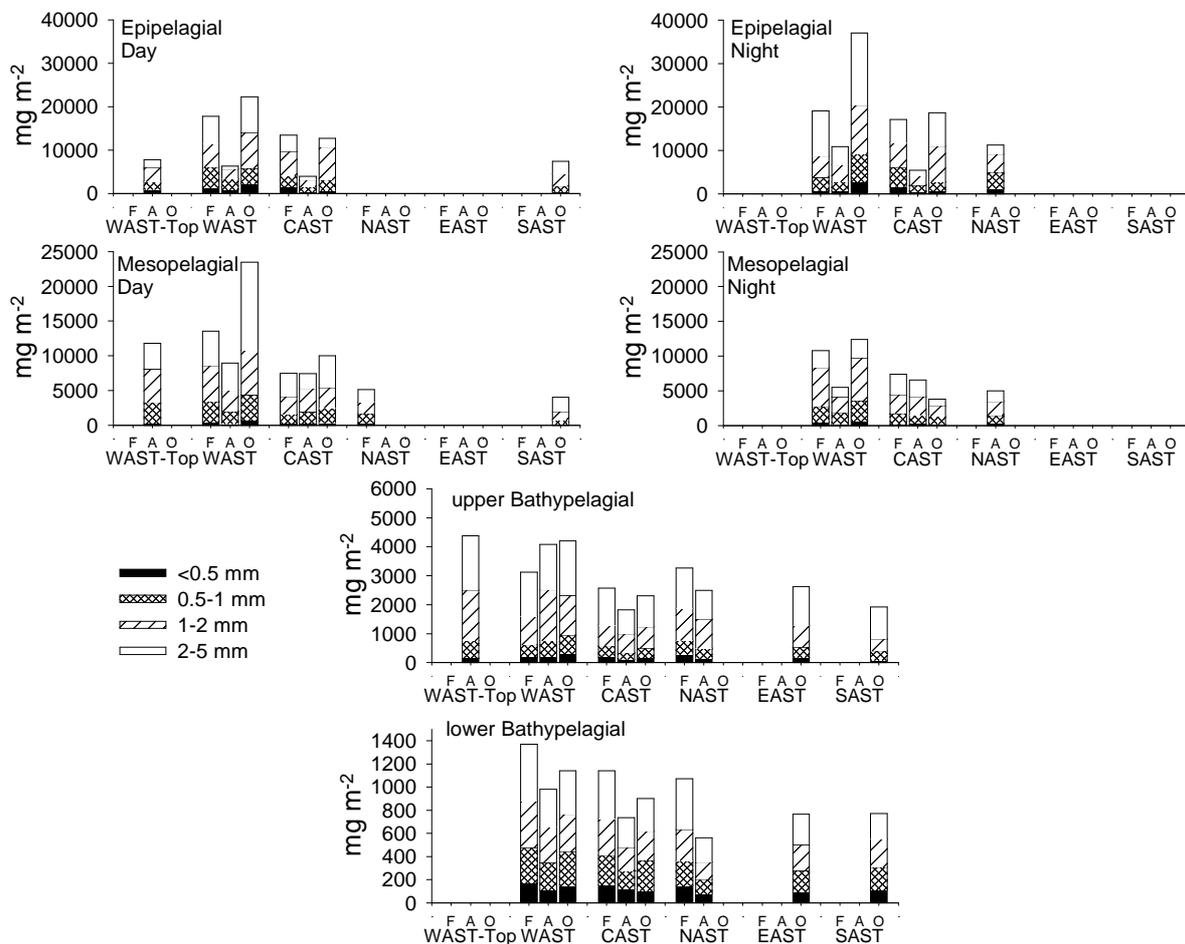


Abb. 5-23: Biomassebestände des Zooplanktons für definierte Größenfraktionen in verschiedenen Kompartimenten der Wassersäule. Quelle: R. Koppelman & H. Weikert.

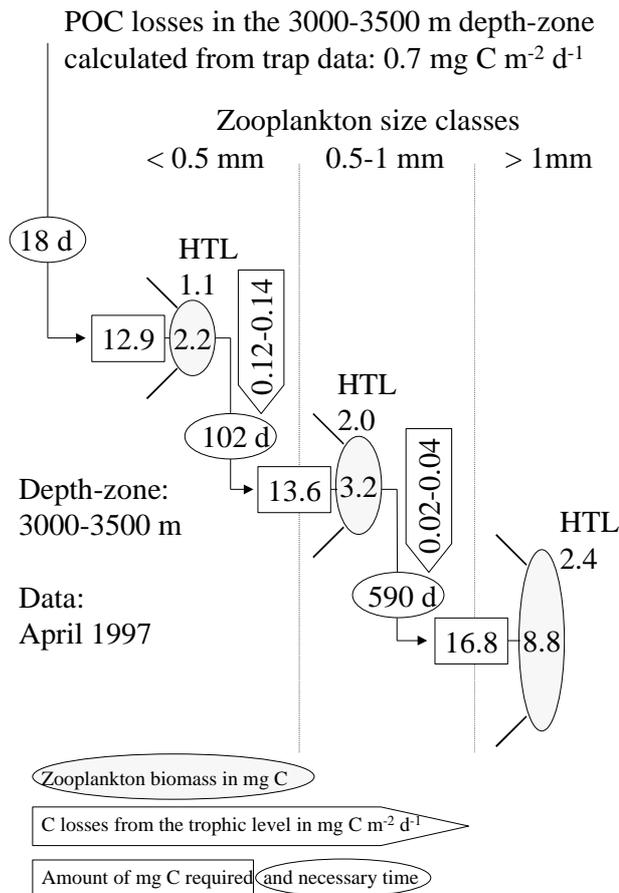


Abb. 5-24: Kohlenstofffluss innerhalb der Zooplanktongemeinschaft an der Station CAST; für Erläuterungen siehe Text. Quelle: R. Koppelman & H. Weikert.

5.3.4 Remineralisierungsverhältnisse in der Wassersäule

Phytoplankton baut partikuläres organisches Material (POM) auf, in dem es gelösten anorganischen Kohlenstoff (DIC) und Nährstoffe konsumiert (Kap. 5.2.2). Das so gebildete organische Material enthält Kohlenstoff, Stickstoff und Phosphor in einem konstanten molekularen Verhältnis von 106/16/1 (Redfield et al. 1963). Dieses „Redfield-Verhältnis“ ist dabei im gesamten oberflächennahen Weltozean annähernd gleich (z.B. Toggweiler 1993). Daraus lässt sich ableiten, dass die Konzentrationsänderungen von DIC und Nährstoffen während der Neuen Produktion (vgl. S. 17) und der Remineralisierung des exportierten organischen Materials im gleichen Verhältnis stehen. Zusätzlich zu den Messungen des Partikelexports durch Sinkstofffallen und der Analyse des entsprechenden POM (Kap. 5.3.1), lässt sich der CO_2 -Export durch die Biologische Pumpe daher auch quantifizieren, indem die Stöchiometrie aus den Konzentrationsänderungen von Nährstoffen und DIC als Folge der Remineralisierung von POM betrachtet wird. Da beim Abbau des organischen Materials auch die O_2 -Gehalte in einem bestimmten Verhältnis abnehmen, werden diese ebenfalls in die Berechnung einbezogen. Im Rahmen des Vorhabens wurden daher die biogeochemischen

Änderungen in den Konzentrationen des DIC, des Sauerstoffs sowie der Nährstoffe Nitrat (NO_3^-) und Phosphat (PO_4^{3-}) ermittelt. Das daraus abgeleitete $\Delta C_{\text{org}}/\Delta N/\Delta P/-\Delta O_2$ -Verhältnis reflektiert die molekulare Freisetzung von DIC (CO_2) in Relation zu den Nährstoffen und der O_2 -Zehrung beim Abbau des in der euphotischen Zone produzierten POM. Um die Vermischungsanteile von den remineralisierungsbedingten Änderungen in den beobachteten Konzentrationen zu trennen, wurde zusätzlich eine Wassermassenmischungsanalyse, die erweiterte Optimum Multiparameter (OMP) Analyse, eingesetzt (Karstensen & Tomczak, 1998; Karstensen, 1999). Diese Weiterentwicklung der OMP-Analyse berücksichtigt zusätzlich den Kohlenstoff- und Stickstoffumsatz bei Denitrifikation, die Lösung von Kalziumkarbonat und die Kontamination durch anthropogenes CO_2 . Diese Effekte müssen eliminiert werden, da dadurch die Änderungen im DIC von den remineralisierungsbedingten Änderungen in den Nährstoffen und dem Sauerstoff entkoppelt werden. Als zusammenfassendes Ergebnis zeigt sich, dass die $\Delta C_{\text{org}}/\Delta N/\Delta P/-\Delta O_2$ -Verhältnisse im Arabischen Meer zwischen 500 und 4500 m tiefenabhängig sind, da die Nährstoffe generell schneller und damit in geringeren Tiefen remineralisiert werden als der DIC. Das schnellere Recycling der Nährstoffe ermöglicht eine erneute Fixierung von DIC in organischem Material in der euphotischen Zone, was zu einer Steigerung der Effizienz der biologischen Pumpe führen könnte und in der biogeochemischen Modellierung berücksichtigt werden muss (Hupe & Karstensen 2000). Die Abschätzung dieser regionalen Verhältnisse widerspricht somit den in der Ozeanographie verwendeten konstanten Verhältnissen von Redfield et al. (1963) und Anderson & Sarmiento (1994).

5.3.5 Biogeochemie der Spurenelemente

Die Datenbasis zur Verteilung von gelösten und partikulären Spurenelementen basiert auf den Untersuchungen des deutschen JGOFS im Arabischen Meer. Sie stammt aus drei verschiedenen Jahreszeiten und umfasst alle relevanten Kompartimente. Die Auswertung der Spurenelementdaten wird beispielhaft für das Element Aluminium (Al) präsentiert. Al ist ein Hauptbestandteil von silikatischen Komponenten der Erdkruste und damit ein wichtiges Leitelement für die Verteilung von atmosphärischem Staub. Bei der Zufuhr von Spurenelementen wie Al, Fe spielt der Eintrag von Staub eine wichtige Rolle, da das Arabische Meer von ariden Staubquellen umgeben ist (vgl. Abschlußbericht 1997-1998). Der geschätzte Depositionsfluss von $11 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ dokumentiert den hohen Staubeintrag, wobei ca. 80% der jährlichen Deposition zwischen November und Mai stattfinden. Der Vergleich mit Sinkstofffallendaten (Kap. 5.3.1) zeigt jedoch, dass ein großer Teil des eingetragenen Staubes erst mit dem Einsetzen der Planktonblüte im SW Monsun aus der oberen

Zahlreiche Spurenelemente sind essentiell für das Wachstum von marinen Organismen. Sie fungieren dabei analog zu den Makronährstoffen Nitrat, Phosphat und Silikat als Mikronährstoffe und können unter bestimmten Bedingungen wachstumslimitierend wirken, was wiederum den Kohlenstoffkreislauf beeinflusst (prominentes Beispiel ist das Element Eisen).

Die geringe Konzentration von Spurenelementen im Meerwasser wird hervorgerufen durch ihre Wechselwirkung mit kleinen, suspendierten sowie größeren, sinkenden Partikeln, wobei die Spurenelemente letztlich mit Partikeln zum Meeresboden transportiert und so aus der Wassersäule entfernt werden. Besonders über die Verteilung von partikelgebundenen, biologisch relevanten Spurenelementen und die sie steuernden Bildungs- und Regenerationsprozesse im Meer war bislang nur wenig und für das Arabische Meer nichts bekannt.

Wassersäule entfernt wird. Hierbei spielen die Aggregatbildung und das „Scavenging“ eine wichtige Rolle (Kap. 5.4.1, 5.4.2). Die zeitliche Entkopplung von atmosphärischer Deposition und partikulärem Fluss in der Tiefe wird durch eine unvollständige Entfernung des Staubes aus der oberen Wassersäule während des Winters und des Frühjahrs verursacht, wenn die biologische Partikelbildung vergleichsweise gering ist (Abb. 5-25). Ein Teil des Aerosols würde demnach zunächst im Pool des suspendierten partikulären Materials (SPM) aufgehen, bevor über die starke Bildung biogener Partikel während des SW Monsuns sehr viel sinkendes Material produziert wird. Messdaten belegen, dass laterale Advektion von Al-haltigen, sinkenden Partikeln zum partikulären Al-Fluss in der Tiefe beiträgt. So kann der atmosphärische Eintrag etwa 80% des jährlichen Al-Flusses in der Tiefe erklären (ca. $14 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-1}$). Der Rest stammt aus advektiven Quellen in der mittleren Wassersäule. Die partikuläre Al-Konzentration steigt in der Arabischen See von der Oberfläche innerhalb der obersten 500-1000 m der Wassersäule von 0,5-2 auf 5-6,5 nM an und verändert sich im Tiefenwasser wenig. In Bodennähe zeigen erhöhte Konzentrationen von 7-13 nM eine nepheloide Schicht von bis zu 500 m Mächtigkeit an (Abb. 5-26).

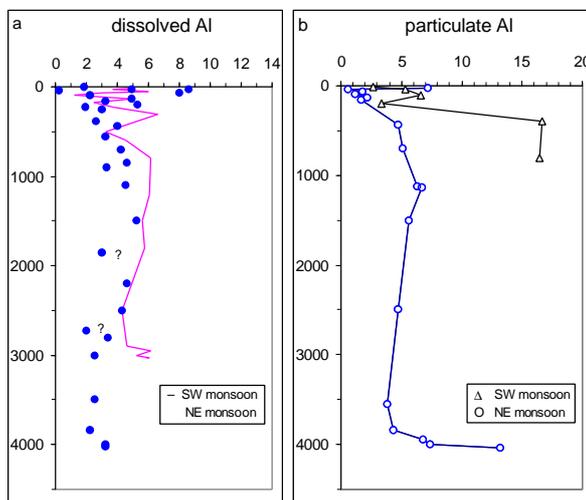


Abb. 5-25: Saisonalität in den Vertikalprofilen von gelöstem und partikulärem Al in der westlichen Arabischen See (alle Konzentrationen in nmol dm^{-3}). Quelle: U. Schüßler & W. Balzer.

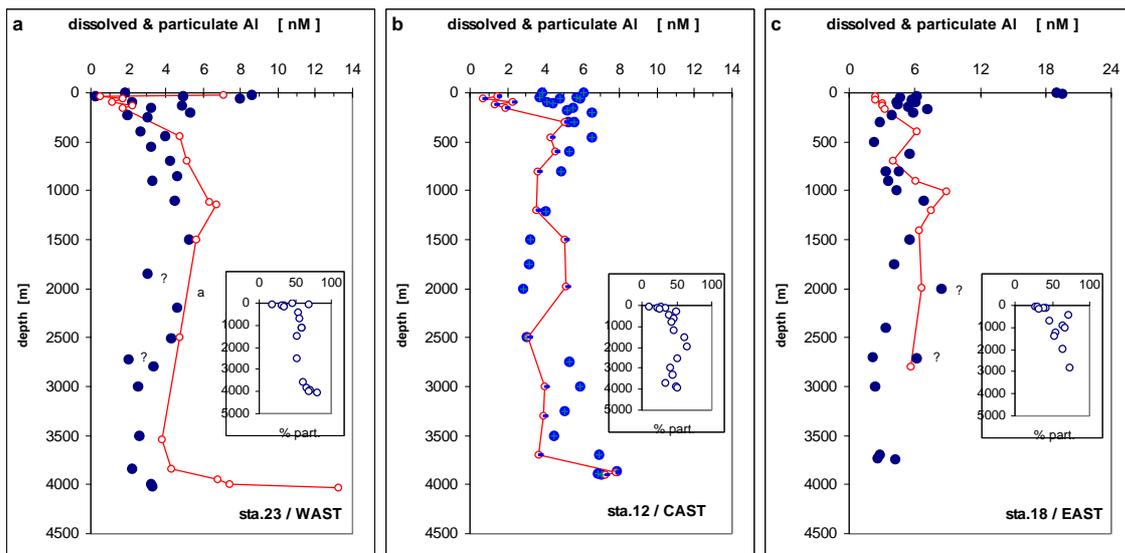


Abb. 5-26: Konzentrationsprofile von partikulärem Al (offene Symbole/ausgezogene Linien) und gelöstem Al (geschlossene Symbole) im a) westlichen, b) zentralen, und c) östlichen Arabischen Meer (alle Konzentrationen in nmol dm^{-3} ; beachte die unterschiedliche Skalierung in c). Die kleinen Abbildungen geben die prozentualen Anteile des partikulären Al an der Gesamtkonzentration an. Quelle: U. Schüßler & W. Balzer.

5.4 Modellierung des Gesamtsystems

Während des Berichtszeitraumes wurde an einer Reihe von biogeochemischen Modellen gearbeitet. Deren Hauptaufgabe ist die Erfassung und Parametrisierung der Prozesse, die den Kohlenstoffkreislauf und die Kreisläufe der assoziierten Elemente steuern. Langfristiges Ziel ist die Vorhersage von Umwälzungen, die durch die globalen klimatischen Veränderungen hervorgerufen werden können, sowie von möglichen Rückkopplungen dieser Veränderungen auf das Klima. Die numerische Modellierung mit eindimensionalen (1D-) Modellen dient hierbei der Beschreibung von Prozessen wie Produktion, Remineralisation und Partikelaggregation sowie deren Auswirkung auf den vertikalen Kohlenstofffluss. Zusätzlich wird mit dieser Methode die Ausbreitung und Umsetzung optisch nachweisbarer organischer Stoffe sowie der Stickstoffkreislauf im Arabischen Meer und seine Auswirkung auf die Produktivität untersucht. Der Vergleich mit den gemessenen Flüssen und Beständen hilft, Unstimmigkeiten in unserer Vorstellung vom Ökosystem aufzuzeigen. Mit Sensitivitätsstudien kann das Verhalten der biogeochemischen Variablen in Bezug auf Veränderungen des biologischen und physikalischen Systems ermittelt werden. Dreidimensionale (3D-) Modelle dienen der zeitlichen und großräumigen Erfassung der Umsetzungsprozesse im Arabischen Meer und erlauben die Einbeziehung einzelner Prozessmodelle.

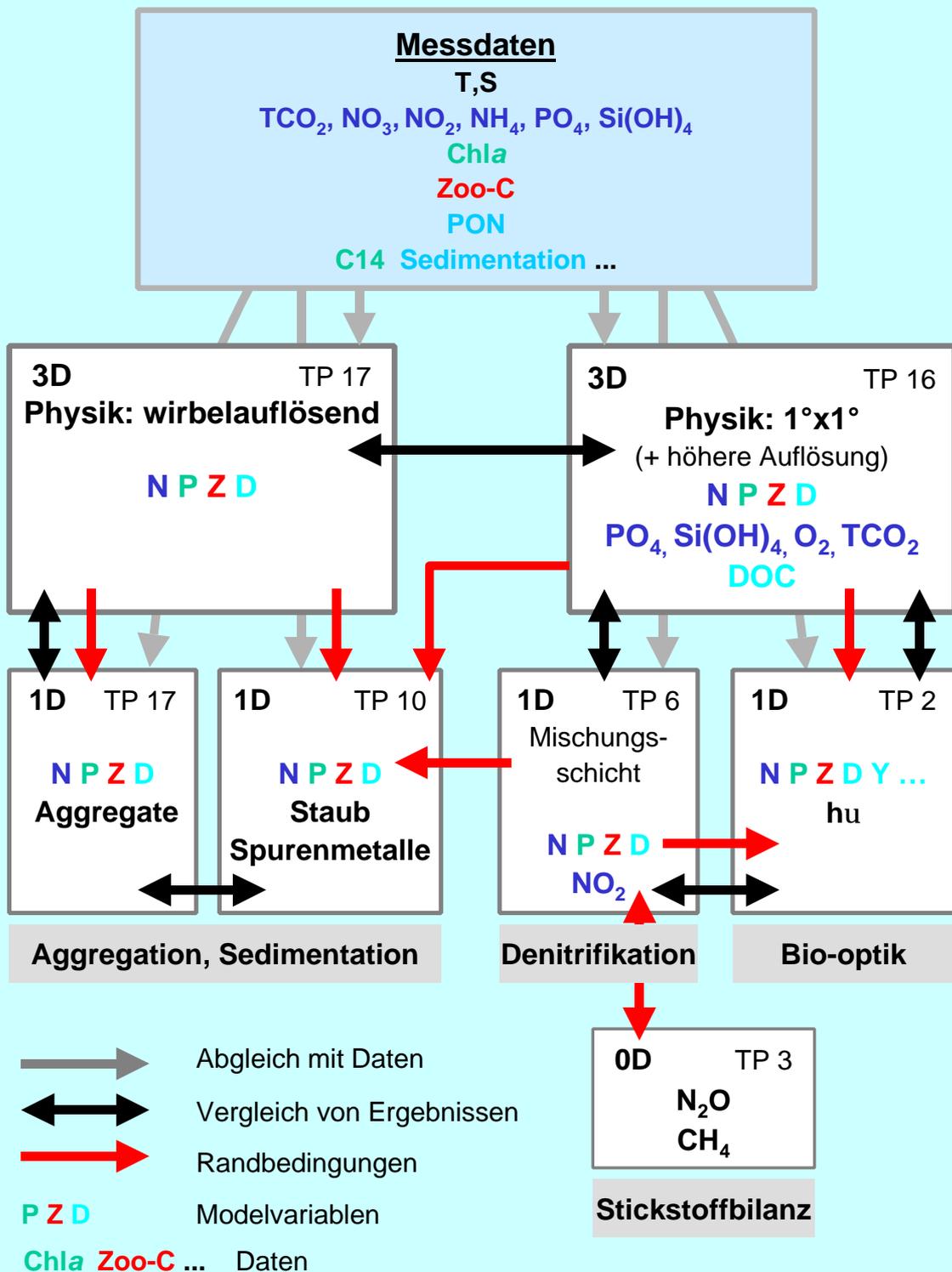
5.4.1 Eindimensionale Modellierung von Produktivität und Aggregatbildung

Basis der Modellierung des Ökosystems im Arabischen Meer ist u.a. ein eindimensionales, stickstoffbasiertes Modell nach Oschlies & Garçon (1999; Typ Nährstoff/Phytoplankton/Zooplankton/Detritus, „NPZD“). Dieses Modell wurde um ein Modul erweitert, das Aggregationsprozesse der Partikel beschreibt und die Simulation vor allem des Partikelexports und der Remineralisierung verbessert.

Modellsimulationen, die für zwei Stationen im westlichen bzw. südlichen zentralen Arabischen Meer (17°N 60°E bzw. 10°N 65°E) durchgeführt wurden, zeigen im wesentlichen eine gute Übereinstimmung mit den gemessenen Bestandsdaten (siehe Kap. 5.2.1). Dabei legen sowohl die Modellstudien als auch die *in situ* Daten der Prozessstudien nahe, dass die saisonale Variation des Phytoplanktonbestandes im westlichen Arabischen Meer geringer ist, als die aus Satellitendaten abgeleiteten Werte (z.B. Brock et al. 1991). Bereiche hoher Chl_a-Konzentrationen wurden im wesentlichen nahe der Küste, auf räumlich eng begrenzten Gebieten gefunden. Die niedrigen Phytoplanktonvariationen sind vermutlich auf die Entwicklung des Zooplanktonbestandes zurückzuführen: Sowohl in der Realität als auch im Modell werden relativ hohe Fressraten des Zooplanktons gefunden (Kap. 5.2.1 und 5.2.4). Ein Grund hierfür ist wahrscheinlich in den relativ günstigen Wachstumsbedingungen des Phytoplanktons während der oligotrophen Phasen der Intermonsune gegeben, die eine frühe Entwicklung des Zooplanktons zu Beginn des SW-Monsuns begünstigen.

Ein Problem bei dem entwickelten Modell ergibt sich bei der Simulation von oligotrophen Regimen wie im zentralen Arabischen Meer oder wie in größeren Bereichen zu Zeiten der Intermonsune, da im Vergleich zu Beobachtungsdaten die Primärproduktion unterschätzt wird. Gründe hierfür sind u.a. in erhöhten Recyclingraten, einer Entkopplung von Kohlenstoff- und Stickstoffaufnahme des Phytoplanktons und in der Stickstofffixierung durch Blaualgen zu sehen. Eine eingehende Diskussion findet sich in Kriest (einger.). Untersuchungen mit einem Modell, das eine Entkopplung von Stickstoff- und Kohlenstoffaufnahme

Modellierung in JGOFS-Indik



Zusammenfassende Darstellung der Modellierung im Rahmen von JGOFS-Indik. Die Abbildung zeigt die wichtigsten Komponenten der einzelnen Modelle, ihre Beziehungen zu den Daten aus den Felduntersuchungen sowie die Verknüpfungen der Modelle untereinander. Details zu den einzelnen Modellen und die wissenschaftlichen Ergebnisse werden in den einzelnen Kapiteln dieses Abschnitts erläutert. Die Ergebnisse aus dem Box- (0D-) Modell zur saisonalen Variabilität von N₂O und CH₄ in der Mischungsschicht sind in Kap. 5.2.5 dargestellt. Quelle: Nach I. Kriest.

insbesondere während Zeiten geringen Nährstoffeintrags simuliert, zeigen eine Verdopplung der Kohlenstoffaufnahme in diesen Regimen. Allerdings werden auch mit dieser Funktion die gemessenen Aufnahmeraten immer noch unterschätzt (Abb. 5-27).

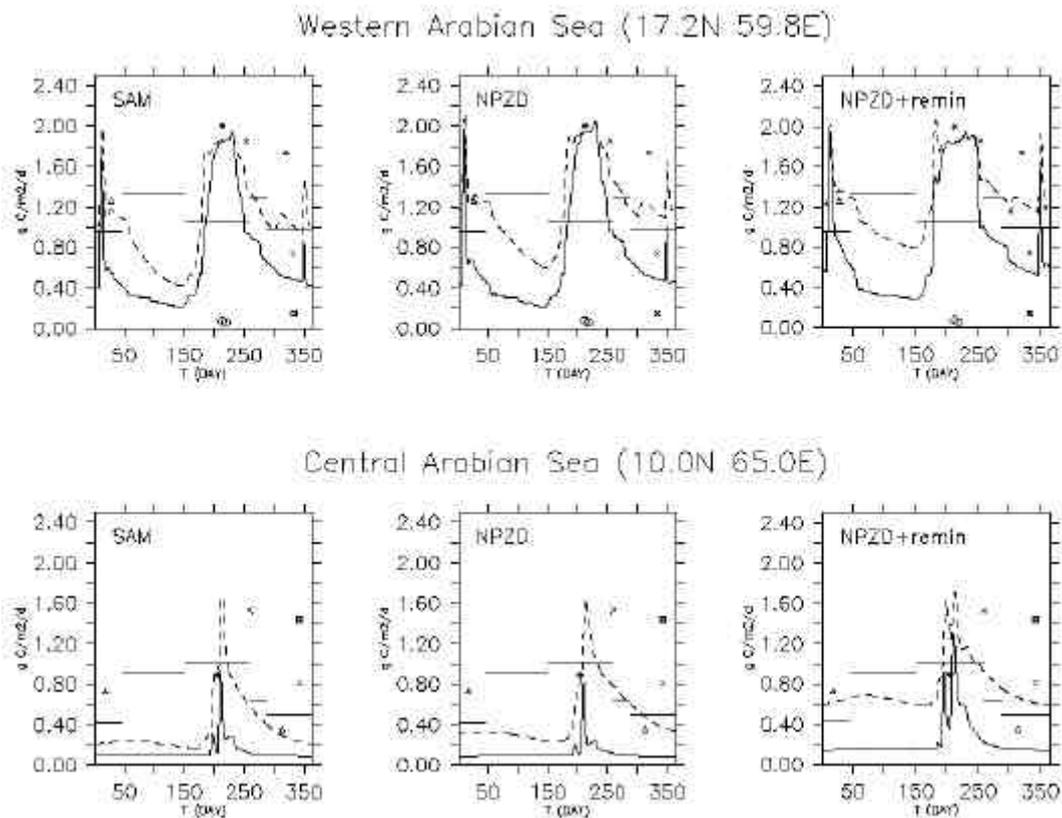


Abb. 5-27: Vergleich von Modellsimulationen und Daten zur vertikal integrierten Primärproduktion für zwei Stationen im Arabischen Meer. Obere Abbildungen: westliche Station (17.2°N, 59.8°W). Untere Abbildungen: südliches zentrales Arabisches Meer (10.0°N 65.0°E). Links: Aggregationsmodell. Mitte: NPZD Modell. Rechts: NPZD Modell mit erhöhter Regeneration von Nährstoffen. Durchgezogene Linie: Modellierte Primärproduktion berechnet aus Stickstoffaufnahme. Gestrichelte Linie: Modellierte Primärproduktion, entkoppelt von der Stickstoffaufnahme (s. Text). Fette Balken: ^{14}C Primärproduktion der US-JGOFS Process Study 1995, nach Lee et al. (1998). Sterne: ^{14}C Primärproduktion der deutschen Fahrt METEOR M32/5, 1995 (K. v. Bröckel, IfM Kiel). Kreuze: ^{14}C Primärproduktion der UK Arabesque Studie, 1994 (nach Edwards et al. 1999). Dreiecke: ^{15}N Primärproduktion (NO_3 , NO_2 , NH_4) der US-JGOFS Process Study 1995 (McCarthy et al. 1999). Quadrat mit Kreuz: ^{15}N Primärproduktion (NO_3 , Urea, NH_4) der UK Arabesque Studie, 1994 (nach Watts & Owens 1999). Kreise: ^{15}N Primärproduktion (nur NO_3) der deutschen Fahrt METEOR M32/5, 1995 (K. v. Bröckel, IfM Kiel). ^{15}N Primärproduktion wird ausgedrückt in $\text{g C m}^{-2} \text{d}^{-1}$, berechnet über ein molares CN Verhältnis von 6,6. Quelle: I. Kriest.

Die Einführung eines Aggregationsmoduls für Phytoplankton verbesserte die Reproduktion des jährlichen Sedimentationssignals (Kriest & Evans 1999). Darüber hinaus führte die Erweiterung des Aggregationsmodells um die Aggregation von Detritus, in Verbindung mit Auftriebsgeschwindigkeiten diagnostiziert aus klimatologischen Windstressdaten, zu einem realistischeren Widergabe des Jahresgangs der biogeochemischen Komponenten im westlichen Arabischen Meer. Das simulierte Sedimentationssignal ist dann allerdings sehr viel höher als das beobachtete. Mögliche Ursachen sind mangelhaft dargestellte Verbindungen

zwischen den einzelnen Kompartimenten (insbesondere zum Detritus), sowie unzureichende Parametrisierung der Aggregate. Durch Verwendung von Parametern für Aggregate, die aus *in situ* Beobachtungen gewonnen wurden, konnte der Größenbereich der Konzentration großer Aggregate (Walsh & Gardner, <http://usjgofs.who.edu/research/arabian.html>) gut reproduziert werden (Kriest et al., in Vorb., Abb. 5-28).

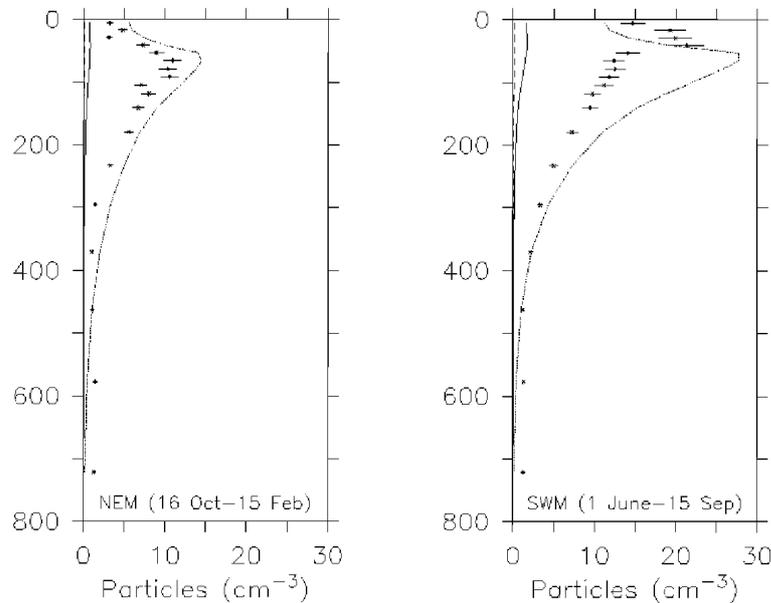


Abb. 5-28: Konzentration von „Marine Snow“-Aggregaten (Aggregate > 0,05 cm): Vergleich von 1D-Modellergebnissen (Linien) und *in situ* Daten (Symbole, Daten von Walsh & Gardner, unpubl.). Durchgezogene Linie: Aggregation von Phytoplankton und Detritus. Gestrichelte Linie: Nur Aggregation von Phytoplankton. gepunktete Linie: Aggregation von Phytoplankton und Detritus, mit Parametern aus Untersuchungen an *in situ* Aggregaten. Modellergebnisse wurden über die Dauer der Saison gemittelt (SW-Monsun, NE-Monsun). Horizontale Balken repräsentieren eine Standardabweichung. Quelle: I. Kriest.

Das 1D-Modell bietet auch die Möglichkeit, mit Hilfe der Assimilation der *in situ* Daten die Parameter (= Konstanten der biogeochemischen Gleichungen) zu schätzen, und über ihre Variation Schlüsse auf Unstimmigkeiten im Modell, bzw. in der Vergleichbarkeit von Modellergebnissen und Daten zu ziehen. Die Assimilation von Bestands- (Chla, Zooplankton, Nährstoffe, PON) und Flussdaten (Primärproduktion) in das Modell und die Optimierung der Parameter basierend auf der Methode von Evans (1999) macht es möglich, die Bestandsdaten weitgehend anzunähern (Kriest et al., in Vorb.), jedoch bleibt die Unterschätzung der Primärproduktion bestehen. Die Modelle mit und ohne Aggregation unterscheiden sich dabei wesentlich in den Parametern und damit natürlich auch in dem Pfad der jährlichen Flüsse, vor allem in Produktion und Abbau von Detritus.

5.4.2 Modellierung der Spurenelemente

Um Aussagen über die Verteilungen von Spurenelementen in der Wassersäule (Kap. 5.3.4) auch unabhängig von den Messungen machen zu können und um die beteiligten Prozesse besser zu verstehen wurde auch hier ein Modell entwickelt. Es basiert auf einem 1D-biogeochemischen Modell mit den prognostischen Größen NO_3^- , NH_4^+ , Phyto- und Zooplankton, Detritus und Chlorophyll sowie der diagnostischen Variable Kohlenstoff (Abb.

5-29). Das Modell enthält zudem Routinen zur Berechnung von Aggregation und Disaggregation der Phytoplanktonzellen mit sich selbst und mit Staubpartikeln. Die Implementierung der Phytoplankton-Aggregation folgt weitestgehend der von Kriest & Evans (1999; Kap. 5.4.1). Die Aggregation von Phytoplankton mit Staub stellt eine Neuentwicklung dar und berücksichtigt die Aggregation durch Turbulenz und unterschiedliche Sinkgeschwindigkeiten der beteiligten Partikel (Jackson 1990). Neue prognostische Variablen sind hierbei die Konzentrationen der frei im Wasser befindlichen bzw. der in Aggregaten gebundenen Staubkörner. Zusätzlich berechnet das Staubmodul den Massenzuwachs der Aggregate bei der Aufnahme von Staub sowie die damit verbundene mögliche Erhöhung der Sinkgeschwindigkeit.

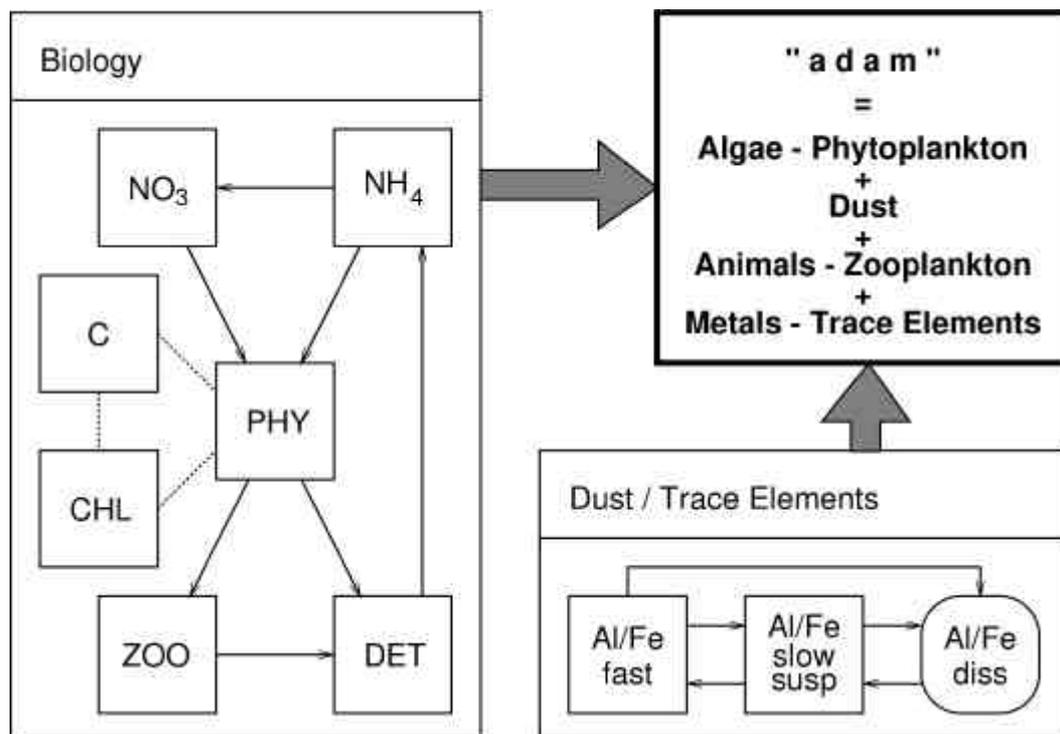


Abb. 5-29: Schema des biologischen Modellteils und des Staub-/Spurenelementmoduls. Die vertikale Auflösung des Modells ist nicht festgelegt, es kann mit einer beliebigen Anzahl von Schichten unterschiedlicher Auflösung betrieben werden. Zum Antrieb dienen Tages- bzw. Jahrgänge der Deckschichttiefe, der vertikalen Vermischung, des Auf- bzw. Abtriebs, des Staubeintrags an der Meeresoberfläche und der Insolation. Quelle: Ch. Schäfer-Neth.

Das Aggregationsmodul für Staub und Phytoplankton wurde bisher in einer nulldimensionalen Deckschichtversion getestet. Zum Antrieb (Abb. 5-30a) dienten aus den WOA-94-Temperaturdaten (Levitus & Boyer 1994) abgeleitete Deckschichttiefen und aus Aerosolmessungen berechnete Staubeinträge. Die Ergebnisse zeigen, dass von Februar bis März ein hoher Staubeintrag und die Verflachung der Deckschicht eine starke Zunahme der Konzentration freier Staubpartikel bewirken (Abb. 5-30b). Etwa einen Monat später reduziert die mit dem Einsetzen einer Planktonblüte beginnende Aggregation diese Konzentration zugunsten der aggregierten Staubkörner. Während des SW-Monsuns nehmen beide Konzentrationen wegen des verringerten Eintrags und des Sinkens der Aggregate ab, um im November mit dem NE-Monsun wieder anzusteigen.

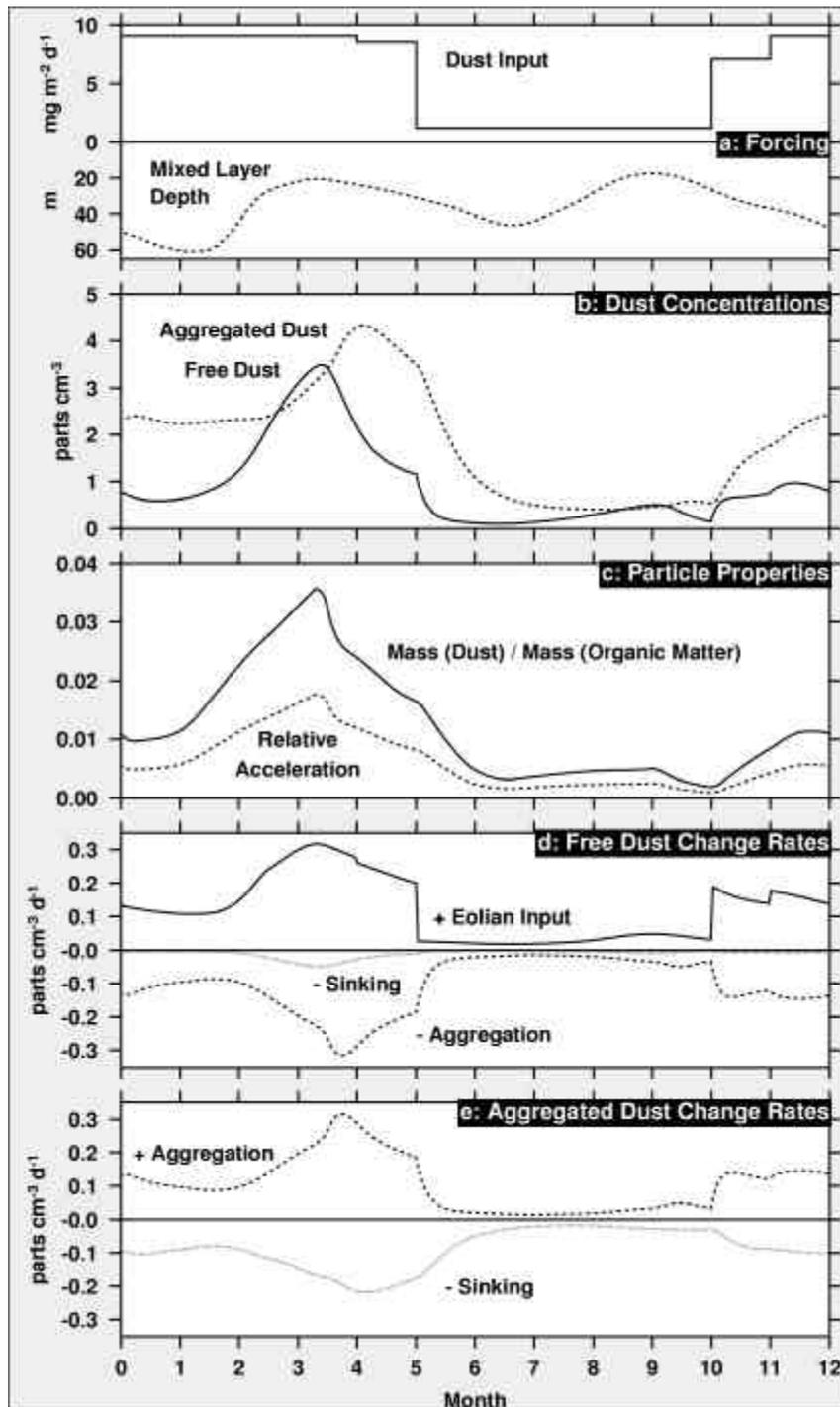


Abb. 5-30: Antrieb und Ergebnisse eines Tests mit einer nulldimensionalen Boxversion des Phytoplankton-Staub-Modells für die Station WAST. a: Antriebsdaten, durchgezogen: Staubeintrag [$\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$] aus Aerosolmessungen, gestrichelt: Deckschichttiefe [m] aus WOA-94-Temperaturdaten (Levitus & Boyer 1994); b: Konzentrationen [Partikel cm^{-3}] der freien (durchgezogen) und in Aggregaten gebundenen (gestrichelt) Staubpartikel; c: Massenzuwachs der Aggregate (durchgezogen) und relative Veränderung der Sinkgeschwindigkeiten (gestrichelt) aufgrund der Staubakkumulation; d: Änderungsraten der Konzentration freier Staubpartikel [$\text{Partikel cm}^{-3} \text{d}^{-1}$] durch Eintrag (durchgezogen), Aggregation (gestrichelt) und Sinken (gepunktet); e: wie d, jedoch für aggregierte Staubpartikel. Das Experiment wurde mit einem Staubkorndurchmesser von $10 \mu\text{m}$ gerechnet. Quelle: Ch. Schäfer-Neth.

Der staubbedingte Massenzuwachs der Aggregate (Abb. 5-30c) erweist sich als sehr gering, dementsprechend nehmen auch die Sinkgeschwindigkeiten nur um maximal 1,7 % zu. Die Staubanlagerung spielt dabei nur eine unwesentliche Rolle für das Sinkverhalten der Aggregate. Für den Staub- und Spurenstofftransport aus der Deckschicht in größere Tiefen stellen Aggregation und Aggregatsinken einen extrem wirksamen Mechanismus dar. Der äolische Eintrag freier Staubpartikel wird fast vollständig von der Aggregation kompensiert (Abb. 5-30d). Das Sinken der freien Partikel ist vernachlässigbar. Anders dagegen die Konzentration aggregierten Staubs: hier ist das Sinken das dominierende Gegengewicht zur konzentrationserhöhenden Aggregation (Abb. 5-30e). Prozesse wie „*Entrainment*“ und Vermischung tragen nur zu weniger als 20% zu den Konzentrationsänderungen bei und sind nicht dargestellt.

Deutlich wird auch, dass der Staubexport nur einen Monat nach dem Eintrag schon sein Maximum erreicht, früher, als dies nach Beobachtungen (z.B. Honjo et al. 1999) der Fall sein sollte. Dies kann an dem unrealistischen Jahresgang des Staubeintrags liegen, möglich ist auch ein zu schnelles Sinken aufgrund nicht angemessener Partikeleigenschaften. Große porösere Aggregate könnten länger in der Deckschicht verbleiben und den Sedimentationspuls auf einen späteren Zeitpunkt verschieben. Rechnungen mit modifizierten Staubkornvolumina ergaben, dass nicht der Partikeldurchmesser ist entscheidend für die Transporte, sondern die insgesamt eingetragene Staubmasse.

5.4.3 Bio-optische Prozesse

Globale Abschätzungen bestimmter biogeochemischer Parameter werden aufgrund der besseren räumlichen und zeitlichen Auflösung im Vergleich zu *in situ* Messungen in Zukunft vor allem mit Hilfe von Satellitenmessungen vorgenommen werden. Um die mit dem Satelliten gemessenen optischen Daten auswerten zu können, müssen sie mit den Prozessen im Ozean in Beziehung gesetzt werden. Hierfür wurden während der Forschungsfahrten parallel zu den hydrographischen, chemischen und biologischen Informationen bio-optische Parameter gemessen. Mit Fluoreszenzverfahren kann Chlorophyll und Gelbstoff, der optisch aktive Bestandteil des gelösten organischen Kohlenstoffs, bestimmt werden. Aus Transmissionsmessungen lassen sich Gelbstoff und Schwebstoffe quantitativ berechnen. Ergänzend hierzu wird mit Lichtsensoren das spektrale Strahlungsfeld in der Wassersäule erfasst, woraus sich neben der photosynthetisch aktiven Strahlung PAR auch der diffuse Attenuationskoeffizient sowie der durch Schwebstoff und gelöste Substanzen

Wasser ist im sichtbaren Bereich des Lichtes sehr transparent. Im Wasser gelöste oder suspendierte Substanzen führen jedoch zu Absorption und Streuung des Lichtes. Viele organische Stoffe zeigen auch Fluoreszenzerscheinungen, wenn sie ultravioletter oder sichtbarer Strahlung ausgesetzt werden. Diese Eigenschaften werden genutzt, um Substanzen im Meer optisch zu bestimmen. Hierzu gehören natürlich vorkommende Stoffe wie Algen und die durch Flüsse in den Küstenbereich eingetragene gelöste organische Fracht. Bio-optische Sensoren ermöglichen Messungen in der Wassersäule von der Meeresoberfläche bis in die Tiefsee. Dabei werden Daten über Schwebstoffe wie Bakterien, Algen und mineralische Teilchen sowie über das Unterwasserlichtfeld und gelöste organische Substanzen gewonnen. Biologische und chemische Vorgänge hängen wesentlich von den Lichtverhältnissen im Meer ab. Zu diesen Vorgängen gehört insbesondere die Photosynthese von Algen über die atmosphärisches Kohlendioxid im Meer gespeichert wird. Die mit optischen Messmethoden nachweisbaren Substanzen beeinflussen folglich die biologische Produktivität und sind daher für die Austauschprozesse klimarelevanter Gase und ihren Verbleib im Ozean von Bedeutung.

hervorgehobene Absorptionskoeffizient des Wassers ermitteln lässt. Diese Daten bilden auch die Grundlage zur Modellierung bio-optischer Prozesse, mit denen die Ausbreitung und Veränderung optisch nachweisbarer organischer Stoffe beschrieben werden kann.

Die Weiterentwicklung der bio-optischen Modellierung bildete einen Schwerpunkt des Vorhabens. Im Bereich der 1D-Modellierung macht die anhand der Messungen festgestellte schlechte Korrelation zwischen DOC und Gelbstoff eine gesonderte Betrachtung des Gelbstoffs erforderlich. Dieser wird in der Deckschicht vor allem durch photochemische Prozesse beeinflusst, die ihrerseits eine Ursache für das Entstehen niedrigmolekularer Kohlenwasserstoffe bilden. Dies kann wiederum einen maßgeblichen Einfluss auf das Unterwasserlichtfeld haben. Die Dynamik der durchmischten Schicht wird einbezogen, da sie steuert, wie lange Gelbstoff photochemischen Prozessen ausgesetzt ist und somit auch dessen Konzentration beeinflusst. Unterhalb der Deckschicht wird Gelbstoff primär durch Remineralisierungsprozesse beeinflusst. Der daraus formulierte Modellansatz führt zu mit den experimentellen Daten vergleichbaren Profilen von DOC und Gelbstoff. Allerdings sind aufgrund der geringen zeitlichen Datengrundlage aus den Feldmessungen weitere Validierungen erforderlich. In Abbildung 5-31 sind simulierte Chlorophyllkonzentration und der Gelbstoffabsorptionskoeffizient an 15°N 65°E dargestellt. Gegen Ende der Blütenperiode im Wintermonsun bzw. im Intermonsun ist die Ausbildung eines tiefen Chlorophyllmaximums unterhalb der durchmischten Schicht zu beobachten. Gleichzeitig treten lokal erhöhte Gelbstoffkonzentrationen auf, die als Indikator für das Alter einer Blüte in Frage kommen.

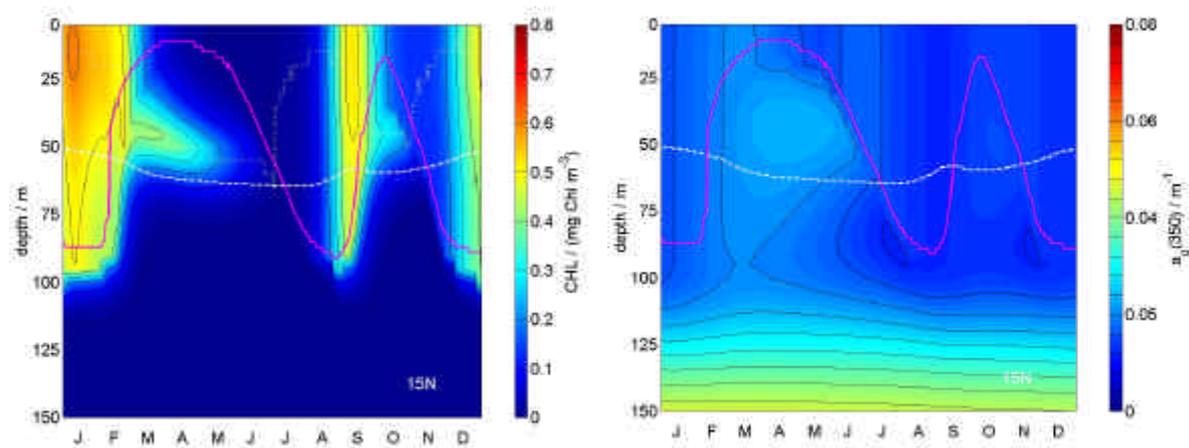


Abb. 5-31: Simulationsergebnisse einer Modellrealisation bei $\sim 15^\circ\text{N}$ 65°E . Links: Chlorophyllkonzentration; rechts: Gelbstoffabsorptionskoeffizient ($\lambda=350\text{nm}$). Die weiße Linie markiert die 1% Tiefe, die magentafarbene die Tiefe der durchmischten Schicht. Quelle: AG Meeresphysik, Univ. Oldenburg.

Die Auswirkungen einer differenzierteren Lichtfeldmodellierung auf das System sind anhand des 1D-Modells und des im Rahmen einer Diplomarbeit implementierten spektralen Lichtfeldmodells untersucht worden (Schröder 1999). Ein Vergleich der Ergebnisse mit denen eines einfachen empirischen Modells, in dem der Gelbstoff nicht explizit berücksichtigt wird, zeigt, dass seine Hinzunahme eine erhebliche Verbesserung liefert. Anwendungen des erweiterten Modells in verschiedenen Meeresgebieten liefern eine gute Übereinstimmung von Simulation und Messung (Schröder 1999; Barth, 1999; Schröder et al., eingereicht.). Insgesamt liefern die Simulationen mit dem eindimensionalen Modell bis zu 10% Unterschied in der Primärproduktion, wenn die Auswirkung des Gelbstoff auf das Lichtfeld berücksichtigt wird. Entsprechend wichtig sind die Ergebnisse für eine quantitative Auswertung von Satellitendaten.

Für die Auswertung von Satellitendaten und damit die Kohlenstoffbilanzierung wurde die Gelbstoffkomponente auch in das im Rahmen des Verbundes entwickelte „Hamburger“ 3D-Modell (Kap. 5.4.5) integriert. Hieraus ergeben sich Karten der Gelbstoffkonzentration, die in ihrer zeitlichen Entwicklung von der des DOC und Phytoplanktons abweicht. In Abb. 5-32 ist die zeitliche Entwicklung des Gelbstoffs an der Oberfläche dargestellt. Die beobachtete Dynamik der Gelbstoffkonzentration kommt durch den photochemischen Abbau in Folge des Sonnenlichts, durch Plankton- und Bakterienexsudate als Quellen und durch Auftrieb von Wasser mit photochemisch nicht ausgebleichetem Gelbstoff zu Stande. Mit einsetzendem Auftrieb in Küstennähe sind daher erhöhte Konzentrationen nahe der Oberfläche zu sehen.

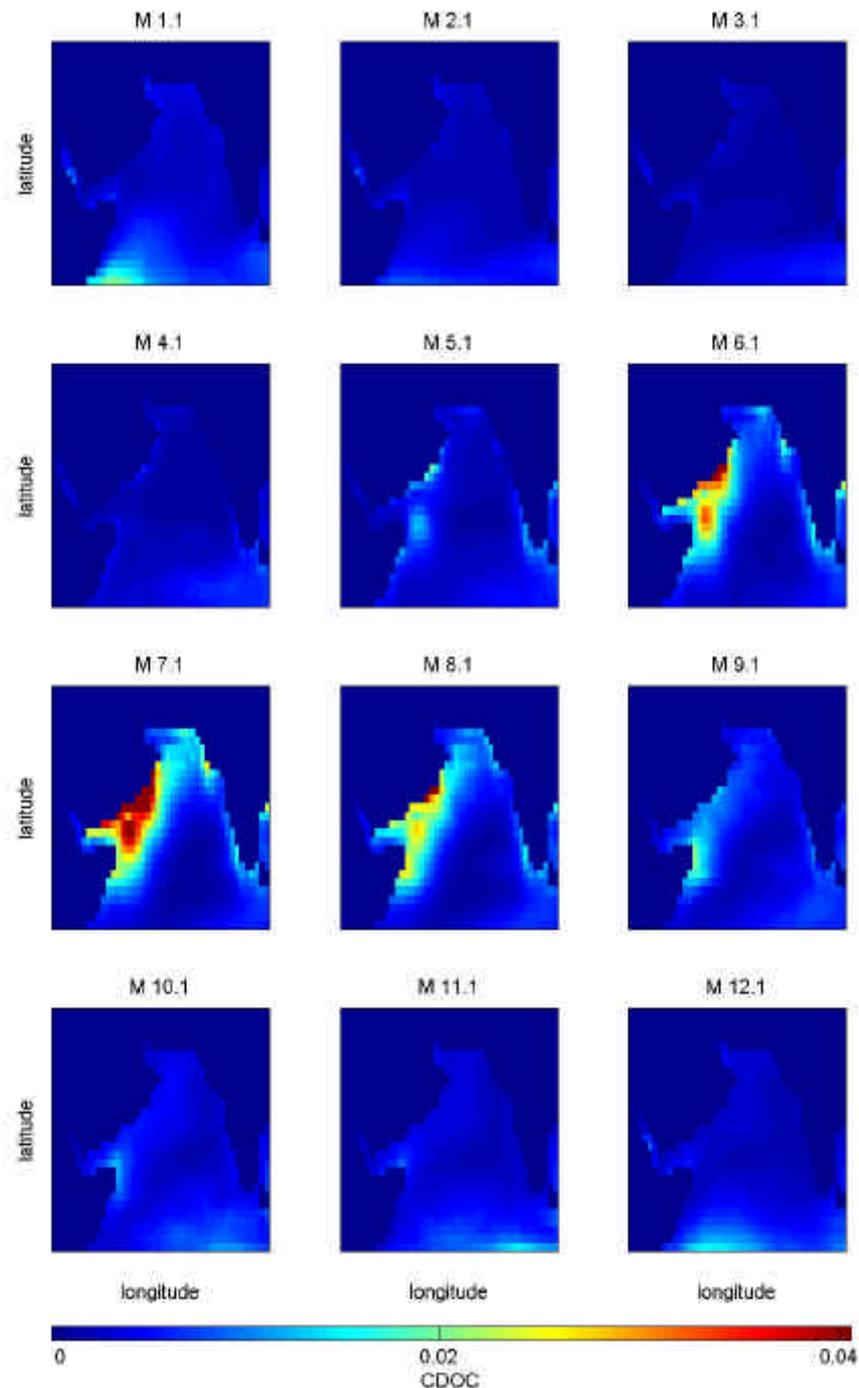


Abb. 5-32: Gelbstoffkonzentration (CDOC) an der Oberfläche. Es ist jeweils eine Momentaufnahme pro Monat dargestellt. Quelle: AG Meeresphysik, Univ. Oldenburg.

Neben der Modellierung der bio-optisch relevanten Prozesse wurden im Berichtszeitraum vor allem Algorithmen zur Auswertung der Satellitendaten weiter entwickelt. Die Daten stammen von dem seit 1997 eingesetzten Modular Optoelectronic Scanner (MOS-IRS) der DLR, einem speziell zur Ozeanbeobachtung konzipiertem Radiometer. Verbesserte Auswertalgorithmen erlauben hier vor allem eine getrennte Darstellung von Schwebstoff-, Chlorophyll- und Gelbstoffverteilungen in der Arabischen See (Abb. 5-33). Dies ermöglicht künftig eine langfristige und kontinuierliche Beobachtung der Biomasse und des organischen Kohlenstoffs im Oberflächenbereich dieser Region.

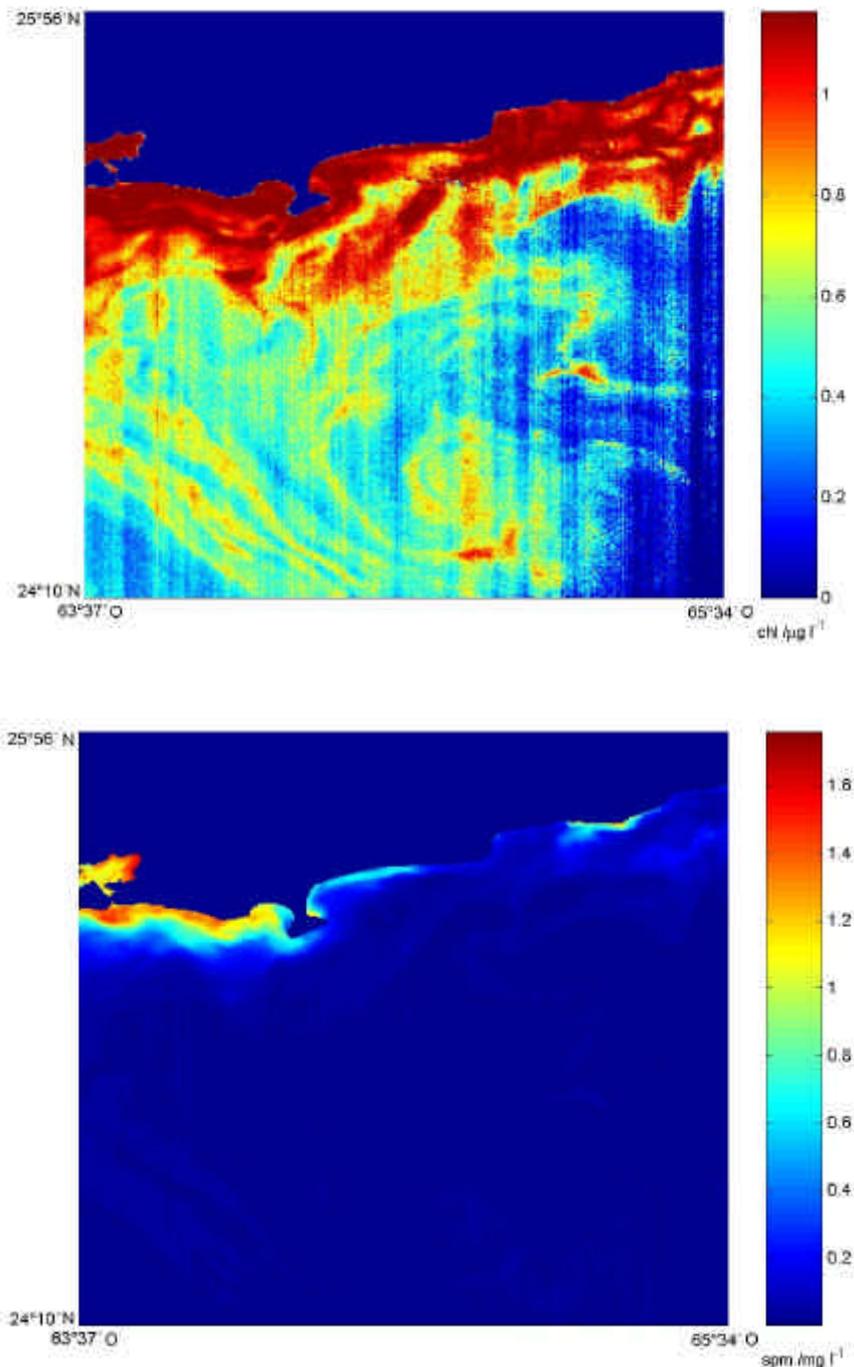
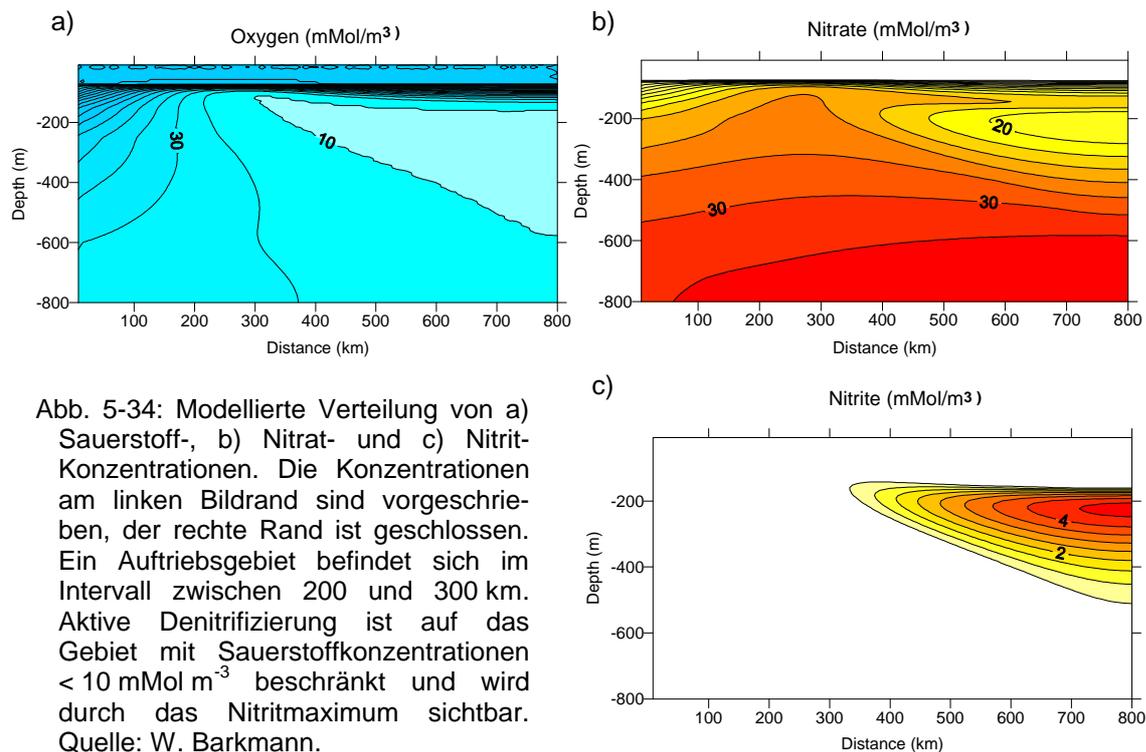


Abb. 5-33: Mit einem Optimierungsalgorithmus aus den Daten des MOS-IRS der DLR bestimmte Chlorophyll- (oben) und Schwebstoffkonzentration (unten) im nördlichen Arabischen Meer. Quelle: AG Meeresphysik, Univ. Oldenburg.

5.4.4 Eindimensionale Modellierung des Stickstoffkreislaufes

Um die den Stickstoffkreislauf im Arabischen Meer und insbesondere den Einfluss von Denitrifikation und N-Fixierung auf die Neue Produktion und damit die Effizienz der Biologischen Pumpe zu untersuchen, wurde ein Reaktions-Diffusionsmodell entwickelt. Das Modell berücksichtigt sowohl vertikale als auch laterale Durchmischungsvorgänge. Um die nur im Bereich des Sauerstoffminimums mögliche Denitrifikation zu erfassen, muss die Ausdehnung der SMZ berücksichtigt werden. Hierfür wird ein Gleichgewicht zwischen der Oxidation des Exportflusses und der Ventilation durch die westlichen Randströme des SW-Monsuns zu Grunde gelegt (vgl. Olson et al. 1993, You 1997). Die modellierten Sauerstoffkonzentrationen zeigen eine für das Arabische Meer typische Vertikal- und Horizontalverteilung: starke Gradienten dicht unterhalb der photischen Zone, eine Sauerstoffsättigung in der Deckschicht, sowie ein Sauerstoffminimum mit Konzentrationen $<10 \text{ mMol m}^{-3}$ (Abb. 5-34a). Die im Modell simulierten NO_3^- - und NO_2^- -Konzentrationen (Abb. 5-34b,c) entsprechen qualitativ den im Arabischen Meer beobachteten Verteilungsmustern: Das Auftriebsgebiet im westlichen Arabischen Meer wird durch die Anreicherung von Nitrat im oberflächennahen Wasser charakterisiert, während sich aufgrund der Denitrifikation in der SMZ ein Nitratminimum einstellt. Daran gekoppelt tritt im gleichen Tiefenintervall ein Nitritmaximum auf. In diesem Bereich der Wassersäule wird Nitrat über Nitrit und andere Zwischenprodukte zu molekularem Stickstoff reduziert.



Der vertikale Transport von anorganischem Stickstoff in die photische Zone verstärkt die Primärproduktion des Auftriebsgebietes, wobei das absinkende organische Material oxidiert wird und somit zum Abbau des Sauerstoffs beiträgt. Horizontale und vertikale Austauschprozesse modifizieren anschließend die Stickstoffverteilung in diesen Gebieten (Abb. 5-35).

Aus einem Vergleich mit den Ergebnissen eines ‚ungestörten‘ Modellaufs, d.h. ohne das Auftreten von Denitrifikation, geht hervor, dass das im Modell simulierte Nitratdefizit in der Lage ist, die Primärproduktion der photischen Zone um 10% zu reduzieren.

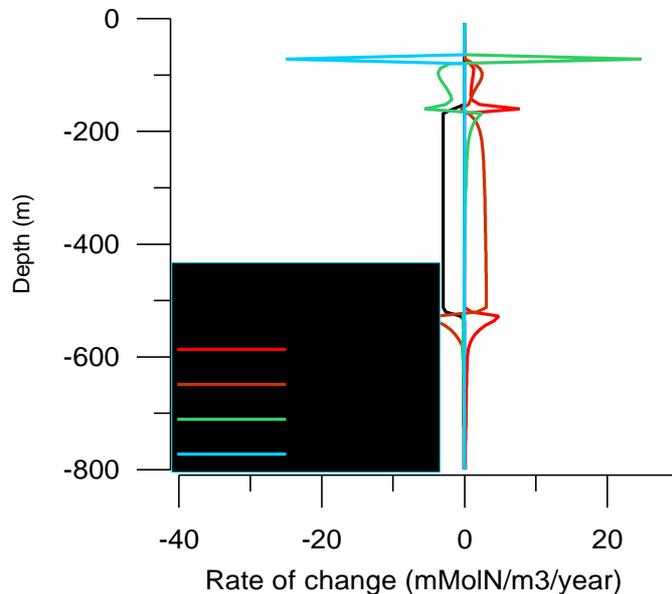


Abb. 5-35: Vertikalverteilung der verschiedenen Modellkomponenten, die zum Nitrathaushalt des zentralen Arabischen Meeres beitragen. Ein Großteil des reduzierten Nitrats in der Denitrifikationszone wird durch horizontalen Austausch kompensiert, während in der oberen Nitrifikationszone vertikale und laterale Diffusion von gleicher Größenordnung aber mit verschiedenen Vorzeichen auftreten. Die Primärproduktion wird ausschließlich von der vertikalen Diffusion der kleinskaligen Turbulenz kontrolliert. Quelle: W. Barkmann.

Viele Prozesse im Stickstoffkreislauf sind mit einer starken Isotopenfraktionierung verbunden. Die Berücksichtigung dieser Fraktionierung erweitert das Modell um sehr gut verifizierbare Parameter und vergrößert das Prozessverständnis. Dies ist auch für die Interpretation der Monsunvariabilität im Spätquartär hilfreich (Kap. 5.5.3). Da das leichtere $^{14}\text{NO}_3$ beispielsweise im Vergleich zum $^{15}\text{NO}_3$ schneller assimiliert wird, ändert sich das Isotopenverhältnis entsprechend der Stärke und Dauer der Denitrifikation. Produziert in der Sauerstoffminimumzone, breitet sich dieses Signal im Arabischen Meer aus und kann weit bis in das Auftriebsgebiet hineinreichen (Abb. 5-36a). Die Modellergebnisse zeigen einen starken horizontalen Gradienten im oberen Bereich der OMZ, im oberflächennahen $\delta^{15}\text{N-NO}_3$ ist dagegen keine ausgeprägte laterale Heterogenität zu erkennen. Der horizontale Austausch reicht hier aus, um den sich nach oben ausbreitenden Gradienten des $\delta^{15}\text{N-NO}_3$ stark abzuschwächen.

Die im Modell simulierten maximalen $\delta^{15}\text{N}$ -Werte des gelösten Nitrats von 18-20‰ sind mit den Messungen vergleichbar, die im Rahmen von JGOFS im Arabischen Meer durchgeführt wurden (Altabet et al. 1999, Brandes et al. 1998). Aus Gründen der Masseerhaltung muss die Isotopenzusammensetzung des Zwischenproduktes NO_2 abnehmen (Abb. 5-36b). Das Nitrit kann außerhalb der suboxischen Zone durch nitrifizierende Bakterien wieder zu Nitrat oxidiert werden. Diese negative Rückkopplung auf den $\delta^{15}\text{N}$ des Nitrats gewinnt insbesondere oberhalb der SMZ an Bedeutung, da hier die Isotopensignatur entsteht, die später im absinkenden organischen Material wiederzufinden ist.

Das modellierte Isotopenverhältnis des sedimentierenden organischen Materials von 8-9‰ entspricht den $\delta^{15}\text{N}$ -Werten, die in tiefen Sinkstofffallen gemessen wurden (Abb. 5-36a; Schäfer & Ittekkot 1995). Erwartungsgemäß ist der horizontale Gradient nicht sehr ausgeprägt und stimmt mit dem Gradienten des $\delta^{15}\text{N-NO}_3$ Signals direkt unterhalb der photischen Zone überein. Da die Stickstofffixierung durch Cyanobakterien eine Senke für schweres

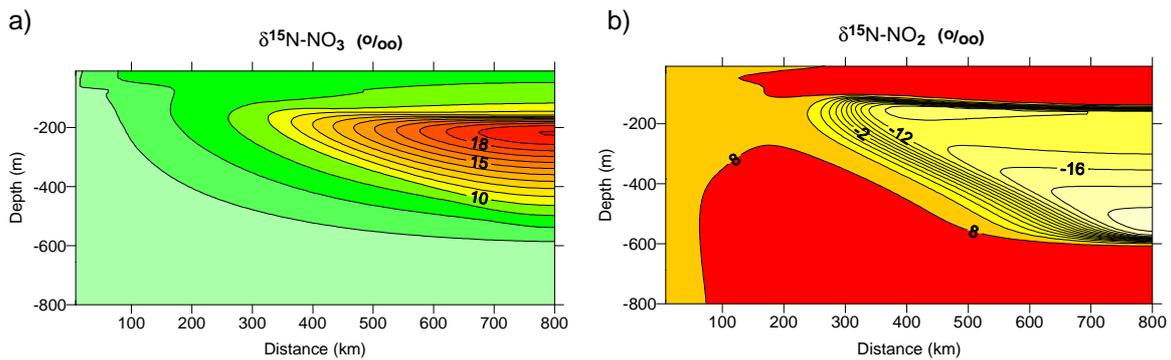


Abb. 5-36: Modellierte Verteilung der Isotopenzusammensetzung von a) Nitrat und b) Nitrit. Außerhalb der Denitrifikationszone wird als Folge der Masseerhaltung die $\delta^{15}\text{N-NO}_3$ Signatur durch den mikrobiellen Prozess Nitrifikation abgeschwächt. Quelle: W. Barkmann.

NO_3 ist (Brandes et al. 1998), und somit effektiv zur Reduzierung des oberflächennahen $\delta^{15}\text{N}$ -Signals beiträgt, wurde die Bedeutung der Fixierung molekularen Stickstoffs für das zentrale Arabische Meer durch Hinzufügen einer Stickstoffquelle in der photischen Zone im rechten Drittel der Modelldomäne untersucht. Eine Abschätzung des Einflusses der Isotopenfraktionierung, die hier mit 1‰ angenommen wurde, ergab, dass eine Stickstofffixierung von umgerechnet 20% der gesamten Nitratreduzierung ausreicht, um die Zusammensetzung der stabilen Stickstoffisotope im sedimentierenden organischen Material um 2-3‰ zu verringern (Abb. 5-36b). Die Modellsimulation prognostiziert ein Isotopenverhältnis im organischen Material zwischen 6 und 7‰, sowie einen starken horizontalen Gradienten im Bereich der Denitrifikationszone.

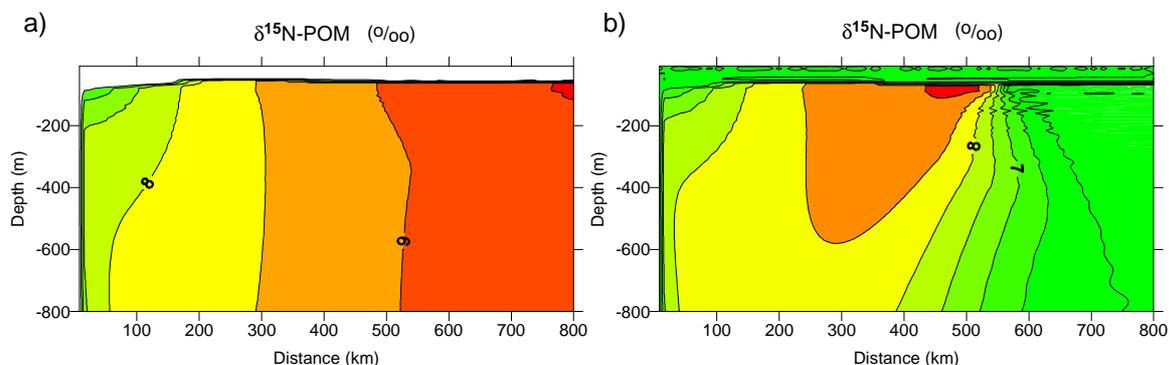


Abb. 5-37: Modellierte Verteilung der Isotopenzusammensetzung des absinkenden organischen Materials (POM). a) Standardintegration und b) zusätzliche Stickstofffixierung durch Cyanobakterien im Intervall zwischen 500 und 700 km. Es wurde ein Fraktionierungsfaktor von 1‰ für die Fixierung molekularen Stickstoffs vorausgesetzt. Quelle: W. Barkmann.

Da eine zusätzliche Erhöhung der Stickstofffixierung eine weitere Verringerung der modellierten $\delta^{15}\text{N}$ -Signatur zur Folge hätte, und damit unterhalb der beobachteten Werte läge, kann aus den Simulationen geschlossen werden, dass im zentralen Arabischen Meer vermutlich nicht mehr als ein fünftel des Stickstoffverlustes durch die Fixierung molekularen Stickstoff kompensiert wird. Ein Großteil des reduzierten Nitrats sollte daher durch horizontale Austauschprozesse ergänzt werden, um den Stickstoffhaushalt im Gleichgewicht halten zu können.

5.4.5 Dreidimensionale biogeochemische Modellierung

Für die 3D-Modellierung mit Hilfe gekoppelter (Ozean-Atmosphäre) biogeochemischer Modelle mit unterschiedlicher Ökosystem-Komplexität werden im Verbundprojekt drei unterschiedliche Ansätze verfolgt (vgl. S. 49). Am Institut für Meereskunde in Kiel wurde ein stickstoffbasiertes Modell mit vier Kompartimenten („NPZD“, vgl. Kap. 5.4.1) an ein wirbelerlaubendes Zirkulationsmodell für den gesamten Indischen Ozean gekoppelt. Nach dem Einschwingen der Physik wurde das Modell für drei Jahre integriert. Am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg wurde ein NPZD-Modell in zwei Versionen entwickelt: eine relativ grobe Version mit 1 Grad Horizontalauflösung, mit der nahezu beliebig viele Experimente angestellt werden können, und eine relativ hoch auflösende Version, deren Gitterabstand im nördlichen Teil bei etwa 15 km liegt. Das Modell, wurde zusätzlich noch um gelösten Sauerstoff, Phosphat, Silikat und gelösten organischen Kohlenstoff sowie einige Komponenten des Stickstoffsystems und den Methanzyklus erweitert. Gerade die Version mit der vergleichsweise geringen Auflösung ist geeignet, um entsprechend der Fragestellungen einzelner Teilprojekte die Sensitivität der Verteilungen bezüglich einzelner Parameter und Prozesse mit relativ geringem Aufwand zu untersuchen. Die Arbeiten am hochauflösenden Modell verlaufen allerdings schleppend, entgegen den Planungen die notwendige Rechenkapazität noch nicht zur Verfügung steht. Für die derzeitigen Bedingungen ist diese Modellversion unhandlich groß angelegt.

a) Wirbelerlaubendes Zirkulationsmodell

Der Vergleich mit Beobachtungen zeigt, dass das Modell die beobachtete physikalische und biologische Variabilität im Wesentlichen gut reproduziert. So wird z.B. die tiefe Deckschicht im zentralen Arabischen Meer und die Erhöhung der Chlorophyllkonzentrationen entlang der Küste von Oman und Somalia zur Zeit des SW-Monsuns (Abb. 5-38) sowie die Verflachung der Nitratsprungschicht nach Norden hin abgebildet (Kawamiya & Oschlies, einger.).

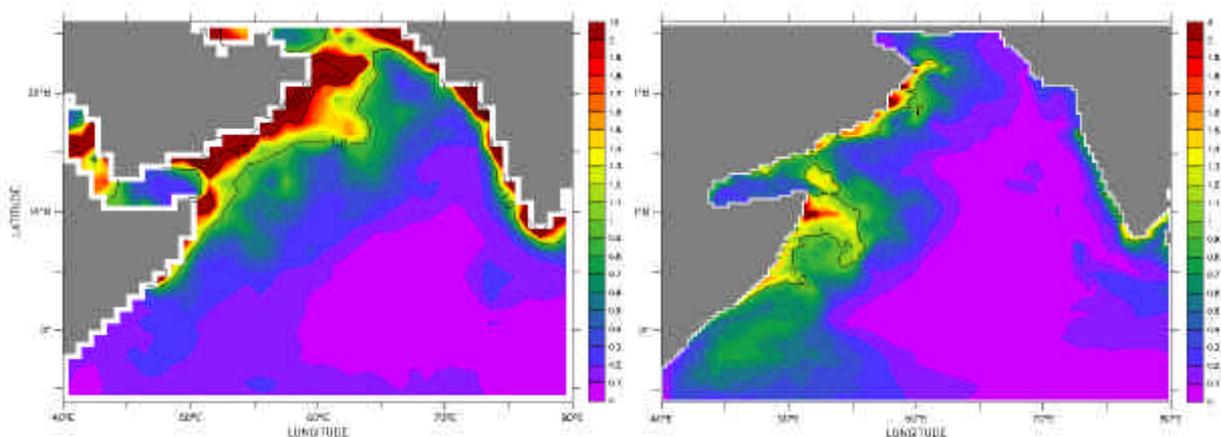


Abb. 5-38: Chlorophyllkonzentrationen in $[\text{mg m}^{-3}]$ gemittelt über den Zeitraum des SW-Monsuns (Juni-September) im Modell (links) und aus Satellitendaten (CZCS, rechts). Quelle: M. Kawamiya & Oschlies.

Zwei wesentliche Unterschiede wurden bei dem Vergleich der Modellergebnisse mit den Daten festgestellt: Zum einen simuliert das Modell ein unrealistisches Nitratmaximum in etwa 100-300 m Tiefe im nördlichen Teil des Arabischen Meeres (Abb. 5-39), zum anderen ist die simulierte Primärproduktion im Vergleich mit *in situ* und Satellitendaten im Bereich

oligotropher Regime zu gering. Sensitivitätsexperimente haben gezeigt, dass diese Diskrepanzen nicht mit einfachen Mitteln, d.h. beispielsweise Erhöhung der Sinkgeschwindigkeit von Detritus, behoben werden können.

Annual mean nitrate distribution

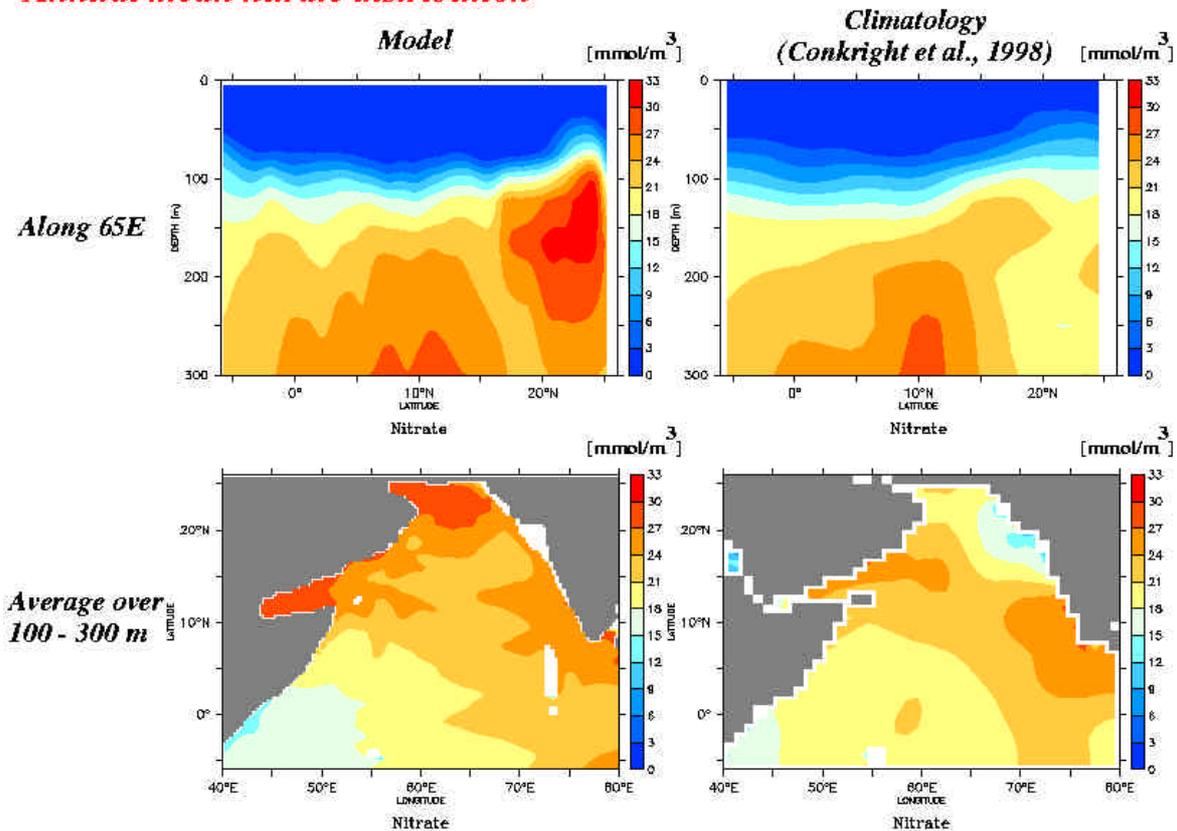


Abb. 5-39: Jährliche Mittel der vertikalen und horizontalen Verteilung von Nitrat [mmol N m^{-3}] im Modell und anhand von Messungen (Conkright et al. 1998). Quelle: M. Kawamiya & Oschlies.

Das simulierte unrealistische Nitratmaximum im Norden wird wahrscheinlich durch fehlende Denitrifizierung im Modell hervorgerufen. Ein Experiment mit einem künstlichen Tracer („markiertes Nitrat“) zeigt, dass die Remineralisierung von Detritus, der seinen Ursprung im Auftriebsgebiet vor der Küste Omans hat, die Hauptursache für die Bildung des Nitratmaximums ist. Der Grund für die zu geringe Primärproduktion im Modell ist nicht eindeutig; mögliche Ursachen sind ein schneller Umsatz von Nitrat und eine Entkopplung von Kohlenstoff- und Stickstoffaufnahme, die im Modell bisher nicht berücksichtigt wird. Die Simulation eines schnellen Recyclings von Nährstoffen wie in Oschlies (im Druck) könnte diesen Mangel teilweise beheben. Die vorgesehene Einbindung des Aggregationmodells von Kriest & Evans (1999) wird diesen Effekt durch geringeren Export in oligotrophen Gebieten vermutlich noch verstärken.

Weiterhin wurde der Transportmechanismus des Nitrats untersucht, aufgrund dessen sich zur Zeit des SW-Monsuns die Planktonblüten ausbilden. Das Experiment mit markiertem Nitrat zeigt, dass nicht der Auftrieb im offenen Ozean, sondern der an den Küstenauftrieb anschließende horizontale Nitrattransport der wesentliche Faktor in der Bereitstellung des Nitrats ist. Es gibt drei mögliche Mechanismen für diesen Nitrattransport: den Ekmantransport, die großskalige Zirkulation, und mesoskalige Variabilität. Durch Quantifizierung der

Ähnlichkeit des horizontalen Flusses des gesamten Transports mit dem des jeweiligen Prozesses wurde der Einfluss der drei Prozesse bestimmt (Abb. 5-40). Es stellte sich heraus, dass der mesoskalige Transport den größten Anteil hat, gefolgt vom großskaligen Transport. Im Modell hat der Ekmantransport dagegen keinen wesentlichen Anteil an Nitratversorgung der Planktonblüten im offenen Ozean zur Zeit des SW-Monsuns. Die im Vergleich zu Altimeterdaten zu geringe Wirbelaktivität im Modell besonders nördlich von 12°N kann vermutlich erklären, warum der simulierte Bereich von hohem Chlorophyll kleiner ist als in den Satellitendaten. Eine eingehendere Diskussion zum Nitrattransport findet sich in Kawamiya (einger.).

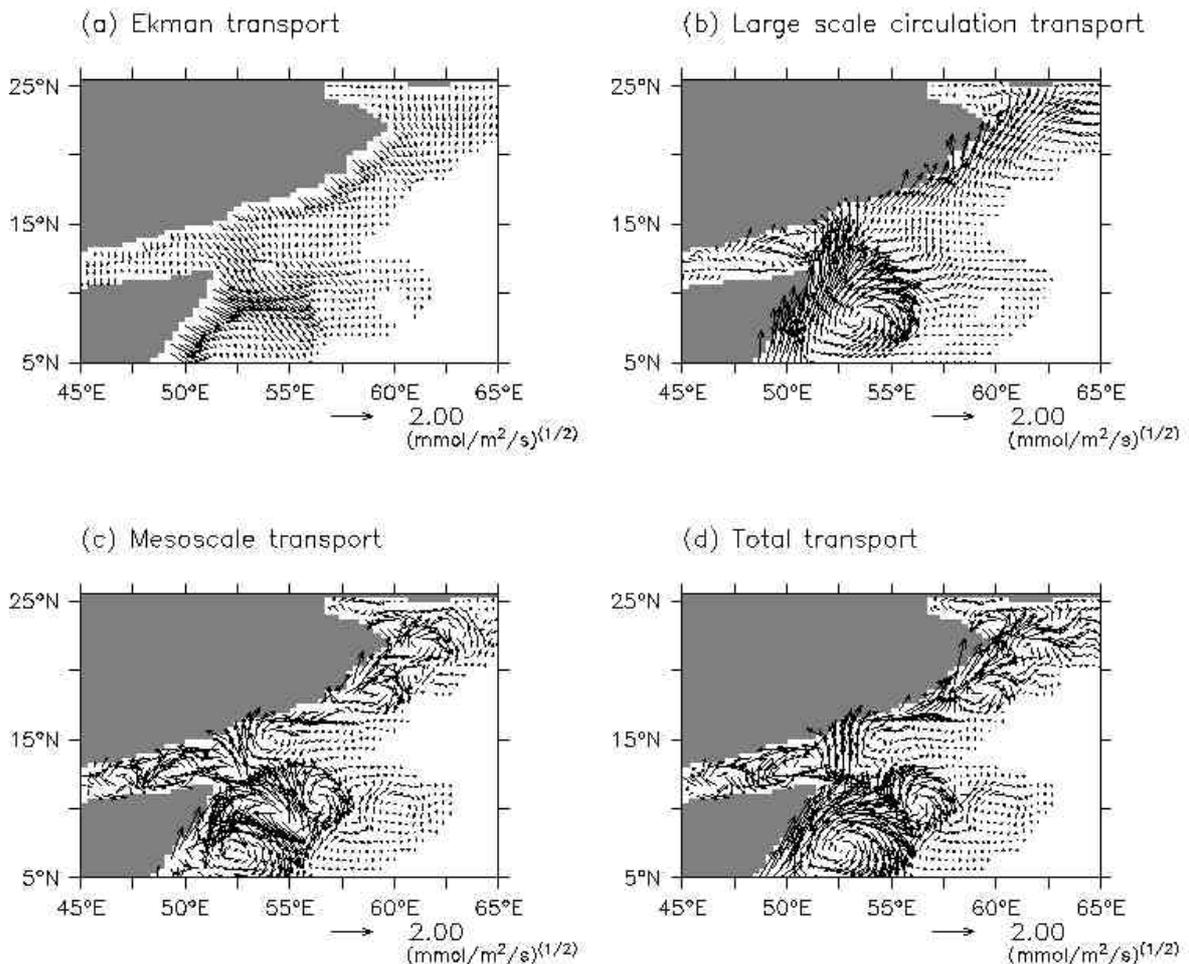


Abb. 5-40: Horizontaler advektiver Fluss von Nitrat gemittelt über die oberen 60 m und die Zeit vom 1. Juni - 30. September; a) Ekmantransport, b) großskalige Zirkulation, c) mesoskalige Variabilität und d) gesamt. Quelle: M. Kawamiya & Oschlies.

a) „Hamburger Modell“

Die Denitrifikation führt im Arabischen Meer selbst bei Annahme perfekter Redfield-Verhältnisse im Phytoplankton zu einer erheblichen Abweichung vom globalen Phosphat/Nitrat-Verhältnis. Im Modell werden Phosphor und Stickstoff als Nährstoffe behandelt, wobei in der Regel Stickstoff als limitierend erscheint. Da die advektive Zufuhr von Nitrat vom südlichen Rand des Modells aus, den Verlust durch Denitrifikation im Modell nicht ausgleichen kann, wird in Gebieten hohen Staubeintrags angenommen, dass ein Teil der Neuproduktion durch

Cyanobakterien erfolgt, die atmosphärischen Stickstoff fixieren können (vgl. Kap. 5.4.4.). Hierdurch kann die Stickstoffbilanz im Modell geschlossen werden. Ausgehend von der Denitrifizierungszone im nördlichen Teil sehen die geochemischen Verteilungen überall nach Stickstofflimitierung aus, besonders in den oberflächennahen oligotrophen Bereichen. Die tatsächlich ultimativ wirkende Phosphorlimitierung bewirkt eine Schranke für Cyanobakterien, nicht beliebig zu wachsen.

Die Modellergebnisse lassen sich anhand der Verteilungen einiger Variablen entlang etwa 60° Ost erläutern (Abb. 5-41). Die Erhebung etwa in der Mitte gehört dabei zur Seychellen-Gruppe. Südlich davon ist das Maskarene Becken weitgehend vom nördlichen Arabischen Meer abgeschlossen, so dass die Variablen hier etwas diskontinuierlich erscheinen. Das Geschehen ist dominiert durch die starke Remineralisierung im nördlichen Teil mit dem ausgeprägten Sauerstoffminimum und der dadurch bedingten Denitrifizierung. Allerdings sind im momentanen Zustand des Modells die Prozesse in der Wassersäule wohl überschätzt; bei gegebenem Strömungsmuster und der damit verbundenen großskaligen Zufuhr von Nährstoffen stellen sich die Verteilungen ein in einem empfindlichen Gleichgewicht mit den Annahmen über Aggregation zu schnell absinkenden großen Partikeln. Als „nitrate deficiency“ wird die Abweichung von der nach dem angenommenen Redfield-Verhältnis vom Phosphor erwarteten Konzentration bezeichnet : $16 \text{ PO}_4 - \text{NO}_3$. Diese Größe wird für beide Modellversionen (grob und fein) dargestellt.

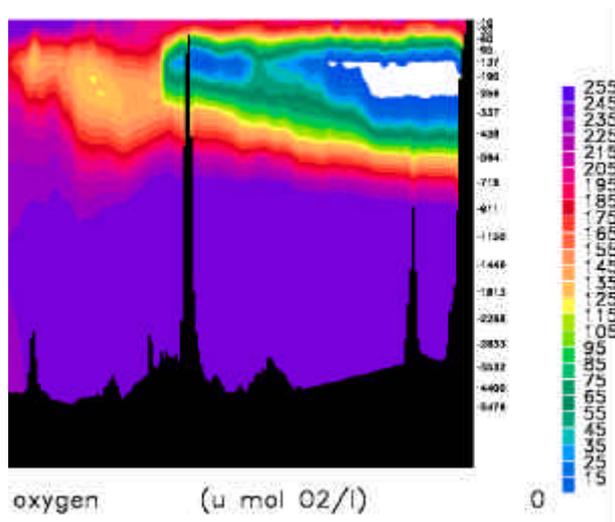
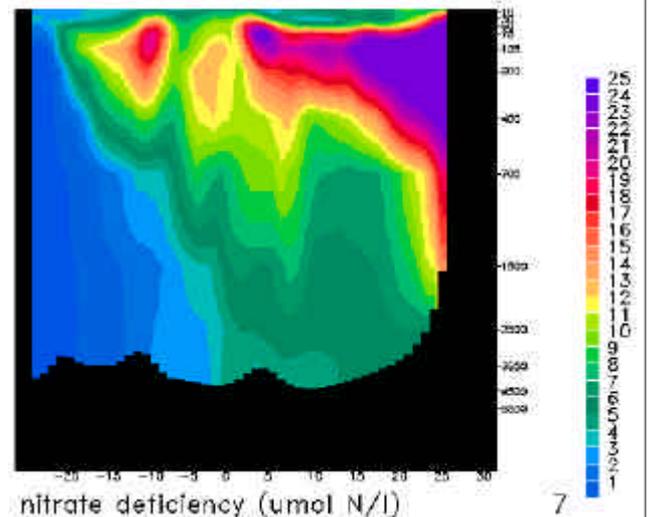
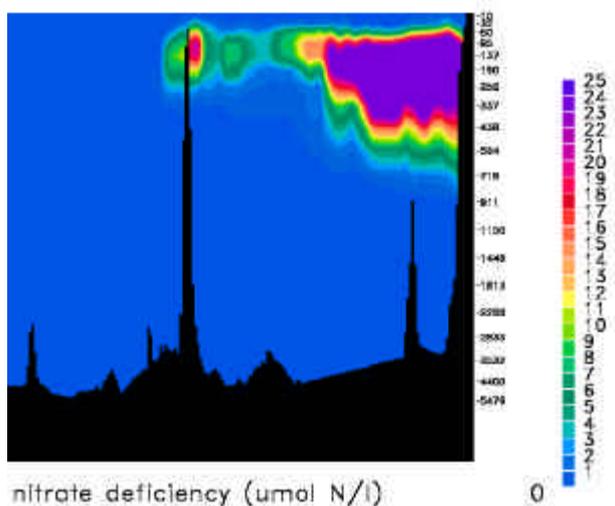


Abb. 5-41: Verteilungen von gelöstem Sauerstoff (oben) und dem durch die Denitrifikation hervorgerufenen „Nitrat-Defizit“ jeweils nach der gering- und der hochauflösenden Modellversion (unten) entlang etwa 60° Ost. Erläuterungen siehe Text. Quelle: E. Maier-Reimer.



Aufgrund der Bedeutung des Stickstoffkreislaufes für die Effektivität der Biologischen Pumpe wurden neben den prinzipiellen Stickstoffkomponenten auch die zugehörigen Prozesse mit Isotopenfraktionierung einbezogen. Bei der Denitrifikation wird das leichtere Isotop ^{14}N bevorzugt verbraucht. Bei Annahme einer Fraktionierung von 20‰ ergibt sich ein Überschuss im $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ -Verhältnis gegenüber dem globalen Mittel von etwa 15‰ (Abb. 5-42).

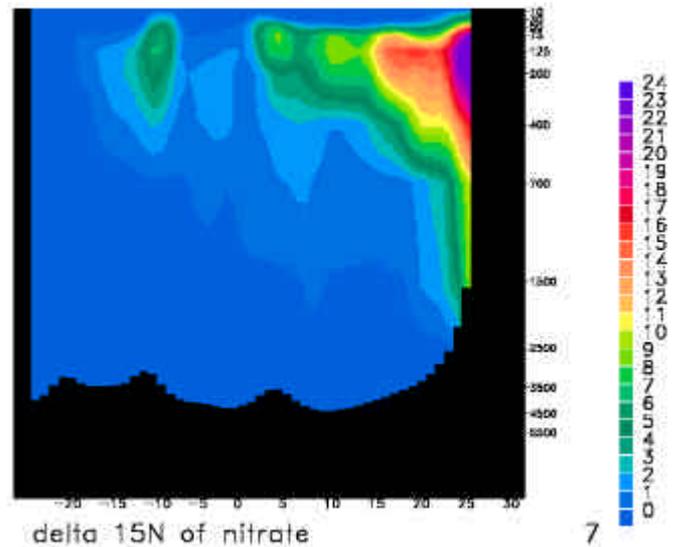


Abb. 5-42: Verteilungen von $\delta^{15}\text{N}$ im Nitrat nach der hochauflösenden Modellversion entlang etwa 60° Ost. Quelle: E. Maier-Reimer.

Mit diesem Modell wurde auch geprüft, ob die Zufuhr von Nährstoffen ins Epipelagial des Arabischen Meeres primär aus dem Küstenauftriebsgebiet stammt, oder vielmehr durch Auftrieb im offenen Ozean bewirkt wird. Zur Klärung wurden zwei „Hilfstracer“ definiert, die an ausgewählten Punkten vor der somalischen bzw. jemenitisch-omanischen Küste an der Basis der euphotischen Schicht mit auftreibendem Phosphat „gefüttert“ werden. Anschließend erfahren sie im Verlauf der Advektion dieselbe Verlustrate wie das Gesamtphosphat (also die Summe von Phosphat, Phytoplankton, Zooplankton, gelöstem und partikulärem organischen Material (DOM/POM), die letzten vier in Phosphoreinheiten) durch Exportproduktion. Dabei zeigt sich, dass fast bis zur Küste von Gujarat (Indien) im Jahresgang über die Hälfte des Gesamtphosphats von den ausgewählten Punkten stammt (Abb. 5-43).

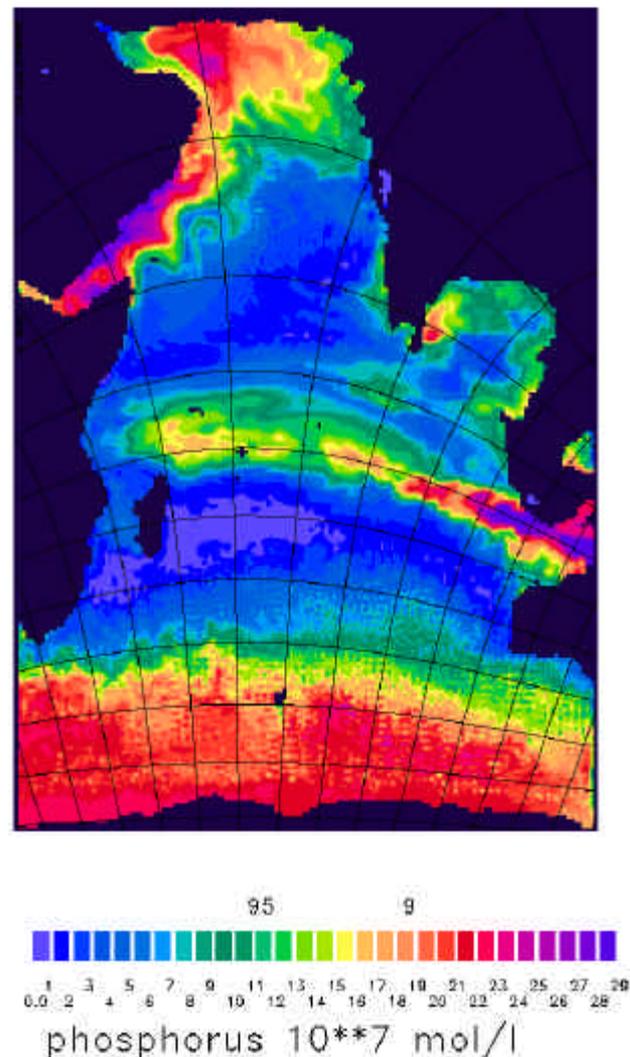


Abb. 5-43: Anteil des „Omanischen Phosphors“ am Gesamtphosphor Ende September. Quelle: E. Maier-Reimer.

5.5 Stofffluss ins Sediment und Rekonstruktion der Monsungeschichte

Bei der Untersuchung von Sedimenten ist zunächst das Ausmaß der Remineralisation des organischen Kohlenstoffs an der Wasser-Sediment-Grenze von besonderer Bedeutung. Hierdurch lässt sich gleichzeitig ermitteln, wie viel organischer Kohlenstoff langfristig im Sediment eingelagert wird. Diese Forschungen wurden in Abstimmung mit dem BMBF-Projekt BIGSET durchgeführt (Rixen et al. 2000b). Untersuchungen mit Radionukliden ermöglichen eine Validierung dieser Ergebnisse. Zusätzlich gehört es zu den Zielen von JGOFS-Indik, die Prozesse, die die Effektivität der Biologischen Pumpe im Arabischen Meer kontrollieren, auch auf längeren Zeitskalen zu erforschen. Entsprechend ist die Variabilität der biogeochemischen Prozesse im Arabischen Meer während der Klimaschwankungen im Spätquartär von Interesse. Derartige Informationen können die Bandbreite der möglichen Variabilität des Kohlenstoffkreislaufes und der assoziierten Elemente aufzeigen. Die zugehörigen Untersuchungen wurden z.T. an Sedimentkernen durchgeführt, die im Rahmen des BMBF-Projektes PAKOMIN (*Pakistan Oxygen Minimum*; von Rad et al. 1995) vom pakistanischen Kontinentalhang stammen.

Das Sediment spielt eine wichtige Rolle als Senke für die Elemente, deren biogeochemischen Kreisläufe untersucht werden. Gleichzeitig ist die Einbeziehung der jüngeren geologischen Geschichte und die Rekonstruktion der durch den Monsun gesteuerten Zirkulation anhand von Sedimenten eine wichtige Ergänzung für das Verständnis des Monsunsystems und seiner natürlichen Variabilität. Untersuchungen im nördlichen Indischen Ozean konnten erstmals zeigen, dass sich die Monsunzirkulation während der letzten 110.000 Jahre im Gleichschritt mit den raschen Klimaschwankungen des Nordatlantiks änderte (Schulz et al. 1998). Diese Änderungen spielen eine wichtige Rolle für den globalen Kreislauf der klimarelevanten Treibhausgase wie z.B. Wasserdampf, CO₂ und N₂O (Kap. 5.1). Die Rekonstruktion der Monsungeschichte könnte somit ein wichtiger Schlüssel für das Verständnis der raschen globalen Klimaänderungen und für eine Prognose der zukünftigen Klimaentwicklung sein.

5.5.1 Abbau und Akkumulation des organischen Kohlenstoffs

Das Ausmaß der Remineralisierung des organischen Kohlenstoffs an der Sediment-Wasser-Grenzschicht lässt sich aus der Differenz zwischen dem jährlichen Eintrag von partikulärem organischen Kohlenstoff (POC) in die Tiefsee und dem ins Sediment abschätzen. Der Eintrag in die Tiefsee ergibt sich dabei aus den verschiedenen nationalen und internationalen JGOFS-Experimenten mit Sinkstofffallen, die im Arabischen Meer durchgeführt wurden (Kap. 5.3.1). Vergleicht man den Eintrag in die Tiefsee mit der errechneten Remineralisierung zeigt sich ein annähernd linearer Zusammenhang (Abb. 5-44), d.h. das Ausmaß der Remineralisierung steigt proportional zum Eintrag an (Rixen et al. 2000b). Dieses Ergebnis stimmt mit früheren Untersuchungen überein (z.B. Henrichs 1992, Sirocko & Ittekkot 1992).

Um die Beziehung zwischen dem Eintrag von POC in die Tiefsee und dessen Akkumulation im Sediment zu beschreiben hat Jahnke (1996) eine Regressionsgleichung eingeführt. Diese Gleichung beruht auf der Auswertung von karbonatkorrigierten Akkumulationsraten von organischem Kohlenstoff im Atlantik und Pazifik jeweils in Relation zum Sauerstoffverbrauch bei der Remineralisierung. Nach der Umrechnung des Sauerstoffverbrauchs in Remineralisierungsraten beschreibt diese Gleichung auch sehr gut den entsprechenden

Zusammenhang im Arabischen Meer (Abb. 5-44), was die globale Gültigkeit der Gleichung bestätigt.

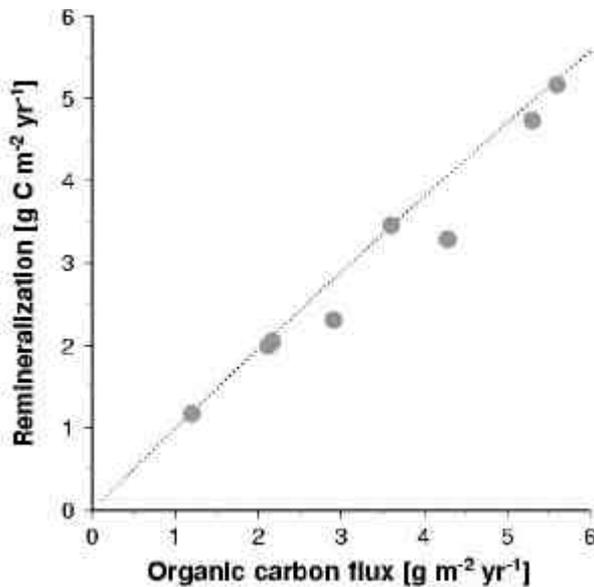


Abb. 5-44: Jährlicher Fluss von partikulärem organischen Kohlenstoff in die Tiefsee in Relation zur Remineralisierung des organischen Kohlenstoffs an der Grenzschicht Wasser-Sediment basierend auf Daten aus Lee et al. (1998), Haake et al. (1993) und Rixen et al. (2000b). Die eingezeichnete Gerade entspricht der Regressionsgleichung von Jahnke (1996). Quelle: T. Rixen.

5.5.2 Radionuklidflüsse ins Sediment

Dem Vergleich zwischen dem Eintrag in die Sinkstofffallen und dem in das darunter liegende Sediment dient die Untersuchung der ²¹⁰Pb-Inventare sowie des Verhältnisses zwischen dem gemessenen ²³⁰Th-Fluss zu dem aus der Produktion zu erwartenden ²³⁰Th-Fluss (Fa/Fp). Das ²¹⁰Pb-Inventar erfasst dabei etwa den Zeitraum der letzten 100 Jahre während das Fa/Fp-Verhältnis über Zeitskalen von ca. 8.000 Jahren mittelt. Für die Langzeitstationen im Arabischen Meer ergeben sich daraus erhöhte Flüsse in die Sedimente der Stationen CAST und EAST, was wahrscheinlich durch bodennahen lateralen Transport von Partikeln verursacht wird (Abb. 5-45). An der Station WAST sind die Fa/Fp-Verhältnisse in Fallen und Sedimenten etwa gleich groß. Das ²¹⁰Pb Inventar ist hingegen in den Sedimenten etwa um Faktor 4 größer als in den Fallen. Dies mag auf bodennahen lateralen Sedimenttransport in relativ kurzen Zeitskalen hindeuten.

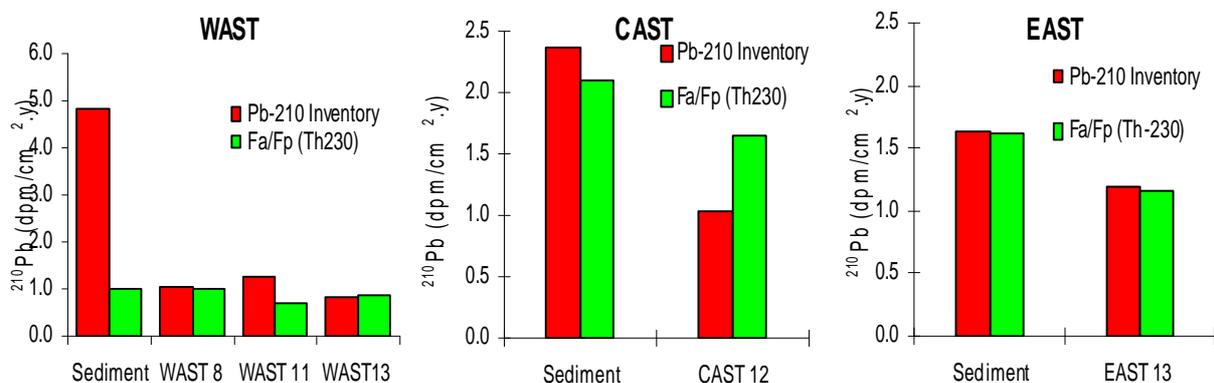


Abb. 5-45: Vergleich zwischen Radionuklidflüssen in Sinkstofffallen und in die Sedimente. Quelle: J. Scholten.

Der Umfang des horizontalen Transports lässt sich auch für die jüngere geologische Vergangenheit mit Hilfe einer Bilanzbetrachtung der Radionuklide ^{230}Th und ^{231}Pa klären. Das Produktionsverhältnis von ^{230}Th und ^{231}Pa liegt im Ozean bei 10,8. Im Bereich der Kontinentalränder des Arabischen Meeres ist das $^{230}\text{Th}/^{231}\text{Pa}$ -Verhältnis in den Oberflächensedimenten (0-8 ky) $< 10,8$ und nimmt zum zentralen Arabischen Meer auf > 15 zu (Abb. 5-46). Diese Verteilung ist durch „Boundary Scavenging“ bedingt, d.h. diffusiver Stofftransport vom offenen Ozean hin zu den Gebieten mit hohen Partikelflüssen. In den Sedimenten der Zeitscheibe 20 kyr war dieser *Boundary Scavenging* Effekt nicht so deutlich. Kleinere Gradienten im Partikelfluss bedingt durch die Abschwächung des Monsun und dadurch die Abschwächung des Auftriebs vor Oman zu dieser Zeit könnten hierfür verantwortlich sein.

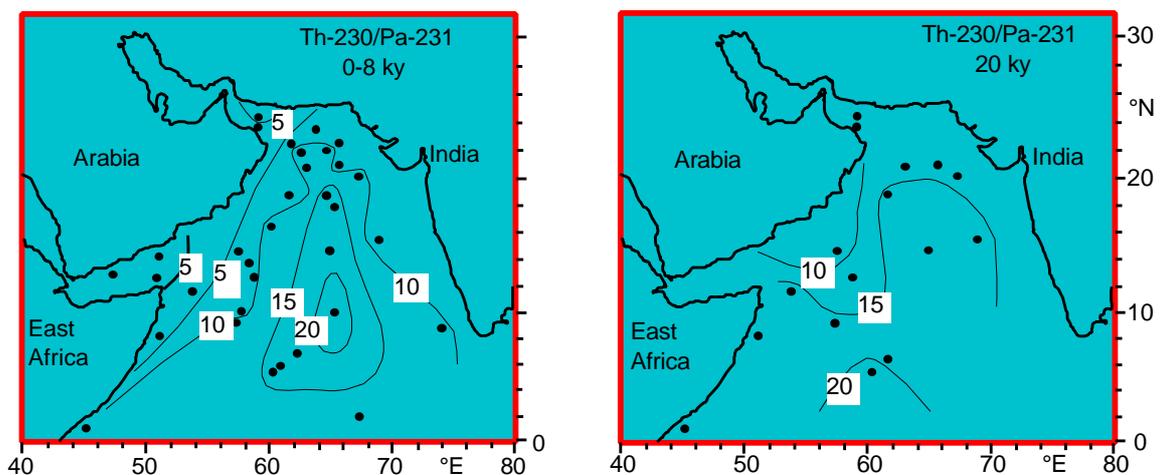


Abb. 5-46: $^{230}\text{Th}/^{231}\text{Pa}$ -Verhältnisse im Arabischen Meer für die letzten 8000 Jahre und im letzten glazialen Maximum. Deutlich zeigt sich ein „Boundary Scavenging“ Effekt für die Zeitscheibe 0-8 kyr. Quelle: J. Scholten.

5.5.3 Monsunvariabilität im Spätquartär

Der hohe Export von organischem Kohlenstoff und der damit verbundene Abbau in der Wassersäule ist einer der Faktoren, der den Erhalt der Sauerstoffminimumzone ermöglicht und die Höhe der Denitrifikation beeinflusst. Da allein im Arabischen Meer ca. 30% der globalen ozeanischen Denitrifikation stattfindet (Bange et al. 2000), können Veränderungen im Arabischen Meer von globaler Bedeutung für den Stickstoffkreislauf und für die Effektivität der Biologischen Pumpe sein. Solche Veränderungen im Stickstoffkreislauf lassen sich am Verhältnis der stabilen Stickstoffisotope ($\delta^{15}\text{N}$) ablesen. Denitrifikation innerhalb der Sauerstoffminimumzone führt zu erhöhten $\delta^{15}\text{N}$ -Werten im verbleibenden Nitrat. Gelangt dieses Nitrat durch Auftrieb oder Durchmischung in die euphotische Zone und wird vom Phytoplankton aufgenommen, steigen entsprechend die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte innerhalb der Nahrungskette und auch in den Sinkstoffen sowie im Sediment (Schäfer & Ittekkot 1993). Erste Untersuchungen im Rahmen des amerikanischen JGOFS deuten darauf hin, dass die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte im Nitrat ($\delta^{15}\text{N}_{\text{NO}_3}$) unmittelbar unterhalb und in der Folge auch in der euphotischen Zone beckenweit ähnlich sind (Altabet et al. 1999). Diese fehlende „Regionalität“ würde vergleichbare Jahresmittelwerte an den Sedimentfallenstationen im Arabischen Meer (Schäfer & Ittekkot 1995) erklären und ist eine Grundlage für die Ableitung beckenweiter

Vorgänge aus sedimentären $\delta^{15}\text{N}$ -Werten. Eine mögliche Erklärung für vergleichbare $\delta^{15}\text{N}_{\text{NO}_3}$ in der euphotischen Zone ist die laterale Advektion der Auftriebswassermassen des westlichen Arabischen Meeres. Diese ergibt sich aus der 3D-Modellierung (Kap. 5.4.3) und würde die entsprechende $\delta^{15}\text{N}_{\text{NO}_3}$ -Signatur in weiten Teilen des gesamten Arabischen Meeres verteilen. Entsprechend werden $\delta^{15}\text{N}$ -Variationen in Sedimentkernen aus dem Arabischen Meer im wesentlichen auf Veränderungen in der Intensität der Denitrifikation zurückgeführt, die durch Glazial/Interglazial- und Orbitalzyklen ausgelöst werden und parallel zu Änderungen im POC-Exportfluss verlaufen (Altabet et al. 1995, 1999; Reichart et al. 1998).

Vergleichbare Ergebnisse lassen sich auch durch die Übertragung der an den Rezentuntersuchungen im Rahmen von JGOFS-Indik gewonnenen Erkenntnisse über planktonische Foraminiferen auf Sedimentkerne erzielen. Die Positionen der untersuchten Kerne liegen heute in eutrophen (WAST bzw. BeoB 3011-1), mesotrophen (NAST) und oligotrophen Bereichen (EAST) (vgl. Kap. 5.2.1). Anhand von Transferfunktionen kann gezeigt werden, dass im Arabischen Meer die Produktivität in den Interglazialen (und Interstadialen) deutlich höher war als während der Kaltphasen (Abb. 5-47). Die Umrechnung der absoluten Produktion organischen Kohlenstoffes ($\text{g m}^{-2} \text{a}^{-1}$) basiert auf den Angaben zur rezenten Primärproduktion von Antoine et al. (1996).

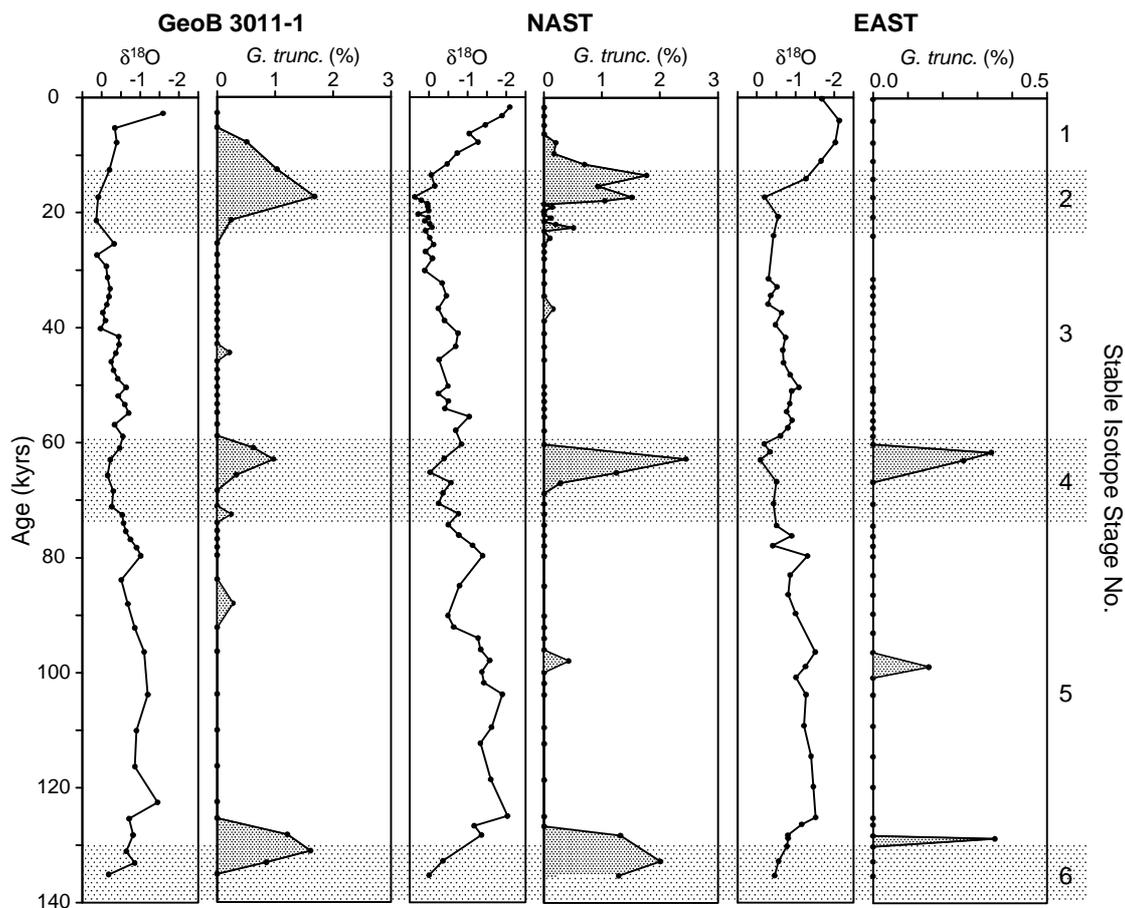


Abb. 5-47. Höchste Faunenanteile von *Globorotalia truncatulinoides* an den Stadiengrenzen 2/1, 4/3 und 6/5 ($\delta^{18}\text{O}$ [‰ PDB]), in der Arabischen See, an den Stationen GeoB 3011-1 (16°32'N, 5°20'E), NAST (20°N, 64°40'E), und EAST (15°40'N, 68°35'E) deuten auf eine besonders starke SW-monsunale Zirkulation hin. Quelle: R. Schiebel.

Zusätzlich zu den planktischen Foraminiferen geben Radiolarien, Pteropden und benthische Foraminiferen Hinweise auf Produktionsregimes, Wassermassen und Turbidite (Singh et al. 2000). Anhand des kurzfristigen Auftretens der tiefliebenden planktischen Foraminiferenart *Globorotalia truncatulinoides* an den Grenzen der Isotopenstadien 6/5, 4/3 und 2/1, kann eine verstärkte SW-monsunale Zirkulation während dieser Zeiten rekonstruiert werden. *G. truncatulinoides* ist im südlichen Indik häufig und wird während des SW-Monsuns mit der antizyklonalen Zirkulation entlang der Ostafrikanischen Küste in das Arabische Meer eingetragen (Reichart et al. 1998). Dementsprechend ist das Faunensignal an der proximalen Station WAST und an NAST deutlicher als an der distalen EAST-Station (Schiebel 2000).

Zeitlich höher auflösende Untersuchungen unter anderem an dem Kern NAST belegen außerdem, dass Variationen in der Produktivität sowie der Denitrifikation und damit auch in den $\delta^{15}\text{N}$ -Werten beckenweit mit einem breiten Spektrum an kurzfristigen Klimaschwankungen während des letzten Glazials einher gehen. So lassen sich Schwankungen hervorragend mit der Sauerstoffisotopenkurve aus dem GISP II Eiskern Grönlands (Grootes & Stuiver, 1997) parallelisieren (Abb. 5-48). Hierbei sind z.B. die vergleichsweise warmen Interstadiale durch das Auftreten von Denitrifikation gekennzeichnet, während die kälteren Stadiale Zeiten einer fehlenden oder zumindest geringeren Denitrifikation sind. Die Berücksichtigung von Produktivitäts- und paläoklimatologischen Indikatoren (z.B. Sirocko et al. 1993) zeigt dabei enge Verbindungen zwischen Denitrifikation und Monsunintensität auf. So sind Zeiten eines dominierenden SW-Monsun (= Auftrieb) und eine starke Denitrifikation meist mit einer hoher Exportproduktivität verbunden, was für einen erhöhten Sauerstoffverbrauch als Ursache der Sauerstoffminimumzone spricht (vgl. Altabet et al. 1995).

Neben der prinzipiellen Erfassung der möglichen Variabilität ergibt sich die Bedeutung der Variationen des Stickstoffkreislaufes im Arabischen Meer für das Verständnis globaler Stoffkreisläufe aus der Betrachtung von potentiellen Rückkopplungsmechanismen. Rezent sind etwa 20 bis 30% der globalen N_2O -Emissionen ozeanischen Ursprungs (Nevison et al. 1995). Eine wesentliche ozeanische Quelle sind hochproduktive Auftriebsregionen mit einer ausgeprägten Sauerstoffminimumzone, wo die Wechselwirkung zwischen Nitrifikation und Denitrifikation zur Bildung von N_2O beiträgt (Naqvi et al. 1998). Das Arabische Meer ist neben dem östlichen tropischen Pazifik das einzige Meeresgebiet, in dem eine derartige Kombination auftritt (z.B. Codispoti et al. 1992). Kürzlich veröffentlichte Daten über N_2O -Konzentrationen in Eiskernen (Flückiger et al. 1999) zeigen jetzt, dass die Schwankungen im atmosphärischen Gehalt dieses Treibhausgases etwa parallel denen der Denitrifikation im Arabischen Meer verlaufen und dass dortige Veränderungen im Stickstoffkreislauf einen signifikanten Anteil an den beobachteten Schwankungen haben könnten. Denitrifikation ist überdies die wichtigste Senke für bioverfügbaren Stickstoff im Ozean (Codispoti 1989). Schwankungen ihrer Intensität während der Glazial/Interglazial-Zyklen wurden für Veränderungen im globalen ozeanischen Nitratreservoir und damit in der Produktivität sowie in der Effektivität der Biologischen Pumpe verantwortlich gemacht (McElroy 1983). Eine schwächere oder fehlende Denitrifikation im Arabischen Meer während der Glaziale könnte daher den Kohlenstofftransfer in die Tiefsee intensiviert und so zu den beobachteten geringeren CO_2 -Konzentrationen in der Atmosphäre beigetragen haben (Altabet et al. 1995). Die Untersuchungen im Rahmen von JGOFS-Indik deuten jedoch an, dass die während der Interstadiale immer wieder einsetzende Denitrifikation im Arabischen Meer die Effektivität dieses positiven Rückkopplungsmechanismus erheblich verringert haben dürfte.

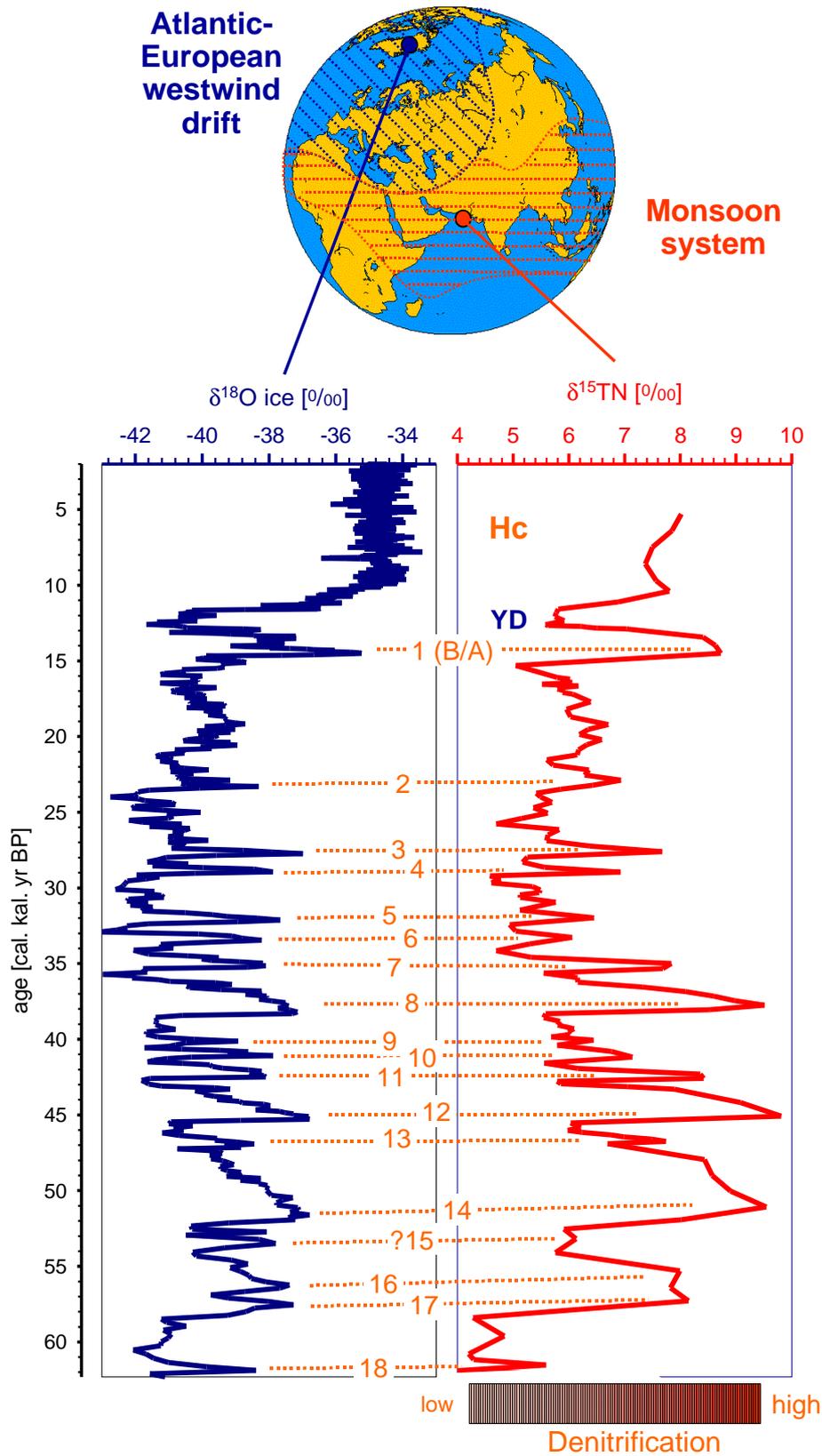


Abb. 5-48: Die Stickstoffisotopenkurve ($\delta^{15}\text{N}$) des Kerns SO90-111KL aus dem nordöstlichen Arabischen Meer (pakistanischer Kontinentalhang) im Vergleich zur $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve eines Eiskerns (GISP2) vom Grönländischen Eisschild (Grootes & Stuiver 1997). Hc = Holozän; YD = Jüngere Dryas; die Verbindungslinie zwischen den beiden Kurven kennzeichnet die Interstadiale (IS) 1- 18; B/A = Bølling/Allerød. Quelle: A. Suthof.

6 DATENMANAGEMENT

6.1 Datenbestand

Die Zahl der abgegebenen Daten hat sich in der Projektphase 1999/2000 stark erhöht. Allein zwischen Januar und Dezember 2000 stieg das Datenvolumen um 128%. Neue Daten wurden entweder vom Datenmanager bei dem entsprechenden Wissenschaftler angefordert oder sie wurden von diesen direkt abgeliefert. Tab. 6-2 zeigt eine Übersicht, wie sich der aktuelle Datenbestand auf die verschiedenen Datentypen verteilt.

Tab. 6-1: Datenbestandsentwicklung. Quelle: J. Herrmann.

Stand	Zahl der Dateien	Datenvolumen
Januar 2000	3331	295,9 MB
Dezember 2000	4348	676,8 MB

Tab. 6-2: Aufteilung der abgegebenen Daten in Datentypen am Ende des Projektzeitraumes. Quelle: J. Herrmann.

Datentyp	Zahl der Dateien	Prozentuale Verteilung	Datenvolumen in MB	Prozentuale Verteilung
Profile	2842	65,4 %	218,6	32,3%
Zeitreihen	541	12,4%	21,2	62,2%
Diskrete Probandaten (Schöpfer, Pumpen)	664	15,3%	3,8	5,0%
Netzfänge	27	0,6%	1,0	0,1%
Kalibrierungsdaten	174	4,0%	0,03	
Infos, Metadaten	100	2,3%	2,1	0,3%
SUMME	4348		676,7	

Die abgelieferten Daten werden nach und nach in ein relationales Datenbankmodell auf Basis von MS Access 2000 überführt, wobei die Datendateien und die Abfragemasken getrennt voneinander verwaltet werden. Abb. 6-1 zeigt einige wesentliche Elemente des Datenbankmodells. Diese aufgearbeiteten Daten, bei denen der einzelne Messwert mit seinen zur Verfügung stehenden Metainformationen verknüpft ist, ist die Grundlage für das Webangebot des Datenmanagement und die Langzeitarchivierung der gesammelten Daten. Im Juni 2000 wurde eine neu gestaltete Webseite (Abb. 6-2) des deutschen JGOFS-Datenmanagements freigeschaltet. Sie ist unter <http://www.ifm.uni-kiel.de/jgofs/dm/> zu finden. Der Zugriff auf das Webangebot hat sich auf durchschnittlich 100 Zugriffe pro Monat erhöht.

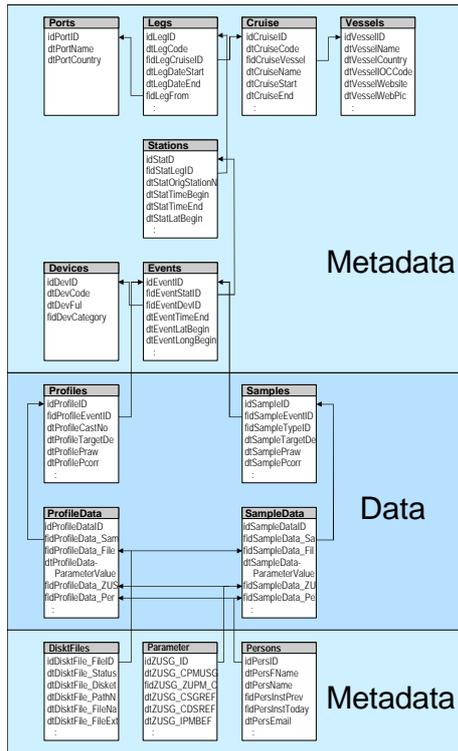


Abb. 6-1: Ausschnitt aus dem verwendeten relationalen Datenbankmodell. . Quelle: J. Herrmann.

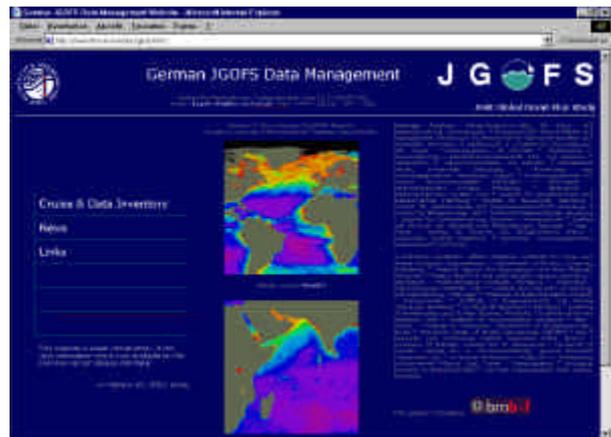


Abb. 6-2: Homepage des deutschen JGOFS-Datenmanagements

6.2 Datenanfragen/-weitergabe

Anfang 1999 konnte eine CD-ROM mit CTD-, XBT- und SeaSoar-Daten der Prozessstudie in der Arabische See an das International Project Office (IPO) in Bergen übergeben werden (Abb. 6-3).

Im Jahre 2000 wurden zahlreiche direkte Datenanfragen aus Deutschland, Großbritannien, USA, Indien und Norwegen bearbeitet. Zusätzlich standen im (noch) beschränktem Umfange Daten zum direkten Download von der Webseite des deutschen JGOFS-Datenmanagements zur Verfügung.

Im Rahmen eines im Juni 2000 in Kiel durchgeführten Workshop des Data Manager Task Teams (DMTT) wurden unter anderem Beschlüsse für ein gemeinsames Datenformat (CSV) gefasst und die zukünftige Produktion einer internationalen Datensammlung auf CD-ROM vereinbart.

Während des internationalen JGOFS-Workshop im September 2000 in Bremen wurde darüber hinaus diskutiert, wie der JGOFS-Datenbestand in die Pangaea-Datenbank (AWI-Bremerhaven, Uni Bremen) bzw. in das geplante „World Data Center“ am MARUM integriert werden kann.



Abb. 6-3: Internationale JGOFS Daten-CD-ROM.

7 AUSBLICK

Die Ergebnisse des Berichtszeitraumes zeigen, dass die Flüsse des Kohlenstoffs und besonders des Stickstoffs im Arabischen Meer bis 10 mal höher sind, als gemäß der Fläche des Arabischen Meeres zu erwarten wäre. Von besonderer Bedeutung für die globale CO₂-Aufnahmekapazität des Ozeans ist nach bisherigen Erkenntnissen dabei die Kopplung zwischen dem Kohlenstoff- und dem Stickstoffkreislauf vor allem im Zusammenhang mit der Denitrifikation. Aus diesem Grund konzentrieren sich alle weiteren Arbeiten im Verbund auf relevante Teilfragen. Ihre Beantwortung soll es ermöglichen, den Zusammenhang zwischen globalen Klimavariationen, Monsunstärke und der Effektivität der Biologischen Pumpe möglichst präzise zu modellieren. Im einzelnen wurden folgende wesentliche Ziele definiert:

- I. Einbindung der bisherigen Ergebnisse zum Kohlenstofftransport und zur Umsetzung assoziierter Elemente aus den Prozessstudien und eindimensionalen (1D-) Modellen in dreidimensionale (3D-) Modelle;
- II. Prüfung und Verbesserung der 3D-Modelle durch den Vergleich mit Klimatologien, die aus *in situ*- und Fernerkundungsdaten zusammengestellt werden sollen, sowie durch den Vergleich von Modellsimulationen (Sensitivitätsstudien) mit der Rekonstruktion der Monsunvariabilität in der jüngeren geologischen Vergangenheit;
- III. Ausbau der 3D-Modelle durch die Implementierung verbesserter und erweiterter Module zu den Aspekten Stickstoffkreislauf, Staubeintrag, Partikelaggregation und Remineralisation.

Aus diesen Zielsetzungen ergibt sich die Struktur der zukünftigen Forschung im Verbundprojekt sowie die Ablaufplanung, die sich in drei Phasen einteilen lässt:

- 1) Neben der Einbindung bisheriger Ergebnisse in die 3D-Modelle werden vier Module mit unterschiedlicher Zielsetzung erstellt, die anschließend auch in die Modelle implementiert werden können:

a) Modul: Stickstoff

Durch Zusammenarbeit mehrerer Teilprojekte soll ein 1D-Modell des Stickstoffkreislaufes erstellt werden, das die Besonderheiten des Arabischen Meeres (Sauerstoffminimum und Denitrifikation) vollständig erfasst und die bisherigen Ergebnisse einbezieht.

b) Modul: Staub

Die verfügbaren Daten über den Staubeintrag und die damit verbundenen Einträge von Spurenelementen werden assimiliert. Die Bedeutung des Staubeintrages wird dann anhand von 1D-Modellen untersucht.

c) Modul: Remineralisation

Hierbei geht es zunächst um die Auflösung der Diskrepanz zwischen den biogeochemischen Stoffflüssen und dem biologischen Kohlenstoffbedarf. Zusätzlich soll eine quantitative, modellierbare Beschreibung der Remineralisation des organischen Materials in der Wassersäule erstellt werden.

d) Modul: Aggregation

In diesem Modul geht es um die Verbesserung des 1D-Aggregationsmodells unter Berücksichtigung der Module *Remineralisation* und *Staub* mit dem Ziel ein realistischeres Partikelflusschema in den 3D-Modellen zu erreichen.

- 2) Implementierung der 1D- in die 3D-Modelle. Die verbesserten 3D-Modellergebnisse sollen dann anhand der Klimatologien überprüft werden.
- 3) Sensitivitätsstudien der 3D-Modelle sollen in dieser Phase Hinweise auf mögliche Variationen der Effizienz der Biologischen Pumpe unter veränderten Klimabedingungen liefern. Die Plausibilität dieser Ergebnisse wird anhand des Paläorekords überprüft. Zusätzlich sollen die Experimente mit zwischenjährlich variierenden meteorologischen Antrieben mittels der Fernerkundung getestet werden.

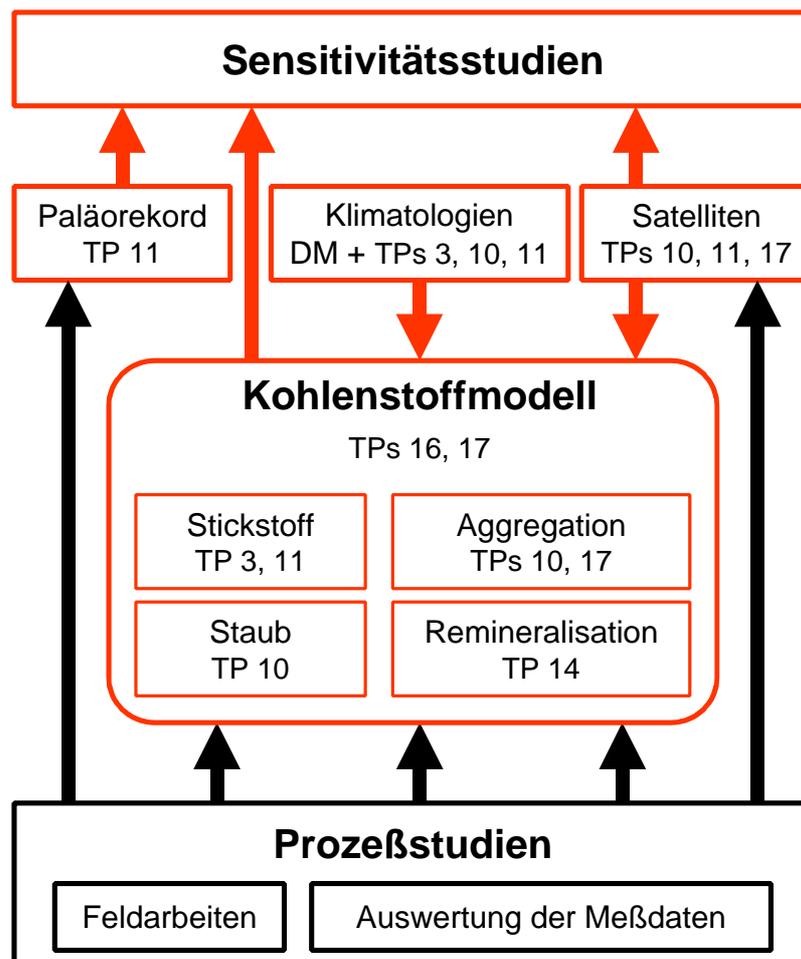


Abb. 7-1: Struktur der zukünftigen Forschung im Verbundprojekt JGOFS-Indik. Die roten Umrandungen kennzeichnen die zukünftigen Schwerpunkte. TP = Teilprojekt, DM = Datenmanagement.

Über die zukünftige wissenschaftliche Zielsetzung hinaus, sollen die Erfahrungen aus JGOFS einen Beitrag zur Entwicklung von Strategien für zukünftige Beobachtungsprogramme wie das *Global Ocean Observing System* (GOOS) leisten. Die bisherigen Ergebnisse erlauben zudem eine verbesserte Kalibrierung von Daten aus Satellitenbeobachtungen. Hierdurch wird eine verbesserte zeitliche und räumliche Überwachung vieler wichtiger ozeanographischer und biogeochemischer Parameter ermöglicht. Außerdem zwingt der wachsende Bevölkerungsdruck besonders in den tropischen Küstenregionen Asiens und Afrikas zu einem sorgsamem Umgang mit den marinen Ressourcen und damit zu einem

immer aufwendigeren Küstenmanagement. Die im Rahmen von JGOFS entwickelten Beobachtungsstrategien könnten hier zu *Marine Technology Packages* ausgebaut werden, die Basisdaten für ein erfolgreiches Küstenmanagement liefern.

Die in diesem Vorhaben entwickelten Modelle werden mit globalen Modellen verbunden, da nur mit deren Hilfe die Reaktion des Klimas auf die anthropogene Erhöhung des CO₂-Gehalts der Atmosphäre vorhergesagt werden kann. Die Zusammenführung der Modelle wird im Rahmen des IGBP-Kernprojektes *Global Analyses, Interpretation and Modeling* (GAIM) angestrebt. Darüber hinaus ist die Einbindung der regionalen 3D-Modelle durch die Beteiligung des Max-Planck-Instituts für Meteorologie in Hamburg sicher gestellt, da dort vor allem an der Verbesserung international renommierter Modelle zur Klimavorhersage gearbeitet wird. Klimamodelle sind die einzigen Instrumente, mit denen Klimavorhersagen gemacht werden können. Die Bundesrepublik Deutschland hat sich mit der Ratifizierung der Agenda 21 verpflichtet, eine Klimapolitik zur Stabilisierung von Treibhausgasen in der Atmosphäre zu betreiben. Eine Verbesserung der Klimavorhersagen ist eine wichtige Hilfe, um geforderte politische Maßnahmen in volkswirtschaftlichen Nutzen umzusetzen.

8 LITERATUR

- Altabet, M.A., D.W. Murray & W.L. Prell, 1999: Climatically linked oscillations in Arabian Sea denitrification over the past 1 m.y.: Implications for the marine N cycle. *Paleoceanography*, 14: 732-743.
- Altabet, M.A., R. Francois, D.W. Murray & W.L. Prell, 1995: Climate-related variations in denitrification in the Arabian Sea from sediment 15N/14N ratios. *Nature*, 373: 506-509.
- Anderson, L.A. & J.L. Sarmiento, 1994: Redfield ratios of remineralization determined by nutrient data analysis. *Global Biogeochem. Cycles*, 8: 65-80.
- Andruleit, H.A., U. von Rad, A. Bruns & V. Ittekkot, 2000: Coccolithophore fluxes from sediment traps in the northeastern Arabian Sea off Pakistan. *Mar. Micropal.*, 38: 285-308.
- Antoine, D., J.-M. Andre & A. Morel, 1996: Oceanic primary production 2. Estimation at global scale from satellite (coastal zone color scanner) chlorophyll. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 10: 57-69.
- Azam, F., G.F. Steward, D.C. Smith & H.W. Ducklow, 1994: Significance of bacteria in carbon fluxes in the Arabian Sea. In: Lal, D. (Hrsg.) - *Biogeochemistry of the Arabian Sea*. Indian Acad. Sci., Proc. Earth Planet. Sci., 103: 243-253.
- Baars, M., 1994: Netherlands Indian Ocean Programme. Monsoons and Pelagic Systems. Cruise Reports, vol 1. National Museum of Natural History, Leiden, 143 S.
- Bacon, M.P., C.-A. Huh, A.P. Fleer & W.G. Deuser, 1985: Seasonality in the flux of natural radionuclides and plutonium in the deep Sargasso Sea. *Deep-Sea Res.*, 32: 273-286.
- Bange, H.W., S. Rapsomanikis & M.O. Andreae, 2001: Nitrous oxide cycling in the Arabian Sea. *J. Geophys. Res.*, 106: 1053-1066.
- Bange, H.W., T. Rixen, A.M. Johansen, R.L. Siefert, R. Ramesh, V. Ittekkot, M.R. Hoffmann & M.O. Andreae, 2000: A revised nitrogen budget for the Arabian Sea. *Global Biogeochem. Cycles*, 14: 1283-1298.
- Bange, H.W., S. Rapsomanikis & M.O. Andreae, 1996: Nitrous oxide emissions from the Arabian Sea. *Geophys. Res. Lett.*, 23: 3175-3178.
- Banse, K., 1994: Uptake of inorganic carbon and nitrate by marine plankton and the Redfield ratio. *Global Biogeochem. Cycles*, 8: 81-84.
- Banse, K. & C.R. McClain, 1986: Winter blooms of phytoplankton as observed by the Coastal Zone Color Scanner. *Mar. Ecol. Progr. Ser.*, 34: 201-211.
- Barth, H., 1999: Substanzspezifische Analyse spektraler Attenuationskoeffizienten und ihr Einfluß auf das Strahlungsfeld im Meer. Diss., Univ. Oldenburg, 136 S.
- Behrenfeld, M.J. & P.G. Falkowski, 1997: Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentrations. *Limnol. Oceanogr.*, 42: 1-20.
- Betzer, P.R., W.J. Showers, E.A. Laws, C.D. Winn, G.R. DiTullio & P.M. Kroopnick, 1984: Primary Productivity and particle fluxes on a transect of the equator at 153°W in the Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.*, 31: 1-11.
- Brandes, J.A., A.H. Devol, T. Yoshinari, D.A. Jayakumar & S.W.A. Naqvi, 1998: Isotopic composition of nitrate in the central Arabian Sea and eastern tropical North Pacific: A tracer for mixing and nitrogen cycles. *Limnol. Oceanogr.*, 43: 1680-1689.
- Brock, J.C. & C.R. McClain, 1992: Interannual variability in phytoplankton blooms observed in the northwestern Arabian Sea during the southwest monsoon. *J. Geophys. Res.*, 97: 733-750.
- Broerse, A.T.C., G.-J.A. Brummer & J.E. van Hinte, 2000: Coccolithophore export production in response to monsoonal upwelling off Somalia (northwestern Indian Ocean). *Deep-Sea Res. II*, 47: 2179-2205.
- Buesseler, K.O., 1991: Do upper ocean sediment traps provide an accurate record of the particle flux? *Nature*, 353: 420-423.

- Burkill, P.H., R.J.A. Leakey, N.J.P. Owens & R.F.C. Mantoura, 1993: *Synechococcus* and its importance to the microbial foodweb of the northwestern Indian Ocean. *Deep-Sea Res. II*, 40: 773-782.
- Campbell, L., M.R. Landry, J. Constantino, H.A. Nolla, S.L. Brown, H. Liu, D.A. Caron, 1998: Response of microbial community structure to environmental forcing in the Arabian Sea. *Deep-Sea Res. II*, 45: 2301-2325.
- Codispoti, L.A., 1989: Phosphorous vs. nitrogen limitation of new and export production. In: W.H. Berger, V.S. Smetacek & G. Wefer (Hrsg.) - *Productivity of the Ocean: Present and Past*. Wiley & Sons, S. 377-394.
- Conkright, M.S., T.D. O'Brien, S. Levitus, T.P. Boyer, C. Stephens & J.I. Antonov, 1998: NOAA Atlas NESDIS 38, World Ocean Atlas 1998, vol. 12: Nutrients and chlorophyll of the Indian Ocean. Tech. Rep., NODC.
- De Angelis, M.A. & C. Lee, 1994: Methane production during zooplankton grazing on marine phytoplankton. *Limnol. Oceanogr.*, 39: 1298-1308.
- Droop, M.R., 1973: Some thoughts on nutrient limitation on algae. *J. Phycol.*, 9: 264-272.
- Droop, M.R., 1974: The nutrient status of algal cells in continuous culture. *J. Mar. Biol. Assoc. U.K.*, 54: 825-855.
- Ducklow, H.W., 1993: Bacterioplankton distributions and production in the northwestern Indian Ocean and Gulf of Oman, September 1986. *Deep-Sea Res.*, 40: 753-771.
- Dugdale, R.C. & F.P. Wilkerson, 1998: Silicate regulation of new production in equatorial Pacific upwelling. *Nature*, 39: 270-273.
- Evans, G.T., 1999: The role of local models and data sets in the Joint Global Ocean Flux Study. *Deep-Sea Res.*, 46: 1369-1389.
- Ewald, S., 1998: Satellitengestützte Abschätzung der Einflüsse von kühler Haut und Schaumbedeckung des Ozeans auf den globalen CO₂-Fluß zwischen Ozean und Atmosphäre. Unveröff. Diss. Univ. Hamburg, 101 S.
- Fabian, H., R. Koppelman & H. Weikert, einger.: Zooplankton composition at two deep station in the open Arabian Sea. *Deep-Sea Res. II*.
- Findlater, J., 1966: Cross equatorial jet stream at low level over Kenya. *Meteorol. Mag.*, 95: 353-364.
- Flückiger, J., A. Dällenbach, T. Blunier, B. Stauffer, T.F. Stocker, D. Raynaud & J.-M. Barnola, 1999: Variations in atmospheric N₂O concentration during abrupt climatic changes. *Science*, 285: 227-230.
- Gardener, W.D., 1996: Sediment trap technology and sampling in surface waters. Report Texas A&M University, College Station.
- Garrison, D.L., M.M. Gowing, M.P. Hughes, L. Campbell, D.A. Caron, M.R. Dennett, A. Shalapyonok, R.J. Olson, M.R. Landry, S.L. Brown, H.-B. Liu, F. Azam, G.F. Steward, W.H. Ducklow & D.C. Smith, 2000: Microbial food web structure in the Arabian Sea: a US JGOFS study. *Deep-Sea Res.*, 47: 1387-1422.
- Garrison, D.L., M.M. Gowing & M.P. Hughes, 1998: Nano- and microplankton assemblages in the northern Arabian Sea during the Southwest Monsoon, August-September 1995. A US-JGOFS study. *Deep-Sea Res. II*, 45: 2269-2299.
- George, M.D., M. Dileep Kumar, S.W.A. Naqvi, S. Banerjee, P.V. Narekar, S.N. de Sousa, & D.A. Jayakumar, 1994: A study of the carbon dioxide system in the northern Indian Ocean during premonsoon. *Mar. Chem.*, 47: 243-254.
- Giraudeau, J. & G.W. Bailey, 1995: Spatial dynamics of coccolithophore communities during an upwelling event in the Southern Benguela system. *Cont. Shelf Res.*, 15: 1825-1852.
- Goyet, C., F.J. Millero, D.W. O'Sullivan, G. Eiseid, S.J. McCue & R.G.J. Bellerby, 1998: Temporal variations of pCO₂ in surface seawater of the Arabian Sea in 1995. *Deep-Sea Res.*, 45: 609-623.
- Grootes, P.M. & M. Stuiver, 1997: Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10⁻³ to 10⁻⁵-year time resolution. *J. Geophys. Res.*, 102: 26,2455-26,470.

- Haake, B., V. Ittekkot, T. Rixen, V. Ramaswamy, R.R. Nair & W.B. Curry, 1993: Seasonality and interannual variability of particle fluxes to the deep Arabian Sea. *Deep-Sea Res.*, 40: 1323-1344.
- Haake, B., V. Ittekkot, V. Ramaswamy, R.R. Nair & S. Honjo, 1992: Fluxes of amino acids and hexosamines to deep Arabian Sea. *Mar. Chem.*, 40: 291-314.
- Henrichs, S.M., 1992: Early diagenesis of organic matter in marine sediments: progress and perplexity. *Mar. Chem.*, 39: 119-149.
- Honjo, S., J. Dymond, W. Prell & V. Ittekkot, 1999: Monsoon-controlled export fluxes to the interior of the Arabian Sea. *Deep-Sea Res. II*, 46: 1859-1902.
- Hoppe, H.-G. & S. Ullrich, einger.: Mismatch between bacterial C-demand and C-supply by settling and suspended POM: Evidence from the deep Arabian Sea. *Deep-Sea Res. II*.
- Hoppe, H.-G. & S. Ullrich, 1999: Profiles of ectoenzymes in the Indian Ocean: Phenomena of phosphatase activity in the mesopelagic zone. *Aquat. Microb. Ecol.*, 19: 139-148.
- Hoppe, H.-G. & S. Ullrich, 1998: Strong increase of phosphatase activity in the mesopelagic zone of the Indian Ocean. *EOS Trans. AGU Ocean Sciences Meet. Suppl.*, 79: OS68.
- Houghton, J.T., L.G. Meira Filho, B.A. Callender, N. Harris, A. Kattenberg & M. Maskell (Hrsg.), 1996: *Climate Change 1995: The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Summary for Policy Makers.* Cambridge Univ. Press, Cambridge and New York, S. 3-7.
- Houghton, S.D. & M.V.S. Gupta, 1991: Monsoonal and fertility controls on recent marginal sea and continental shelf coccolith assemblages from the western Pacific and northern Indian Oceans. *Mar. Geol.*, 97: 251-259.
- Hupe A. & J. Karstensen, 2000: Redfield stoichiometry in Arabian Sea subsurface waters. *Global Biogeochem. Cycles*, 14: 357-372.
- IPCC, 2001: IPCC, Third Assessment Report: WG I "Climate Change 2001: The Scientific Basis", 20 S. (<http://www.ipcc.ch/pub/spm22-01.pdf>).
- IPCC, 2001: IPCC, Third Assessment Report: WG II "Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability", 18 S. (<http://www.ipcc.ch/pub/wg2SPMfinal.pdf>)
- Ivanova, E.M., S.M.-H. Conan, F.J.C. Peeters, & S.R. Troelstra, 1998: Living *Neogloboquadrina pachyderma* sin and its distribution in the sediments from Oman and Somalia upwelling areas. *Mar. Micropal.*, 36: 91-107.
- Jackson, G. A., 1990: A model of the formation of marine algal flocs by physical coagulation processes. *Deep-Sea Res.*, 37: 1197-1211.
- Jahnke, R.A., 1996: The global ocean flux of particulate organic carbon: Areal distribution and magnitude. *Global Biogeochem. Cycles*, 10: 71-88.
- Jochem, F.J., F. Pollehne & B. Zeitzschel, 1993: Productivity regime and phytoplankton size structure in the Arabian Sea. *Deep-Sea Res. II*, 40: 711-735.
- Jones, R.D., 1991: Carbon monoxide and methane distribution and consumption in the photic zone of the Sargasso Sea. *Deep-Sea Res.*, 38: 625-635.
- Jumars, P.A., L.P. Deborah, J.A. Baross, M.J. Perry & B.W. Frost, 1989: Closing the microbial loop: dissolved carbon pathway to heterotrophic bacteria from incomplete ingestion, digestion and absorption in animals. *Deep-Sea Res.*, 36: 483-495.
- Karl, D.M. & B.D. Tilbrook, 1994: Production and transport of methane in oceanic particulate organic matter. *Nature*, 368: 732-734.
- Karrasch, B. & H.-G. Hoppe, 1991: Vertical distribution and activity of bacteria in the central Arabian Sea. *Kieler Meeresf. Sonderh.*, 8: 74-80.
- Karstensen, J., 1999: Über die Ventilation der Thermokline des Indischen Ozeans. *Diss. Univ. Hamburg*, 96 S.
- Karstensen, J. & M. Tomczak, 1998: Age determination of mixed water masses using CFC and oxygen data. *J. Geophys. Res.*, 103: 18599-18610.
- Kawamiya, M., einger.: Mechanism of offshore nutrient supply in the western Arabian Sea. *J. Mar. Res.*

- Kawamiya, M. & A. Oschlies, *einger.*: An ecosystem model for the Arabian Sea embedded in a primitive-equation circulation model with an eddy-permitting resolution, 1. Comparison with observations. *Deep-Sea Res. II*.
- Kiefer, A., 1999: Reaktionen planktischer Foraminiferen auf trophische Unterschiede in der produktiven Zone des Arabischen Meeres (JGOFS). Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Tübingen, 44 S., I-XXIV.
- Kiefer, D.A. & J.N. Kremer, 1981: Origins of vertical patterns of phytoplankton and nutrients in the temperate, open ocean: a stratigraphic hypothesis. *Deep-Sea Res.*, 28: 1087-1105.
- Kirchman, D.L., J.H. Rich & R.T. Barber, 1995: Biomass and biomass production of heterotrophic bacteria along 140°W in the equatorial Pacific: Effect of temperature on the microbial loop. *Deep-Sea Res.*, 42: 603-619.
- Koppelman, R., H. Fabian & H. Weikert, *einger.*: Temporal variability of deep-sea zooplankton in the Arabian Sea. *Deep-Sea Res. II*.
- Koppelman, R., P. Schäfer & R. Schiebel, 2000: Organic carbon losses measured by heterotrophic activity of mesozooplankton and CaCO₃ flux in the bathypelagic zone of the Arabian Sea. *Deep-Sea Res. II*, 47: 2653-2672.
- Koppelman, R. & H. Weikert, 1999: Temporal changes of deep-sea mesozooplankton abundance in the temperate NE Atlantic and estimates of the carbon budget. *Mar. Ecol. Progr. Ser.*, 179: 27-40.
- Koppelman, R. & H. Weikert, 1997: Deep-Arabian Sea mesozooplankton distribution. Intermonsoon, October 1995. *Mar. Biol.*, 129: 549-560.
- Körtzinger, A., L. Mintrop & J.C. Duinker, 1997: Strong CO₂ emissions from the Arabian Sea during the South-West Monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, 24: 1763-1766.
- Kriest, I., *einger.*: Three vertically resolved models for the Arabian Sea and their correspondence with observations. *Deep-Sea Res. II*.
- Kriest, I. & G.T. Evans, 1999: Representing phytoplankton aggregates in biogeochemical models. *Deep-Sea Res.*, 46: 1841-1859.
- Kumar, M.D., V.V.S.S. Sarma, N. Ramaiah, M. Gauns & S.N. de Sousa, 1998: Biogeochemical significance of transparent exopolymer particles in the Indian Ocean. *Geoph. Res. Lett.*, 25: 81-84.
- Lal, S. & P.K. Patra, 1998: Variabilities in the fluxes and annual emissions of nitrous oxide from the Arabian Sea. *Global Biogeochem. Cycles*, 12: 321-327.
- Latasa, M. & R.R. Bidigare, 1998: A comparison of phytoplankton populations of the Arabian Sea during the Spring Intermonsoon and Southwest Monsoon of 1995 as described by HPLC-analyzed pigments. *Deep-Sea Res. II*, 45: 2133-2170.
- Law, C.S. & N.J.P. Owens, 1990: Significant flux of atmospheric nitrous oxide from the northwest Indian Ocean. *Nature*, 346: 826-828.
- Ledley, T.S., T.E. Sundquist, S.E. Schwarz, D.K. Hall, J.D. Fellows & T.L. Killeen, 1999: Climate change and greenhouse gases. *EOS*, 80: 39.
- Lee, C., D.W. Murray, R.T. Barber, K.O. Buesseler, J. Dymond, J.I. Hedges, S. Honjo, S.J. Manganini, J. Marra, C. Moser, M.L. Peterson, W.L. Prell & S.G. Wakeham, 1998: Particulate organic carbon fluxes: compilation of results from the 1995 US JGOFS Arabian Sea Process Study. *Deep-Sea Res. II*, 45: 2489-2501.
- Legler, D.M., I.M. Navon & J.J. O'Brien, 1989: Objective analysis of pseudowindstress over the Indian Ocean using a direct minimization approach. *Mon. Weather Rev.*, 117: 709-720.
- Lendt, R., 2000: Reaktionen des oberflächennahen marinen Karbonatsystems im nordwestlichen Arabischen Meer auf den Südwest-Monsun. Unveröff. Diss., Univ. Hamburg, 103 S.
- Levitus S. & T.P. Boyer., 1994: World Ocean Atlas 1994. Vol. 4: Temperature, NOAA Atlas NESDIS, 4, 117 S.
- Liss, P.S. & L. Merlivat, 1986: Air-sea gas exchange rates: Introduction and synthesis. In: Buat-Ménard, P. (Hrsg.) - The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling. D. Reidel Publishing Company, Norwell, MA, S. 113-127.

- Longhurst, A.R. & W.G. Harrison, 1989: The biological pump: Profiles of plankton production and consumption in the upper ocean. *Progr. Oceanogr.*, 22: 47-123.
- Madhupratap, M., S. Prasanna Kumar, P.M. A. Bhattathiri, M. Dileep Kumar, S. Raghukumar, K.K.C. Nair & N. Ramaiah, 1996: Mechanism of the biological response to winter cooling in the northeastern Arabian Sea. *Nature*, 384: 549-552.
- Maier-Reimer, E., einger.: Nutrient supply to the Arabian Sea – a model study. *Deep-Sea Res. II*.
- Mantoura, R.F.C., C.S. Law, N.J.P. Owens, P.H. Burkill, E.M.S. Woodward, R.J.M. Howland & C.A. Llewellyn, 1993: Nitrogen biogeochemical cycling in the northwestern Indian Ocean. *Deep-Sea Res. II*, 40: 651-671.
- Martin, J.H., G.A. Knauer, D.M. Karl & W.W. Broenkow, 1987: VERTEX: carbon cycling in the northeast Pacific. *Deep-Sea Res.*, 34: 267-286.
- Mauchline, J., 1998: The biology of calanoid copepods. *Adv. Mar. Biol.*, 33: 1-710.
- Mauchline, J., 1972: The biology of bathypelagic organisms, especially Crustacea. *Deep-Sea Res.*, 19: 753-780.
- McCarthy J.J., C. Garside & J.L. Nevins, 1999: Nitrogen dynamics during the Arabian Sea Northeast Monsoon. *Deep-Sea Res. II*, 46: 1623-1664.
- McElroy, M.B., 1983: Marine biological controls on atmospheric CO₂ and climate. *Nature*, 302: 328-329.
- Mitchell-Innes, B.A. & A. Winter, 1987: Coccolithophores: a major phytoplankton component in mature upwelled waters off the Cape Peninsula, South Africa in March, 1983. *Mar. Biol.*, 95: 25-30.
- Naidu, P.D. & B.A. Malmgren, 1996: Relationship between late Quaternary upwelling history and coiling properties of *Neogloboquadrina pachyderma* and *Globigerina bulloides* in the Arabian Sea. *J. Foram. Res.*, 26: 64-70.
- Nair, R.R., V. Ittekkot, S.J. Manganini, V. Ramaswamy, B. Haake, E.T. Degens, B.N. Desai & S. Honjo, 1989: Increased particle flux to the deep ocean related to monsoons. *Nature*, 338: 749-751.
- Naqvi, S.W.A., 1994: Denitrification processes in the Arabian Sea. In: Lal, D. (Hrsg.) - Biogeochemistry of the Arabian Sea. *Indian Acad. Sci., Proc. Earth Planet. Sci.*, 103: 181-202.
- Naqvi, S.W.A., T. Yoshinari, D.A. Jayakumar, M.A. Altabet, P.V. Narvekar, A.H. Devol, J.A. Brandes & L.A. Codispoti, 1998: Budgetary and biogeochemical implications of N₂O isotope signatures in the Arabian Sea. *Nature*, 394: 462-464.
- Naqvi, S.W.A., M.D. Kumar, P.V. Narvekar, S.N. DeSousa, M.D. George & C. D'Silva, 1993: An intermediate nepheloid layer associated with high microbial metabolic rates and denitrification in the northwest Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, 98: 16469-16479.
- Naqvi, S.W.A. & R.J. Noronha, 1991: Nitrous oxide in the Arabian Sea. *Deep-Sea Res.*, 38: 871-890.
- Nevison, C.D., R.F. Weiss & D.J. Erickson III, 1995: Global oceanic emissions of nitrous oxide. *J. Geophys. Res.*, 100: 15,809-15,820.
- Nightingale, P., G. Malin, C.S. Law, A.J. Watson, P.S. Liss, M.I. Liddicoat, J. Boutin & R.C. Upstill-Goddard, 2000: In situ evaluation of air-sea gas exchange parameterizations using novel conservative and volatile tracers. *Global Biogeochem. Cycles*, 14: 373-387.
- Olson, D.B., G.L. Hitchcock, R.A. Fine & B.A. Warren, 1993: Maintenance of the low-oxygen layer in the central Arabian Sea. *Deep-Sea Res. II*, 40: 673-685.
- Orr, J.C., E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz, P. Monfray, J.L. Sarmiento, J.R. Toggweiler, N.K. Taylor, J. Palmer, N. Gruber, C.L. Sabine, C. Le Quéré, R.M. Key & J. Boutin, 2001: Estimates of anthropogenic carbon uptake from four three-dimensional global ocean models. *Global Biogeochem. Cycles*, 15: 43-60.
- Oschlies, A., (im Druck): Model-derived estimates of new production: Why higher resolution may imply lower values. *Deep-Sea Res. II*.
- Oschlies, A., & V. Garçon, 1999: An eddy-permitting coupled physical-biological model of the North Atlantic 1. Sensitivity to advection numerics and mixed layer physics. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 13: 135-160.

- Owens, N.J.P., C.S. Law, R.F.C. Mantoura, P.H. Burkill & C.A. Llewellyn, 1991: Methane flux to the atmosphere from the Arabian Sea. *Nature*, 354: 293-296.
- Pace, M.L., G.A. Knauer, D.M. Karl, & J.H. Martin, 1987: Primary production, new production and vertical flux in the eastern Pacific Ocean. *Nature*, 325: 803-804.
- Pollehne, F., B. Klein & B. Zeitzschel, 1993: Low light adaption and export production in the deep chlorophyll maximum layer in the northern Indian Ocean. *Deep-Sea Res. II*, 40: 737-752.
- Pomroy, A. & I. Joint, 1999: Bacterioplankton activity in the surface waters of the Arabian Sea during and after the 1994 SW monsoon. *Deep-Sea Res. II*, 46: 767-794.
- Qasim, S.Z., 1982: Oceanography of the Northern Arabian Sea. *Deep-Sea Res.*, 29: 1041-1068.
- Ramaiah, N., S. Raghukumar & M. Gauns, 1996: Bacterial abundance and production in the central and eastern Arabian Sea. *Curr. Sci.*, 71: 878-882.
- Redfield, A.C., B.H. Ketchum & F.A. Richards, 1963: The influence of organism on the composition of sea water. In: M.N. Hill (Hrsg.) - *The Sea*. Wiley Interscience, New York: 26-77.
- Reichert, G.J., L.J. Lourens & W.J. Zachariasse, 1998: Temporal variability in the northern Arabian Sea Oxygen Minimum zone (OMZ) during the last 225,000 years. *Paleoceanogr.*, 13: 607-621.
- Rix, N., 1998: Variabilität und Wärmetransport in einem numerischen Modell des Indischen Ozeans. Diss., Univ. Kiel.
- Rixen, T., V. Ittekkot, B. Haake-Gaye & P. Schäfer, einger.: Characteristics of the NE and SW monsoon blooms as indicated by results from long- and short-term sediment trap experiments in the Arabian Sea. *Deep-Sea Res. II*.
- Rixen, T., B. Gaye-Haake & V. Ittekkot, 2000a: Sedimentation in the western Arabian Sea: The role of coastal and open-ocean upwelling. *Deep-Sea Res. II*, 47: 2155-2178.
- Rixen, T., V. Ittekkot, B. Haake-Gaye & P. Schäfer, 2000b: The influence of the SW monsoon on the deep-sea organic carbon cycle in the Holocene. *Deep-Sea Res. II*, 47: 2629-2651.
- Rixen, T., B. Haake, V. Ittekkot, M.V.S. Gupta, R.R. Nair & P. Schlüssel, 1996: Coupling between SW monsoon-related surface and deep ocean processes as discerned from continuous particle flux measurements and correlated satellite data. *J. Geophys. Res.*, 10: 28,569-28,582.
- Rutgers van der Loeff, M.M. & G.W. Berger, 1993: Scavenging of ^{230}Th and ^{231}Pa near the Antarctic Polar Front in the South Atlantic. *Deep-Sea Res.*, 40: 339-357.
- Schäfer, P. & V. Ittekkot, 1995: Isotopic biogeochemistry of nitrogen in the northern Indian Ocean. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, 78: 67-93.
- Schäfer, P. & V. Ittekkot, 1993: Seasonal variability of $\delta^{15}\text{N}$ in settling particles in the Arabian Sea and its palaeochemical significance. *Naturwissenschaften*, 80: 511-513.
- Schiebel, R., 2000: Planktic foraminiferal population dynamics and sedimentation. Unveröff. Habilitationsschrift, Universität Tübingen.
- Schneider, B., K. Nagel, H. Thomas & A. Rebers, 1999: The Baltic Sea CO_2 budget. Abstract Volume, 2nd International Symposium on CO_2 in the Oceans, S. 21-06.
- Scholten, J.C., M.M. Rutgers van der Loeff & A. Michel, 1995: Distribution of ^{230}Th and ^{231}Pa in the water column in relation to the ventilation of the deep Arctic basins. *Deep-Sea Res.*, 42: 1519-1531.
- Schröder, M., H. Barth & R. Reuter, einger.: Impact of Inelastic Scattering on the Underwater Daylight in the Ocean: Model Evaluation and Validation. *Appl. Optics*.
- Schröder, M., 1999: Beiträge durch Fluoreszenz und Raman-Streuung zum Spektrum des Tageslichtes im Ozean. Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Oldenburg, 140 S.
- SCOR, 1992: Joint Global Ocean Implementation Plan. SCOR - Issue, IGBP - Report No. 23.
- SCOR, 1995: The JGOFS Arabian Sea Process Study. JGOFS Report No. 17.
- Sen Gupta, R. & S.W.A. Naqvi, 1984: Chemical oceanography of the Indian Ocean, north of the equator. *Deep-Sea Res.*, 31: 671-705.
- Siegenthaler, U. & J.L. Sarmiento, 1993: Atmospheric carbon dioxide and the ocean. *Nature*, 365: 119-125.

- Signorini, S.R., J.R. Christian, C.R. McClain, C.S. Wong & P.P. Murphy, 2000: Seasonal and Interannual Variability of Phytoplankton, TCO₂ and pCO₂ in the North Pacific (OWS PAPA). EOS, Transactions, American Geophysical Union 80/49.
- Sirocko, F., M. Sarnthein, H. Erlenkeuser, H. Lange, M. Arnold & J.C. Duplessy, 1993: Century-scale events in monsoonal climate over the past 24,000 years. *Nature*, 364: 322-324.
- Sirocko, F. & V. Ittekkot, 1992: Organic carbon accumulation rates in the Holocene and glacial Arabian Sea: implications for O₂-consumption in the deep-sea and atmospheric CO₂ variations. *Clim. Dyn.*, 7: 167-172.
- Somasundar, K., A. Rajendran, M. Dileep Kumar & R. Sen Gupta, 1990: Carbon and nitrogen budgets of the Arabian Sea. *Mar. Chem.*, 30: 363-377.
- Suess, E., 1980: Particulate organic carbon flux in the oceans - surface productivity and oxygen utilization. *Nature*, 288: 260-263.
- Suntharalingam, P. & J.L. Sarmiento, 2000: Factors governing the oceanic nitrous oxide distribution: Simulations with an ocean general circulation model. *Global Biogeochem. Cycles*, 14: 429-454.
- Suthhof, A., T.C. Jennerjahn, T. Rixen, P. Schäfer, J. Tiemann, B. Gaye & V. Ittekkot, 1999: Time-varying fluxes and burial of organic carbon along continental margins in the northeastern Arabian Sea. In: Y. Saito, K. Ikehara & H. Katayama (Hrsg.) - Land Sea Link in Asia "Prof. K.O. Emery Commemorative International Workshop". Geological Survey of Japan, Tsukuba, S. 275-280.
- Swallow, J.C., 1984: Some aspects of the physical oceanography of the Indian Ocean. *Deep-Sea Res.*, 31: 639-650.
- Takahashi, T., R.A. Feely, R.F. Weiss, R.H. Wanninkhof, D.W. Chipman, S.C. Sutherland & T.T. Takahashi, 1997: Global air-sea flux of CO₂: An estimate based on measurements of air-sea pCO₂ difference. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 94: 8292-8299.
- Thomas, H., V. Ittekkot, C. Osterroth, B. Schneider, 1999: Preferential recycling of nutrients - the ocean's way to increase new production and to pass nutrient limitation?. *Limnol. Oceanogr.*, 44: 1999-2004.
- Toggweiler, J.R., 1993: Carbon overconsumption. *Nature*, 363: 210-211.
- Ullrich, S., K. Jeskulke, R. Krehl, H.-G. Hoppe, C. Sellmer & K. v. Bröckel, einger.: Bacterial carbon flow in the Arabian Sea: response to wind forcing. *Microb. Ecol. Prog. Ser.*
- Ullrich, S., R. Krehl & H.-G. Hoppe, 1998: Bacterial carbon flow in a cold water filament off the coast of Oman during the 1997 German JGOFS SW - Monsoon Process Study. EOS Trans. AGU, 79(1), Ocean Science Meet. Suppl., OS 67.
- Upstill-Goddard, R.C., J. Barnes & N.J.P. Owens, 1997: Nitrous oxide and methane during the 1994 SW monsoon in the Arabian Sea/northwestern Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, 104: 30,067-30,084.
- von Bröckel, K., C. Sellmer & I. Kriest, einger.: Silicate limitation in a filament: a typical temporal feature within coastal upwelling systems? *J. Plankton Res.*
- von Rad, U., H. Schulz & SONNE 90 Scientific Party, 1995: Sampling the oxygen minimum zone off Pakistan: Glacial/interglacial variations of anoxia and productivity. *Mar. Geol.*, 125: 9-17.
- Wanninkhof, R., 1992: Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *J. Geophys. Res.*, 97: 7373-7382.
- Wanninkhof, R. & W.R. McGillis, 1999: A cubic relationship between air-sea CO₂ exchange and wind speed. *Geophys. Res. Lett.*, 26 13: 1889-1892.
- Weiss, R.F., F.A. Van Woy & P.K. Salameh, 1992: Surface water and atmospheric carbon dioxide and nitrous oxide observations by shipboard automated gas chromatography: Results from expeditions between 1977 and 1990. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee, USA.
- Weisse, T., 1999: Bacterivory in the northwestern Indian Ocean during the intermonsoon – northeast monsoon period. *Deep-Sea Res. II*, 46: 795-814.
- Wiebinga, C.J., M.J.W. Veldhuis & H.J.W. de Baar, 1997: Abundance and productivity of bacterioplankton in relation to seasonal upwelling in the northwest Indian Ocean. *Deep-Sea Res.*, 44: 451-476.

- Winter, A. & W.G. Siesser, 1994: Coccolithophores. Cambridge University Press, 242 S.
- Wilkerson, F.P. & R.C. Dugdale, 1996: Silicate versus nitrate limitation in the equatorial Pacific estimated from satellite-derived sea-surface temperatures. *Adv. Space Res.*, 18: 81-89.
- Wyrki, K., 1973: Physical oceanography of the Indian Ocean. In: B. Zeitzschel (Hrsg.) - *Ecological studies: analysis and synthesis*, 3. B. Springer, Berlin: 18-36.
- You, Y., 1997: Seasonal variations of thermocline circulation and ventilation in the Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, 102: 10391-10422.
- You, Y. & M. Tomczak, 1993: Thermocline circulation and ventilation in the Indian Ocean derived from water mass analysis. *Deep-Sea Res. II*, 40: 13-56.
- Zeller, U., einger.: Mesozooplankton community structure and grazing impact in the western Arabian Sea during the southwest monsoon. *Deep-Sea Res. II*.
- Zeller, U., 1998: Mesozooplankton grazing und deren Bedeutung für den Kohlenstoffkreislauf in der Arabischen See während des SW-Monsuns. *Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen*, 131, 58. 7. JGOFS-Workshop 3./4. Dezember 1998, Bremen.
- Zeller U. & B. Zeitzschel, 1996: Distribution of mesozooplankton in the Arabian Sea during the SW-Monsoon. *Ocean Sciences Meeting 1996*, EOS, 76: OS12B-17.
- Zeltner, A., U. Treppke, R. Schiebel & C. Hemleben, einger.: Zonation of diatoms, coccolithophores, and planktic foraminifers across an upwelling area in the Arabian Sea. *Deep-Sea Res. II*.

ANHANG I**Liste der Teilprojekte und ihrer Mitarbeiter im BMBF-Verbundprojekt
JGOFS-Indik für die Projektlaufzeit 01.01.1999 - 31.12.2000****Koordination**

Prof. Dr. V. Ittekkot¹⁾
Dr. A. Suthhof¹⁾
Institut f. Biogeochemie und Meereschemie
Universität Hamburg
Bundesstr. 55
20146 Hamburg

¹⁾ Seit 01.04.2000 bzw. 01.03.2001:
Zentrum für Marine Tropenökologie
Fahrenheitstr. 1
28359 Bremen

Tel.: 0421 / 23800-21
Fax: 0421 / 23800-30

E-mail: ittekkot@zmt.uni-bremen.de
andreas.suthhof@zmt.uni-bremen.de

TP 2: Messung und Modellierung bio-optischer Prozesse im Indischen Ozean

Dr. R. Reuter
Dr. H. Barth, Dipl. Umweltwiss. W. Breves
Fachbereich Physik
Carl von Ossietzky Universität Oldenburg
Carl-von-Ossietzky-Str. 9-11
26111 Oldenburg
E-mail: rainer@lasphysik.uni-oldenburg.de

Tel.: 0441 / 798-3522
Fax: 0441 / 798-3201

TP 3: Die biogeochemischen Kreisläufe von Lachgas, Methan und Dimethylsulfid im Indischen Ozean

Prof. Dr. M.O. Andreae²⁾ und Dr. H. Bange³⁾
Max-Planck-Institut für Chemie
Postfach 3060
55020 Mainz
E-Mail: moa@mpch-mainz.mpg.de

Tel.: 06131 / 305-420
Fax: 06131 / 305 487

²⁾ Seit 01.03.2001:
Prof. Dr. V. Ittekkot
Zentrum für Marine Tropenökologie
Fahrenheitstr. 1
28359 Bremen
E-mail: ittekkot@zmt.uni-bremen.de

Tel.: 0421 / 23800-21
Fax: 0421 / 23800-30

³⁾ Seit 01.03.2001:
Dr. H. Bange
Institut für Meereskunde
Universität Kiel
Düsternbrooker Weg 20
24105 Kiel
E-Mail: hbange@ifm.uni-kiel.de

Tel.: 0431 / 600-4204
Fax: 0431 / 600-1515

TP 4: Die Bildung klimarelevanter organischer Spurenstoffe im Arabischen Meer und ihr Austausch mit der Atmosphäre

Dr. W. Michaelis
Dr. R. Seifert, Dipl. Geol. N. Delling
Institut für Biogeochemie und Meereschemie
Universität Hamburg
Bundesstr. 55
20146 Hamburg
E-mail: michaelis@geowiss.uni-hamburg.de

Tel.: 040 / 42838-5001

Fax: 040 / 42838-6347

TP 5: Saisonale Variabilität des CO₂-Systems im Arabischen Meer während des SW-Monsuns und der Intermonsunphasen

Prof. Dr. V. Ittekkot¹⁾
Dr. A. Hupe, Dr. R. Lendt
Institut für Biogeochemie und Meereschemie
Universität Hamburg
Bundesstr. 55
20146 Hamburg

TP 6: Der Stickstoffkreislauf im Arabischen Meer als Antrieb für neue Produktion und Exportfluß von organischem Kohlenstoff

Prof. Dr. B. v. Bodungen
Dr. W. Barkmann, Dr. F. Pollehne
Institut für Ostseeforschung
Seestr. 15
18119 Rostock-Warnemünde
E-mail: bodungen@io-warnemuende.de

Tel.: 0381 / 5197-217

Fax: 0381 / 5197-105

TP 7: Pelagischen Prozesse und Partikelfluß in der Arabischen See unter besonderer Berücksichtigung autotropher Kalkbildner und des Mesozooplanktons

Prof. Dr. B. Zeitzschel⁴⁾
Dr. U. Zeller, Dr. I. Kriest, Dr. K. von Bröckel,
Dr. C. Sellmer, Dipl. Ozeanogr. K. Petuhov
Institut für Meereskunde
Universität Kiel
Düsternbrooker Weg 20
24105 Kiel

Fax: 0431 / 600-1515

⁴⁾ Emeritiert seit 01.10.2000; Nachfolgerin:

Prof. Dr. K. Lochte (seit 01.11.2000)
E-mail: klochte@ifm.uni-kiel.de

Tel.: 0431 / 600-4250

TP 8: Zur Rolle des Bakterioplanktons in verschiedenen Produktionsgebieten des Arabischen Meeres

Prof. Dr. H.-G. Hoppe
Dr. S. Ullrich
Institut für Meereskunde
Universität Kiel
Düsternbrooker Weg 20
24105 Kiel
E-mail: hghoppe@ifm.uni-kiel.de

Tel.: 0431 / 600-4470

Fax: 0431 / 600-1671

TP 9: Vertikalfluß von karbonatischen und silikatischen Partikeln in Monsun-beeinflußten Regionen

Prof. Dr. Ch. Hemleben
Dr. R. Schiebel, Dr. A. Zeltner
Institut und Museum für Geologie und Paläontologie
Universität Tübingen
Sigwartstr. 10
72076 Tübingen
E-mail: christoph.hemleben@uni-tuebingen.de

Tel.: 07071 / 297-2496

Fax: 07071 / 295-766

TP 10: Saisonale Verteilungsmuster von gelösten und partikulären Spurenelementen im Arabischen Meer im Gefolge von monsun gesteuerten Einträgen und ihre Wechselwirkung mit biotischen Prozessen in der Deckschicht

Prof. Dr. W. Balzer und Dr. U. Schüßler
Dr. Chr. Schäfer-Neth
Meereschemie/FB 2
Universität Bremen
Postfach 330440
28334 Bremen
E-mail: balzer@mch.uni-bremen.de
uschue@mch.uni-bremen.de

Tel.: 0421 / 218-3232 / -4540

Fax: 0421 / 218-4542

TP 11: Langzeitstudie des Stofftransportes in das tiefe Arabische Meer: Kopplung zwischen Atmosphäre und Ozean

Dr. B. Gaye-Haake und Prof. Dr. V. Ittekkot¹⁾
Dr. T. Rixen, Dipl. Geol. J. Tiemann
Institut für Biogeochemie und Meereschemie
Universität Hamburg
Bundesstr. 55
20146 Hamburg
E-mail: haake@geowiss.uni-hamburg.de

Tel.: 040 / 42838-5978

Fax: 040 / 42838-6347

TP 13: Radionuklid-Traceruntersuchungen zur Partikelmodifikation im Arabischen Meer

Dr. J. Scholten
Dr. J. Fietzke
Geologisch-Paläontologisches Institut
Universität Kiel
Olshausenstr. 40
24098 Kiel

Tel.: 0431 / 880-2852

Fax: 0431 / 880-4376

E-mail: js@gpi.uni-kiel.de

Prof. Dr. A. Mangini

Akademie der Wissenschaften
Universität Heidelberg
Im Neuenheimer Feld 366
61920 Heidelberg

06221 / 545-308

06221 / 546-405

mg@uphys1.uphys.uni-heidelberg.de

TP 14: Biologische Stoffflüsse im Bathypelagial des Arabischen Meeres

Dr. Horst Weikert
Dr. R. Koppelman, Dipl. Biol. H. Fabian
Institut für Hydrobiologie und Fischereiwissenschaft
Universität Hamburg
Zeiseweg 9
22765 Hamburg
E-mail: weikert@uni-hamburg.de

Tel.: 040 / 42838-6680

Fax: 040 / 42838-6696

TP 16: Modellierung saisonaler Produktion in der Arabischen See

Dr. Ernst Maier-Reimer
Dr. C. Textor
Max-Planck-Institut für Meteorologie
Bundesstraße 55
20146 Hamburg
E-mail: maier-reimer@dkrz.de

Tel.: 040 / 41173-233
Fax: 040 / 41173-298

**TP 17: Raum-zeitliche Variabilität der biologischen Produktion im Arabischen Meer:
Synthese von in-situ Beobachtungen, Fernerkundungsdaten und
Modellergebnissen**

Prof. Dr. J. Willebrand & Prof. Dr. B. Zeitzschel⁴⁾
Dr. I. Kriest & Dr. M. Kawamiya
Institut für Meereskunde
an der Universität Kiel
Düsternbrooker Weg 20
24105 Kiel
E-mail: jwillebrand@ifm.uni-kiel.de

Tel.: 0431 / 600-4000
Fax: 0431 / 600-1515

Datenmanagement

Dipl. Biol. J. Herrmann (seit 01.04.2000)
Dipl. Ozeanogr. Th. Mitzka (bis 30.06.1999)
Institut für Meereskunde
Universität Kiel
Düsternbrooker Weg 20
24105 Kiel
E-mail: jherrmann@ifm.uni-kiel.de
http: //www.ifm.uni-kiel.de/jgofs/dm/

Tel.: 0431 / 600-4256
Fax: 0431 / 600-1515

ANHANG II**Publikationen im Rahmen von JGOFS-Indik erschienen oder eingereicht
während des Förderzeitraumes 1999-2000****Beiträge für wissenschaftliche Zeitschriften und Bücher**

- Bange, H.W., S. Rapsomanikis & M.O. Andreae, 2001: Nitrous oxide cycling in the Arabian Sea. *J. Geophys. Res.*, 106: 1053-1066.
- Bange, H.W., 2000: It's not a gas. *Nature*, 408: 301-302.
- Bange, H.W., T. Rixen, A.M. Johansen, R.L. Siefert, R. Ramesh, V. Ittekkot, M.R. Hoffmann & M.O. Andreae, 2000: A revised nitrogen budget for the Arabian Sea. *Global Biogeochem. Cycles*, 14: 1283-1298.
- Bange, H.W. & M.O. Andreae, 1999: Nitrous oxide in the deep waters of the world's oceans. *Global Biogeochem. Cycles*, 13: 1127-1135.
- Breves, W. & R. Reuter, im Druck: Bio-optical properties of gelbstoff in the Arabian Sea at the onset of the southwest monsoon. *Proc. Indian Acad. Sci.*
- Cros, L., A. Kleijne, A. Zeltner, C. Billard & J.R. Young, 2000: New examples of holococcolith-heterococcolith combination coccospheres and their implications for coccolithophorid biology. *Mar. Micropal.*, 39: 1-34.
- Hoppe, H.-G., im Druck: Phosphatase in the sea. In: B.A. Whitton & I. Hernández (Hrsg.) - Phosphatases in the environment. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Hoppe, H.-G, C. Arnosti & G. Herndl, im Druck: Significance of bacterial enzymes in the marine environment. In: Burns, R. & R. Dick (Hrsg.) - Enzymes in the environment. Marcel Dekker.
- Hoppe, H.-G. & S. Ullrich, 1999: Profiles of ectoenzymes in the Indian Ocean: Phenomena of phosphatase activity in the mesopelagic zone. *Aquat. Microb. Ecol.*, 19: 139-148.
- Hupe, A. & J. Karstensen, 2000: Redfield stoichiometry in Arabian Sea subsurface waters. *Global Biogeochem. Cycles*, 14: 357-372.
- Kawamiya, M., eingelegt. Mechanism of offshore nutrient supply in the western Arabian Sea. *J. Mar. Res.*
- Kettle, A.J., M.O. Andreae, D. Amouroux, T.W. Andreae, T.S. Bates, H. Berresheim, H. Bingemer, R. Boniforti, M.A.J. Curran, G.R. DiTullio, G. Helas, G.B. Jones, M.D. Keller, R.P. Kiene, C. Leck, L. Levasseur, G. Malin, M. Maspero, P. Matrai, A.R. McTaggart, N. Mihalopoulos, B.C. Nguyen, A. Novo, J.P. Putaud, S. Rapsomanikis, G. Roberts, G. Schebeske, S. Sharma, R. Simo, R. Staubes, S. Turner & G. Uher, 1999: A global database of sea surface dimethylsulfide (DMS) measurements and a procedure to predict sea surface DMS as a function of latitude, longitude, and month. *Global Biogeochem. Cycles*, 13: 399-444.
- Koppelman, R. & H. Weikert, 2000: Transfer of organic matter in the deep Arabian Sea zooplankton community: insights from $\delta^{15}\text{N}$ analysis. In: Pfannkuche, O. & K. Lochte (Hrsg.) – Biogeochemistry of the deep Arabian Sea. *Deep-Sea Res. II*, 47: 2653-2672.
- Koppelman, R., P. Schäfer & R. Schiebel, 1999: Organic carbon losses measured by heterotrophic activity of mesozooplankton and CaCO_3 flux in the bathypelagic zone of the Arabian Sea. In: J.D. Gage, L. A. Levin & G. A. Wolff (Hrsg.) - Benthic Processes in the Deep Arabian Sea. *Deep-Sea Res. II*, 47: 169-187.
- Kriest I. & G.T. Evans, im Druck: A vertically resolved model for phytoplankton aggregation. *Proc. Indian Acad. Sci.*
- Kriest, I. & G.T. Evans, 1999: Representing phytoplankton aggregates in biogeochemical models. *Deep-Sea Res.*, 46: 1841-1859.
- Lendt, R., A. Hupe, V. Ittekkot & H. Thomas, eingelegt.: The response of the surface near carbonate system of the northwestern Arabian Sea on SW monsoon and related biological forcing. *Limnol. Oceanogr.*

- Lendt, R., H.W. Bange, A. Hupe, H. Thomas, S. Al Habsi, V. Ittekkot, S. Rapsomanikis & M.O. Andreae, 1999: Trace gases (CO₂, N₂O, CH₄) in an Arabian Sea filament. *Naturwissenschaften*. 86: 489-491.
- Rixen, T., M.V.S. Guptha & V. Ittekkot, einger.: Sedimentation. Kapitel 9 eines geplanten IGBP/JGOFS Rep. über das Arabische Meer.
- Rixen, T., V. Ittekkot, B. Gaye-Haake & P. Schäfer, 2000: The SW monsoon and its influence on the deep-sea carbon cycle. In: Pfannkuche, O. & K. Lochte (Hrsg.) - *Biogeochemistry of the deep Arabian Sea*. *Deep-Sea Res. II*, 47: 2629-2651.
- Rixen, T., B. Haake & V. Ittekkot, 2000: Sedimentation in the western Arabian Sea: The role of coastal and open-ocean upwelling. In: G. Ganssen & G. Wefer (Hrsg.) - *Particle Flux and its Preservation in Deep Sea Sediments*. *Deep-Sea Res. II*, 47: 2155-2178.
- Schröder, M., H. Barth & R. Reuter, einger.: Impact of Inelastic Scattering on the Underwater Daylight in the Ocean: Model Evaluation and Validation. *Appl. Optics*.
- Sellmer, C. & K. v. Bröckel, im Druck: SW-Monsoon in the Western Arabian Sea: Production and Fate of Calcium Carbonate. *Proc. Indian Acad. Sci.*
- Suthhof, A., V. Ittekkot & B. Gaye-Haake, im Druck: Millennial-scale oscillation of denitrification intensity in the Arabian Sea during the Late Quaternary and its potential influence on atmospheric N₂O and global climate. *Glob. Biogeochem. Cycles*.
- Suthhof, A., T.C. Jennerjahn, P. Schäfer & V. Ittekkot, 2000: Nature of organic matter in surface sediments from the Pakistan continental margin and the deep Arabian Sea: Amino acids. In: J.D. Gage, L. A. Levin & G. A. Wolff (Hrsg.) - *Benthic Processes in the Deep Arabian Sea*. *Deep-Sea Res. II*, 47: 329-351.
- Ullrich, S., K. Jesulke, R. Krehl, H.-G Hoppe, C. Sellmer & K. v. Bröckel, einger.: Bacterial carbon flow in the Arabian Sea during the SW - monsoon: Response: to wind forcing. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*
- von Bröckel, K., C. Sellmer & I. Kriest, einger.: Silicate Limitation in a Filament: a Typical Temporal Feature within Coastal Upwelling Systems? *J. Plankton Res.*

Veröffentlichung von Datensammlungen

JGOFS Data Management Task Team, 1999. CTD, XBT and SeaSoar Data. Arabian Sea Process Study 1990-1997. JGOFS International Collection.

Geplanter Deep-Sea Res. Sonderband

- Barkmann, W., C. Böttcher & F. Pollehne: Observations and modeling of primary productivity and export fluxes of organic matter during the spring intermonsoon in the central Arabian Sea.
- Breves, W., R. Reuter, N. Delling & W. Michaelis: Fluorophores in the Arabian Sea and their relation to upwelling processes.
- Breves, W., R. Heuermann & R. Reuter: Enhanced red fluorescence emission in the oxygen minimum zone of the Arabian Sea.
- Fabian, H. R. Koppelman & H. Weikert: Zooplankton composition at two deep stations in the open Arabian Sea.
- Hoppe, H.-G. & S. Ullrich: Mismatch between bacterial C-demand and C-supply by settling and suspended POM: Evidence from the deep Arabian Sea.
- Koppelman, R. H. Fabian & H. Weikert: Temporal variability of deep-sea zooplankton in the Arabian Sea.
- Kawamiya, M. & A. Oschlies: An ecosystem model for the Arabian Sea embedded in a primitive-equation circulation model with an eddy-permitting resolution, 1. Comparison with observations.
- Kriest, I.: Three vertically resolved models for the Arabian Sea and their correspondence with observations.

- Leinweber, A., R. Seifert, N. Delling & W. Michaelis: Influence of physical oceanography on methane distribution in the Arabian Sea.
- Maier-Reimer, E.: Nutrient supply to the Arabian Sea – a model study.
- Rixen, T., V. Ittekkot, B. Gaye-Haake & P. Schäfer: Characteristics of the NE and SW monsoon blooms as indicated by results from long- and short-term sediment trap experiments in the Arabian Sea.
- Schüßler, U., W. Balzer & A. Deeken: On the biogeochemistry of aluminum in the Arabian Sea.
- Sellmer, C. & K. von Bröckel: SW-monsoon in the western Arabian Sea: phytoplankton dynamics.
- Siegel, H., M. Gerth, M. Beckert & F. Jochem: Selected inherent and apparent optical properties in the Arabian Sea during May 1995 and March 1997.
- Thomas, H., B. Schneider, G. Nausch & N. Gronau: DIC/NO_{3/2} relationship as a tool for the determination of denitrification.
- Voss, M., P. Schäfer, J.P. Montoya & E. Maier-Reimer: Denitrification and N₂-fixation in the Arabian Sea: Isotopic constraints on N cycle processes in the intermonsoon period.
- Zeller, U.: Mesozooplankton community structure and grazing impact in the western Arabian Sea during the southwest monsoon
- Zeltner, A., U. Treppke, R. Schiebel & C. Hemleben: Zonation of diatoms, coccolithophores, and planktic foraminifers across an upwelling area in the Arabian Sea.

Kurzfassungen und Poster

- Bange, H.W., 2000: Non-CO₂ trace gas measurements during JGOFS. In: B. Donner & G. Wefer (Hrsg.) – *Biogeochemical Cycles: German Contributions to the International Joint Global Ocean Flux Study*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 162: 21.
- Bange, H.W. & M.O. Andreae, 2000: Modeling the seasonal variability of dissolved nitrous oxide and methane in the Arabian Sea mixed layer. Conf. Progr., 2nd JGOFS Open Sci. Conf., 13-17 April 2000, Bergen, Norway, S. 123.
- Bange, H.W., T. Rixen, A.M. Johansen, R.L. Siefert, R. Ramesh, V. Ittekkot, M.R. Hoffmann & M.O. Andreae, 2000: A revised nitrogen budget for the Arabian Sea. Conf. Progr., 2nd JGOFS Open Sci. Conf., 13-17 April 2000, Bergen, Norway, S. 27.
- Bange, H.W., T. Rixen, A.M. Johansen, R.L. Siefert, R. Ramesh, V. Ittekkot, M.R. Hoffmann & M.O. Andreae, 2000: A revised nitrogen budget for the Arabian Sea. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 8. JGOFS-Workshop 2.-3.12.1999*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 150: 9-10.
- Bange, H.W., T. Rixen, A.M. Johansen, R.L. Siefert, R. Ramesh, V. Ittekkot, M.R. Hoffmann & M.O. Andreae, 2000: A revised nitrogen budget for the Arabian Sea. EOS Trans., AGU Ocean Sciences Meet. Suppl., 80: OS209.
- Bange, H.W., W. Breves, T. Mitzka, R. Lendt & K. Petuhov, 1999: The surface distribution of nutrients, chlorophyll, and trace gases (CO₂, N₂O, CH₄) in the upwelling area of the northwestern Arabian Sea during the SW monsoon 1997. In: Tagungsband *Meeresforschung mit FS Sonne – Statusseminar 1999*. Forschungszentrum Jülich GmbH (Hrsg.), Jülich, S. 235.
- Bange, H.W., S. Rapsomanikis & M.O. Andreae, 1999: Nitrous oxide cycling in the Arabian Sea. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 7. JGOFS-Workshop 3.-4.12.1998*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 131: 12.
- Bange, H.W., W. Breves, T. Mitzka, R. Lendt, K. Petuhov, A. Hupe, S. Rapsomanikis, M.O. Andreae, R. Reuter, B. Zeitzschel & V. Ittekkot, 1999: The surface distribution of nutrients, chlorophyll, and trace gases (CO₂, N₂O, CH₄) in the upwelling area of the northwestern Arabian Sea during the SW monsoon 1997. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 7. JGOFS-Workshop 3.-4.12.1998*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 131: 12-13.
- Barkmann, W., F. Pollehne, M. Voss & B. v. Bodungen, 2000: Observations and modelling of the isotopic compositions of organic and inorganic nitrogen. In: B. Donner & G. Wefer (Hrsg.) – *Biogeochemical Cycles: German Contributions to the International Joint Global Ocean Flux Study*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 162: 28-29.

- Barkmann, W. & F. Pollehne, 2000: A model of nitrogen cycling in the central Arabian Sea: Simulating the isotopic compositions of organic and inorganic nitrogen. In: B. Donner & G. Wefer (Hrsg.) – *Biogeochemical Cycles: German Contributions to the International Joint Global Ocean Flux Study*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 162: 29.
- Barkmann, W., 2000: Nitrogen cycling in the oxygen minimum zone of the Arabian Sea. Conf. Progr., 2nd JGOFS Open Sci. Conf., 13-17 April 2000, Bergen, Norway, S. 79.
- Barkmann, W., 2000: Nitrogen cycling in the oxygen minimum zone of the Arabian Sea during the spring intermonsoon period. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 8. JGOFS-Workshop 2.-3.12.1999*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 150: 10-11.
- Breves, W. & R. Reuter, 1999: Bio-optical modelling in the Arabian Sea. JGOFS Symposium and Training course. Symposium on the Biogeochemistry of the Arabian Sea: Synthesis and Modelling; 18.-20.01.1999 in Bangalore, Indien.
- Fabian, H., R. Koppelman & H. Weikert, 1999: Ausgewählte Ergebnisse zur Zusammensetzung des Mesozooplanktons in der Sauerstoffminimumzone des Arabischen Meeres. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 7. JGOFS-Workshop 3.-4.12.1998*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 131: 21-23.
- Fietzke, J., C.-D. Garbe-Schönberg, J. Scholten, T. Arpe & A. Mangini, 2000: Bestimmung natürlicher Radionuklide mittels hochauflösender ICP-SFMS. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 8. JGOFS-Workshop 2.-3.12.1999*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 150: 17-18.
- Fietzke, J., C.-D. Garbe-Schönberg, J. Scholten, T. Arpe & A. Mangini, 2000: High precision uranium series isotope determination by high-resolution sector-field ICP mass spectrometry. EOS Trans., AGU Ocean Sciences Meet. Suppl., 80: OS77-78.
- Fietzke, J., J. Scholten & A. Mangini, 1999: Distribution of protactinium and thorium isotopes in the Arabian Sea. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 7. JGOFS-Workshop 3.-4.12.1998*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 131: 23.
- Fietzke, J., J. Scholten & A. Mangini, 1999: Verteilung von Protactinium und Thoriumisotopen – NE-Atlantik und Arabische See im Vergleich. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 7. JGOFS-Workshop 3.-4.12.1998*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 131: 23-24.
- Gaye-Haake, B., A. Suthhof, T. Rixen & V. Ittekkot, 2000: Variation of Late Quaternary sedimentation processes in the Arabian Sea detected from $\delta^{15}\text{N}$. In: B. Donner & G. Wefer (Hrsg.) – *Biogeochemical Cycles: German Contributions to the International Joint Global Ocean Flux Study*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 162: 75-76.
- Gaye-Haake, B., H. Breul, J. Tiemann, A. Suthhof, T. Rixen & V. Ittekkot, 2000: Variation of Late Quaternary sedimentation processes in the Arabian Sea. Conf. Progr., 2nd JGOFS Open Sci. Conf., 13-17 April 2000, Bergen, Norway, S. 93.
- Gaye-Haake, B., H. Breul, T. Rixen, A. Suthhof & V. Ittekkot, 2000: Monsungeschichte des Arabischen Meeres. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 8. JGOFS-Workshop 2.-3.12.1999*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 150: 21-22.
- Herrmann, J., 2000: German JGOFS Data Management. In: B. Donner & G. Wefer (Hrsg.) – *Biogeochemical Cycles: German Contributions to the International Joint Global Ocean Flux Study*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 162: 14-15.
- Hoppe, H.-G., S. Ullrich, K. von Bröckel & C. Sellmer, 2000: Bacterial C-demand (mineralization) in the aphotic depths of the Arabian Sea exceeds measured C-fluxes from the euphotic zone. In: B. Donner & G. Wefer (Hrsg.) – *Biogeochemical Cycles: German Contributions to the International Joint Global Ocean Flux Study*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 162: 53-54.
- Hoppe, H.-G., S. Ullrich, K. von Bröckel & C. Sellmer, 2000: Mismatch between bacterial C-demand and C-supply by settling and suspended POM in the deep Arabian Sea. Conf. Progr., 2nd JGOFS Open Sci. Conf., 13-17 April 2000, Bergen, Norway, S. 95.
- Hoppe, H.-G., S. Ullrich, K. von Bröckel & C. Sellmer, 2000: Beziehung zw. bakteriellem C-Bedarf und C-Angebot durch POM in der Tiefsee. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 8. JGOFS-Workshop 2.-3.12.1999*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 150: 24.

- Hoppe, H.-G. & S. Ullrich, 1999: The phosphatase phenomenon: high phosphatase variability in the marine surface- increase in the deep, despite abundant phosphate. 6th Europ. Mar. Microbiol. Symp., 20.05.1998 in Sitges, Spanien.
- Hoppe, H.-G. & S. Ullrich, 1999: Bacterial utilisation of primary production-C in the Indian Ocean: results and principles. Symposium on the Biogeochemistry of the Arabian Sea: Synthesis and Modelling; 18.-20.01.1999 in Bangalore, Indien.
- Ittekkot, V., 2000: Monsoon-driven fluxes in the Indian Ocean. In: B. Donner & G. Wefer (Hrsg.) – *Biogeochemical Cycles: German Contributions to the International Joint Global Ocean Flux Study*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 162: 15-16.
- Ittekkot, V., B. Gaye, T. Rixen, A. Suthhof, 1999: SO 119: JGOFS-INDIK. Tagungsband *Meeresforschung mit FS Sonne – Statusseminar 1999*. Forschungszentrum Jülich GmbH (Hrsg.), Jülich, S. 83.
- Ittekkot, V. & A. Suthhof, 1999: JGOFS-Indik Statusbericht. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 7. JGOFS-Workshop 3.-4.12.1998*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 131: 26.
- Kähler, P., 2000: Spacial and temporal patterns of dissolved organic matter dynamics in the sea: inverse NO_3^- -DOC relationship. In: B. Donner & G. Wefer (Hrsg.) – *Biogeochemical Cycles: German Contributions to the International Joint Global Ocean Flux Study*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 162: 34.
- Kawamiya, M. & A. Oschlies, 2000: An ecosystem model for the Arabian Sea embedded in a primitive-equation circulation model with an eddy-permitting resolution. In: B. Donner & G. Wefer (Hrsg.) – *Biogeochemical Cycles: German Contributions to the International Joint Global Ocean Flux Study*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 162: 35-36.
- Kawamiya, M., A. Oschlies & J. Willebrand, 2000: An ecosystem model for the Arabian Sea coupled with an eddy-permitting ocean general circulation model. Conf. Progr., 2nd JGOFS Open Sci. Conf., 13-17 April 2000, Bergen, Norway, S. 106-107.
- Kawamiya, M., 2000: An ecosystem model for the Arabian Sea coupled with an eddy-permitting ocean general circulation model. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 8. JGOFS-Workshop 2.-3.12.1999*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 150: 28-29.
- Kiefer, A., R. Schiebel & Ch. Hemleben, 1999: Saisonale und regionale Entwicklung der planktischen Foraminiferen-Fauna im Arabischen Meer. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 7. JGOFS-Workshop 3.-4.12.1998*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 131: 28.
- Koppelman, R. & H. Weikert, 2000: Transfer of organic matter in the deep Arabian Sea zooplankton community: insights from $\delta^{15}\text{N}$ analysis. ASLO 2000, Copenhagen, Denmark, S. CS22-02.
- Koppelman, R. & H. Weikert, 2000: Vertical and temporal distribution of mesozooplankton in the Arabian Sea and its $\delta^{15}\text{N}$ -signature. 9. Deep-Sea Biology Symposium, Galway, Ireland, S. 31.
- Koppelman, R. & H. Weikert, 2000: Five years of zooplankton research in the German JGOFS-Indian Ocean project: results and future perspectives. In: B. Donner & G. Wefer (Hrsg.) – *Biogeochemical Cycles: German Contributions to the International Joint Global Ocean Flux Study*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 162: 55-56.
- Koppelman, R. & H. Weikert, 2000: Temporal mesozooplankton distribution in the Arabian Sea with special emphasis on the carbon flux within the community. In: B. Donner & G. Wefer (Hrsg.) – *Biogeochemical Cycles: German Contributions to the International Joint Global Ocean Flux Study*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 162: 57-58.
- Koppelman, R., H. Fabian & H. Weikert, 2000: Temporal variability of deep-sea zooplankton in the Arabian Sea. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 8. JGOFS-Workshop 2.-3.12.1999*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 150: 30-31.
- Koppelman, R. & H. Weikert, 1999: Das $\delta^{15}\text{N}$ Verhältnis verschiedener Zooplanktongrößenklassen im Tiefenwasser des Arabischen Meeres. Vorläufige Ergebnisse. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 7. JGOFS-Workshop 3.-4.12.1998*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 131: 30-32.
- Koppelman, R., 1999: Organic carbon losses measured by heterotrophic activity of mesozooplankton and bacteria. Symposium on the Biogeochemistry of the Arabian Sea: Synthesis and Modelling; 18.-20.01.1999 in Bangalore, Indien, S. 31-32.

- Koppelman, R. & H. Weikert, 1999: Estimates of mesozooplankton carbon requirements in the deep-sea of the NE Atlantic. *Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen*. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 7. JGOFS-Workshop 3.-4.12.1998*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 131: 32-33.
- Kriest, I., 2000: Modelling biogeochemical processes in the Arabian Sea. In: B. Donner & G. Wefer (Hrsg.) - *Biogeochemical Cycles: German Contributions to the International Joint Global Ocean Flux Study*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 162: 38.
- Kriest, I., 2000: A comparison of data and results from a model of phytoplankton aggregation and zooplankton grazing. *Conf. Progr., 2nd JGOFS Open Sci. Conf., 13-17 April 2000, Bergen, Norway*, S. 107.
- Kriest, I., 2000: A comparison of data and results from a model for phytoplankton sedimentation and zooplankton grazing in the Arabian Sea. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 8. JGOFS-Workshop 2.-3.12.1999*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 150: 32.
- Kriest, I. & G.T. Evans, 1999: A model for phytoplankton aggregation. *Symposium on the Biogeochemistry of the Arabian Sea: Synthesis and Modelling; 18.-20.01.1999 in Bangalore, Indien*.
- Kriest, I., 1999: A model study of phytoplankton aggregation and sedimentation for the Arabian Sea. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 7. JGOFS-Workshop 3.-4.12.1998*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 131: 34.
- Lendt, R., A. Hupe & V. Ittekkot, 2000: SW-Monsoon-Induced Changes in the Surface CO₂-System in the Arabian Sea During 1997. *EOS Trans., AGU Ocean Sciences Meet. Suppl.*, 80: OS9-10.
- Maier-Reimer, E. & C. Textor, 2000: JGOFS modeling at MPI Meteorologie in Hamburg. In: B. Donner & G. Wefer (Hrsg.) - *Biogeochemical Cycles: German Contributions to the International Joint Global Ocean Flux Study*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 162: 17.
- Petuhov, K. & J. Waniek, 1999. Distribution of characteristic hydrographic parameters during the SW-Monsoon 1997 along the drift trajectory. *WOCE Report, 164/99. WOCE Indian Ocean Workshop, New Orleans, LA, USA, 22-25.09.98*.
- Petuhov, K. & J. Waniek, 1999: Distribution of characteristic hydrographic parameters during the SW-monsoon 1997 along the drift trajectory. *Tagungsband Meeresforschung mit FS Sonne – Statusseminar 1999*. Forschungszentrum Jülich GmbH (Hrsg.), Jülich, S. 253.
- Petuhov, K. & J. Waniek, 1999: Distribution of characteristic hydrographic parameters during the SW-monsoon 1997 along the drift trajectory. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 7. JGOFS-Workshop 3.-4.12.1998*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 131: 46-47.
- Rixen, T., R. Lendt, B. Gaye-Haake & V. Ittekkot, 2000: A SW monsoon carbon and nitrogen budget for the Arabian Sea. *Conf. Progr., 2nd JGOFS Open Sci. Conf., 13-17 April 2000, Bergen, Norway*, S. 37.
- Rixen, T., 2000: The monsoon driven organic carbon flux. In: B. Donner & G. Wefer (Hrsg.) - *Biogeochemical Cycles: German Contributions to the International Joint Global Ocean Flux Study*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 162: 65.
- Rixen, T., V. Ittekkot, B. Gaye-Haake & P. Schäfer, 2000: The influence of the SW monsoon on the deep-sea organic carbon cycle in the Holocene. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 8. JGOFS-Workshop 2.-3.12.1999*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 150: 39.
- Rixen, T., R. Lendt & V. Ittekkot, 1999: Carbon and nitrogen mass balance for the Arabian Sea. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 7. JGOFS-Workshop 3.-4.12.1998*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 131: 47.
- Schäfer-Neth, C., W. Balzer & U. Schüßler, 2000: Modelling Dust-Phytoplankton aggregate formation and micro-nutrient cycling. In: B. Donner & G. Wefer (Hrsg.) - *Biogeochemical Cycles: German Contributions to the International Joint Global Ocean Flux Study*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 162: 42-43.
- Schiebel, R., 2000: Pelagic calcareous particle flux. In: B. Donner & G. Wefer (Hrsg.) - *Biogeochemical Cycles: German Contributions to the International Joint Global Ocean Flux Study*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 162: 69-71.
- Schiebel, R. & Ch. Hemleben, 2000: Planktonic foraminiferal population dynamics and carbon budget. *Conf. Progr., 2nd JGOFS Open Sci. Conf., 13-17 April 2000, Bergen, Norway*, S. 37.

- Schiebel, R. & Ch. Hemleben, 1999: Populationsdynamik und CaCO₃-Fluß planktischer Foraminiferen. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 7. JGOFS-Workshop 3.-4.12.1998*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 131: 50.
- Scholten, J.C., J. Fietzke, W. Koeve, M. Rutgers van der Loeff, A. Mangini, J. Waniek, A. Antia, S. Neuer, D. Schulz-Bull & V. Ittekkot, 2000: Trapping efficiencies of deep sediment traps in the eastern North Atlantic and in the Arabian Sea: Evidence from radionuclide studies. Conf. Progr., 2nd JGOFS Open Sci. Conf., 13-17 April 2000, Bergen, Norway, S. 97.
- Scholten, J., J. Fietzke, H.J. Walter, A. Mangini; F. Sirocko & V. Ittekkot, 1999: Bilanzierungen von Partikelflässen im Arabischen Meer. Tagungsband *Meeresforschung mit FS Sonne – Statusseminar 1999*. Forschungszentrum Jülich GmbH (Hrsg.), Jülich, S. 259-260.
- Schulz, H., K.-C. Emeis, U. von Rad & V. Ittekkot, 2000: The deep-sea record of the Arabian monsoon system: Variability, instability and repeated breakdown of oxygen-minimum conditions during the past 75,000 years. In: B. Donner & G. Wefer (Hrsg.) – *Biogeochemical Cycles: German Contributions to the International Joint Global Ocean Flux Study*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 162: 83-84.
- Schulz, H., U.F. Treppke, V. Ittekkot & U. von Rad, 2000: Seasonal flux and sedimentation in the northeastern Arabian Sea, off Pakistan. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 8. JGOFS-Workshop 2.-3.12.1999*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 150: 45-46.
- Schüßler, U., W. Balzer & A. Deeken, 1999: Marine Geochemie von Spurenelementen in der Arabischen See. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 7. JGOFS-Workshop 3.-4.12.1998*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 131: 50-51.
- Seifert, R., N. Delling & W. Michaelis, 1999: Umsetzungsprozesse des Methans im Arabischen Meer – Informationen aus der Kohlenstoffisotopie. JGOFS-Indik So 117 und So 119. Tagungsband *Meeresforschung mit FS Sonne – Statusseminar 1999*. Forschungszentrum Jülich GmbH (Hrsg.), Jülich, S. 85-87.
- Sellmer, C. & K. von Bröckel, 2000: SW-Monsoon in the western Arabian Sea: phytoplankton dynamics. In: B. Donner & G. Wefer (Hrsg.) – *Biogeochemical Cycles: German Contributions to the International Joint Global Ocean Flux Study*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 162: 43.
- Sellmer, C., K. von Bröckel, U. Zeller, S. Ullrich & E. Fileman, 2000: Carbon flow dynamics in a cold water filament: Data assimilation and synthesis. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 8. JGOFS-Workshop 2.-3.12.1999*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 150: 46-47.
- Sellmer, C. & K. v. Bröckel, 1999: Southwest monsoon in the western Arabian Sea: production and fate of calcium carbonate. Symposium on the Biogeochemistry of the Arabian Sea: Synthesis and Modelling; 18.-20.01.1999 in Bangalore, Indien.
- Singh, A.D., R. Schiebel & N.R. Nisha, 2000: Occurrence of pteropods in a deep eastern Arabian Sea core: Neotectonic implications. *Current Science*, 78: 1142-1144.
- Suthhof, A., V. Ittekkot & B. Gaye-Haake, 2000: Millennial-scale oscillation of denitrification intensity in the Arabian Sea during the Late Quaternary and its potential influence on global climate. In: B. Donner & G. Wefer (Hrsg.) – *Biogeochemical Cycles: German Contributions to the International Joint Global Ocean Flux Study*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 162: 484-85.
- Suthhof, A., P. Schäfer, T.C. Jennerjahn & V. Ittekkot, 2000: A high-resolution record of denitrification in the Arabian Sea: Evidence for an oceanic contribution to variations in atmospheric N₂O concentrations during Late Quaternary abrupt climatic changes. Conf. Progr., 2nd JGOFS Open Sci. Conf., 13-17 April 2000, Bergen, Norway, S. 140.
- Suthhof, A., T. Rixen, T.C. Jennerjahn, P. Schäfer & V. Ittekkot, 2000: Steuerungsprozesse des Partikelflusses am pakistanischen Kontinentalhang. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 8. JGOFS-Workshop 2.-3.12.1999*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 150: 48.
- Suthhof, A., T.C. Jennerjahn, P. Schäfer & V. Ittekkot, 2000: Amino Acids and $\delta^{15}\text{N}$ as Indicators of the Nature of Organic Matter in Surface Sediments from the Pakistan Continental Margin. *EOS Trans., AGU Ocean Sciences Meet. Suppl.*, 80: OS190.
- Suthhof, A., T.C. Jennerjahn, T. Rixen, P. Schäfer, J. Tiemann, B. Gaye & V. Ittekkot, 1999: Time-varying fluxes and burial of organic carbon along continental margins in the northeastern Arabian Sea. In: Y. Saito, K. Ikehara & H. Katayama (Hrsg.) – *Land Sea Link in Asia “Prof. K.O. Emery Commemorative International Workshop”*. Geological Survey of Japan, Tsukuba, S. 275-280.

- Suthhof, A., T.C. Jennerjahn, P. Schäfer & V. Ittekkot, 1999: Nature of organic matter in surface sediments from the Pakistan: The role of bottom water oxygenation. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 7. JGOFS-Workshop 3.-4.12.1998*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 131: 51-52.
- Thomas, H., V. Ittekkot & M.H. England, 2000: Deeper penetration and a higher anthropogenic CO₂-inventory in the ocean. EOS Trans., AGU Ocean Sciences Meet. Suppl., 80: OS214.
- Tiemann, J., T. Rixen, B. Haake & V. Ittekkot, 1999: Korngrößenverteilung in den Sinkstoffen aus dem tiefen westlichen Arabischen Meer. Tagungsband *Meeresforschung mit FS Sonne – Statusseminar 1999*. Forschungszentrum Jülich GmbH (Hrsg.), Jülich, S. 265.
- Treppke, U., R. Schiebel, A. Zeltner & Ch. Hemleben, 1999: The upwelling system in the western Arabian Sea documented by diatoms in relation to planktonic foraminifera and coccolithophores: first results. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 7. JGOFS-Workshop 3.-4.12.1998*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 131: 53.
- Ullrich, S., R. Krehl & H.-G. Hoppe, 1999: Bacterial activity in the Arabian Sea: response to wind forcing during SW-monsoon. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 7. JGOFS-Workshop 3.-4.12.1998*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 131: 54-55.
- von Bröckel, K., C. Sellmer & I. Kriest, 2000: Silicate limitation in a filament: a typical temporal feature within coastal upwelling systems? In: B. Donner & G. Wefer (Hrsg.) – *Biogeochemical Cycles: German Contributions to the International Joint Global Ocean Flux Study*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 162: 32.
- von Bröckel, K., C. Sellmer, I. Kriest & B.D. Irwin, 1999: Planktological processes in the western Arabian Sea during the SW-monsoon. Tagungsband *Meeresforschung mit FS Sonne – Statusseminar 1999*. Forschungszentrum Jülich GmbH (Hrsg.), Jülich, S. 271.
- von Bröckel, K. & C. Sellmer, 1999: Southwest monsoon in the Western Arabian Sea: phytoplankton dynamics. Symposium on the Biogeochemistry of the Arabian Sea: Synthesis and Modelling; 18.-20.01.1999 in Bangalore, Indien.
- von Bröckel, K., C. Sellmer, I. Kriest & B.D. Irwin, 1999: Planktological processes in the Western Arabian Sea during the SW-monsoon. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 7. JGOFS-Workshop 3.-4.12.1998*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 131: 56-57.
- Zeller, U., 2000: The role of mesozooplankton in the carbon cycle of the Arabian Sea. In: B. Donner & G. Wefer (Hrsg.) – *Biogeochemical Cycles: German Contributions to the International Joint Global Ocean Flux Study*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 162: 73.
- Zeller, U., 2000: Particle flux and composition of settling material in the western Arabian Sea during the SW-monsoon 1997. Conf. Progr., 2nd JGOFS Open Sci. Conf., 13-17 April 2000, Bergen, Norway, S. 91.
- Zeller, U., E. Edwards, B.D. Irwin, V. Stuart & P. Burkill, 1999: Planktological processes in the western Arabian Sea during the SW-monsoon. Tagungsband *Meeresforschung mit FS Sonne – Statusseminar 1999*. Forschungszentrum Jülich GmbH (Hrsg.), Jülich, S. 271.
- Zeller, U., E. Edwards, B.D. Irwin, V. Stuart & P. Burkill, 1999: Grazing and the fate of primary production during the SW- monsoon. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 7. JGOFS-Workshop 3.-4.12.1998*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 131: 57-58.
- Zeller, U., 1999: Mesozooplankton grazing und deren Bedeutung für den Kohlenstoffkreislauf in der Arabischen See während des SW-Monsuns. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 7. JGOFS-Workshop 3.-4.12.1998*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 131: 58.
- Zeltner, A., R. Schiebel & C. Hemleben, 2000: A comparison of coccolith fluxes from the western, central, and eastern Arabian Sea. In: B. Donner & G. Wefer (Hrsg.) – *Biogeochemical Cycles: German Contributions to the International Joint Global Ocean Flux Study*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 162: 74.
- Zeltner, A., R. Schiebel & Ch. Hemleben, 2000: Population dynamics of coccolithophores in the northern Indian Ocean. Conf. Progr., 2nd JGOFS Open Sci. Conf., 13-17 April 2000, Bergen, Norway, S. 41.
- Zeltner, A., R. Schiebel, Ch. Hemleben & V. Ittekkot, 2000: Coccolith fluxes in the western and central Arabian Sea. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 8. JGOFS-Workshop 2.-3.12.1999*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 150: 52-53.

Zeltner, A., R. Schiebel & Ch. Hemleben, 1999: Floating Coccolith assemblages in the northern Indian Ocean. In: B. Schlünz & G. Wefer (Hrsg.) - *Bericht über den 7. JGOFS-Workshop 3.-4.12.1998*. Ber. FB Geow. Univ. Bremen, 131: 58-59.

Diplomarbeiten, Dissertationen und Habilitationen

- Barth, H., 1999: Substanzspezifische Analyse spektraler Attenuationskoeffizienten und ihr Einfluß auf das Strahlungsfeld im Meer. Diss., Univ. Oldenburg, 136 S. (<http://docserver.bis.uni-oldenburg.de/publikationen/dissertation/2000/barsub99/barsub99.html>)
- Böttcher, C., 1998: Phytoplankton und Exportproduktion im Tiefenchlorophyllmaximum in der Arabischen See zur Zeit des Nordostmonsuns. Unveröff. Diplomarbeit, Institut für Ostseeforschung, Warnemünde, 67 S.
- Breves, W., (in Vorb.): Bio-Optik im Arabischen Meer: Datenanalyse und Modellierung. Unveröff. Diss., Univ. Oldenburg.
- Ewald, S., 1998: Satellitengestützte Abschätzung der Einflüsse von kühler Haut und Schaumbedeckung des Ozeans auf den globalen CO₂-Fluß zwischen Ozean und Atmosphäre. Unveröff. Diss. Univ. Hamburg, 101 S.
- Fabian, H., 1999: Die Verteilung des Mesozooplanktons im zentralen Arabischen Meer während unterschiedlicher Monsunphasen. Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Hamburg.
- Fietzke, J., 2000: Massenspektrometrische Untersuchungen zur Verteilung natürlicher Radionuklide im Arabischen Meer. Unveröff. Diss., Univ. Heidelberg, 110 S.
- Hupe, A., 1999: Das Karbonatsystem im Arabischen Meer und seine Beziehung zur Remineralisierung des organischen Materials. Unveröff. Diss. Univ. Hamburg, 144 S.
- Kiefer, A., 1999: Reaktionen planktischer Foraminiferen auf trophische Unterschiede in der produktiven Zone des Arabischen Meeres (JGOFS). Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Tübingen, 44/I-XXIV S.
- Kriest, I., 1999: The influence of phytoplankton aggregation on sedimentation - A model study. Ber. Inst. Meereskunde Kiel, 306, 135 S. (Diss. Univ. Kiel)
- Leinweber, A., 1998: Untersuchungen zur Ausbreitung von Methan im Arabischen Meer. Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Hamburg, 67 S.
- Lendt, R., 2000: Reaktionen des oberflächennahen marinen Karbonatsystems im nordwestlichen Arabischen Meer auf den Südwest-Monsun. Unveröff. Diss., Univ. Hamburg, 103 S.
- Schiebel, R., 2000: Planktic foraminiferal population dynamics and sedimentation. Unveröff. Habilitationsschrift, Univ. Tübingen, 50 S.
- Schröder, M., 1999: Beiträge durch Fluoreszenz und Raman-Streuung zum Spektrum des Tageslichtes im Ozean. Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Oldenburg, 140 S.
- Sellmer, C., 1999: Phytoplanktologische Studien im westlichen Arabischen Meer zur Zeit des SW-Monsuns – Ein Beitrag zum Verständnis des regionalen Kohlenstoffkreislaufs. Ber. Inst. Meereskunde Kiel, 309, 154 S.
- Stangeew, E., 1998: Phytoplanktonpopulationen der westlichen Arabischen See: Vergleich mikroskopischer Zählungen mit Pigmentanalysen. Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Kiel, 77 S.
- Suthhof, A., 1998: Die Diagenese von Aminosäuren und Aminoazuckern in Sinkstoffen und Sedimenten des nordöstlichen Arabischen Meeres. Unveröff. Diss., Univ. Hamburg, 142 S.
- Tiemann, J., 2000: Korngrößen und mineralogische Zusammensetzung von Sinkstoffen und Oberflächensedimenten des Arabischen Meeres - Hinweise auf Quellen und Transport des lithogenen Materials. Diss., Univ. Hamburg, 120 S. (<http://www.sub.uni-hamburg.de/disse/430/publika.pdf>).
- Zeltner, A., 2000: Monsoonal influenced changes of coccolithophore communities in the northern Indian Ocean - alteration during sedimentation and record in surface sediments. Tübinger Mikropalaeont. Mitt., 22: 102 S. (Diss. Univ. Tübingen)