

Berichte
aus dem
Institut für Meereskunde
an der Christian-Albrechts-Universität · Kiel

Nr. 309

Phytoplanktologische Studien
im westlichen Arabischen Meer zur Zeit des SW-Monsuns
- Ein Beitrag zum Verständnis des regionalen Kohlenstoffkreislaufs

DOI 10.3289/IFM_BER_309

Claudia Sellmer

Kiel 1999

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

INHALTSVERZEICHNIS

1	Einleitung	1
2	Das Arabische Meer	7
2.1	Geographie	7
2.2	Monsun	8
2.3	Oberflächenstromsystem	9
3	Material und Methoden	11
3.1	Expeditionen	12
3.1.1	METEOR Expedition 32/5 (M 32/5)	12
3.1.2	SONNE Expedition 120 (SO 120)	13
3.2	Abiotische Umweltparameter	16
3.3	Biotische Variablen	17
3.3.1	Partikulärer organischer Kohlenstoff und Stickstoff	17
3.3.2	Partikuläres biogenes Silikat	17
3.3.3	Chlorophyll <i>a</i>	17
3.3.4	Phytoplanktonbestimmung	18
3.3.4.1	Lichtmikroskopie nach UTERMÖHL	19
3.3.4.2	Rasterelektronenmikroskopie	19
3.3.5	HPLC-Pigmentanalysen	20
3.3.6	Primärproduktion und Kalkbildungsrate	21
3.3.7	Neue und Regenerierte Produktion	22
3.3.8	Vertikaler Partikelfluß	22
3.4	Gemeinschaftsanalyse des Phytoplanktons	23
3.5	Darstellung der Ergebnisse	25
4	Ergebnisse der Expedition METEOR 32/5	26
4.1	Das Epipelagial auf dem Süd-Nord-Schnitt entlang 65° O	26
4.1.1	Abiotische Umweltparameter	26
4.1.2	Abundanz und Biomasse des Phytoplanktons	32
4.1.3	Produktivität des Phytoplanktons	40
4.1.4	Zusammenfassung	42
4.2	Das Epipelagial bei 14° 27'N, 65° O in Richtung der Küste von Oman	43
4.2.1	Abiotische Umweltparameter	43
4.2.2	Abundanz und Biomasse des Phytoplanktons	48
4.2.3	Produktivität des Phytoplanktons	56
4.2.4	Zusammenfassung	58
4.3	Das Epipelagial von der Küste bis 16° 20'N, 62° 30'O	59
4.3.1	Abiotische Umweltparameter	59
4.3.2	Abundanz und Biomasse des Phytoplanktons	64
4.3.3	Produktivität des Phytoplanktons	70
4.3.4	Zusammenfassung	73
4.4	Driftexperimente	74
5	Ergebnisse der Expedition SONNE 120	76
5.1	Vorstudie	76
5.2	Drifttrajektorie	76
5.3	Das Epipelagial entlang der Drifttrajektorie	78
5.3.1	Abiotische Umweltparameter	78
5.3.2	Abundanz und Biomasse des Phytoplanktons	84
5.3.3	Coccolithophoriden	94
5.3.3.1	Zellzahlen	94
5.3.3.2	Artenzusammensetzung	96
5.3.3.3	Organischer Kohlenstoffgehalt der Coccolithophoriden	98
5.3.3.4	<i>In situ</i> Kalkbildung	99
5.3.4	Gemeinschaftsstruktur des Phytoplanktons	99
5.3.5	Primärproduktion	101
5.3.6	Driftexperimente	104
5.3.7	Zusammenfassung	106

6 KRITISCHE BETRACHTUNG ANGEWANDTER METHODEN.....	107
6.1 Zeitlicher Rahmen der Probennahme.....	107
6.2 Der LAGRANGE'sche Ansatz als Probenahmestrategie in pelagischen Studien.....	107
6.3 Pigmentanalysen mit den zwei unterschiedlichen HPLC-Systemen.....	110
6.4 <i>In situ</i> Messung der Kalkbildung.....	111
7 DISKUSSION.....	113
7.1 Historischer Überblick.....	113
7.2 Einteilung des westlichen Arabischen Meeres.....	115
7.3 Die drei Regionen im westlichen Arabischen Meer	117
7.3.1 Das zentrale Arabische Meer.....	117
7.3.2 Die Küstenauftriebsregion vor Oman.....	121
7.3.3 Die Findlater Jet Region.....	125
7.3.3.1 Filamente: Charakteristika der Findlater Jet Region	127
7.3.3.2 Bedeutung der Coccolithophoriden für das Epipelagial.....	136
8 ABSCHLUSSBETRACHTUNG UND AUSBLICK	137
9 ZUSAMMENFASSUNG.....	140
10 LITERATUR.....	143
ANHANG	

ABKÜRZUNGEN

BMBF	Bundesministerium für Bildung und Forschung
CaCO ₃	Kalziumkarbonat
CAST	Central Arabian Sea Station (14° 31'N, 64° 46'O)
Chl <i>a</i>	Chlorophyll <i>a</i>
CO ₂	Kohlendioxid
CTD	Conductivity, Temperature, Depth
FS	Forschungsschiff
H ¹⁴ CO ₃	Hydrogenkarbonat [H ¹⁴ CO ₃]
HPLC	High-Performance-Liquid-Chromatography = Hochauflösende Flüssigkeits Chromatographie
IIOE	International Indian Ocean Expedition
JGOFS	Joint Global Ocean Flux Study
LT	Lichttiefe
M 23/5	Expedition METEOR 32/5
MLD	'Mixed Layer Depth' = durchmischte Schicht, Deckschicht
MDS	Multidimensionale-Skalierung
NH ₄ ⁺	anorganisch gelöstes Ammonium
NO ₂ ⁻	anorganisch gelöstes Nitrit
NO ₃ ⁻	anorganisch gelöstes Nitrat
NP	Neue Produktion
pCO ₂	Kohlendioxid Partialdruck
PO ₄ ³⁻	anorganisch gelöstes Phosphat
POC	partikulärer organischer Kohlenstoff
PON	partikulärer organischer Stickstoff
PP	Primärproduktion
PPC	Phytoplanktonkohlenstoff
PSi	partikuläres biogenes Silizium (Silikat)
REM	Rasterelektronenmikroskop(ie)
RP	Regenerierte Produktion
Si(OH) ₄	anorganisch gelöstes Silizium (Silikat)
So 120	Expedition SONNE 120
SST	Sea Surface Temperature = Oberflächentemperatur
St.	Station
SW-Monsun	Südwest Monsun
TCM	Tiefen Chlorophyll <i>a</i> Maximum
TG	Trockengewicht / Gesamtpartikelfluß
UTM	Utermöhlmikroskopie
WAST	Western Arabian Sea Station (10° 20'N, 62° 30')

Im Text wurde die englische Dezimalschreibweise (Punkt anstelle von Komma als Dezimaltrennzeichen) verwendet, um eine konsistente Schreibweise zwischen den mit englischen Programmen erstellten Abbildungen und dem Text zu bewahren.

1 EINLEITUNG

'To determine and understand the time-varying fluxes of carbon and associated biogenic elements in the ocean, and to evaluate the related exchanges with the atmosphere, sea floor and continental boundaries.'

JGOF5

Die mögliche Veränderung des Erdklimas aufgrund anthropogener Treibhausgasemissionen ist in den letzten Jahrzehnten in den Mittelpunkt des öffentlichen Interesses gerückt. Weltweit ist die Klimaforschung ein zentrales Thema des Umweltschutzes und der Umweltpolitik.

Die Gashölle unserer Erde - die Atmosphäre bis in etwa 1000 km Höhe - beeinflusst mit ihren Wetterabläufen entscheidend die Umwelt des Menschen. Gemeinsam mit den anderen Geosystemen Hydrosphäre, oberflächennahe Lithosphäre, Biosphäre und Kryosphäre sowie der Solarstrahlung bildet die Atmosphäre das Klimasystem unserer Erde. Die einzelnen Teilsysteme stehen dabei untereinander in Wechselwirkungen und führen zur Ausbildung der natürlichen Klimavariabilität.

Die Zusammensetzung der Atmosphäre hat sich über hunderte Millionen Jahre hinweg entwickelt und schließlich das Gasgemisch Luft herausgebildet. Von entscheidender, klimarelevanter Bedeutung sind die in der Atmosphäre in nur geringen Konzentrationen vorkommenden Spurengase. Hierzu zählen Wasserdampf (H_2O), Kohlendioxid (CO_2), Ozon (O_3), Methan (CH_4), Distickstoffoxid (N_2O), seit etwa 1940 auch Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW) und seit knapp 30 Jahren die teilhalogenierten Fluorchlorkohlenwasserstoffe (HFCKW). Die elementare physikalische Eigenschaft dieser Spurengase besteht darin, daß sie die einfallende kurzweilige Sonnenstrahlung in der Troposphäre (bis ca. 10 km Höhe) im wesentlichen ungehindert passieren lassen, die von der Erdoberfläche abgegebene Wärmestrahlung aber sehr effektiv absorbieren. Somit bewirken sie eine Erwärmung der bodennahen Atmosphäre und machen das Leben auf der Erde erst möglich ('natürlicher Treibhauseffekt').

In dieses sich im Fließgleichgewicht befindlichen System hat nun der Mensch folgenschwer eingegriffen. Im Zuge der Industrialisierung seit Ende des 19. Jahrhunderts und dem damit verbundenen Gebrauch fossiler Energieträger und der Zunahme von Waldrodungen stieg die vom Menschen verursachte Emission dieser Treibhausgase, vor allem von Kohlendioxid und Fluorchlorkohlenwasserstoffen, stetig an. Die hieraus resultierende Änderung der atmosphärischen Mischungsverhältnisse und der Verteilung dieser Spurengase in der Atmosphäre führt zu einer Änderung des Klimas, der natürliche Treibhauseffekt wird verstärkt ('anthropogener oder zusätzlicher Treibhauseffekt').

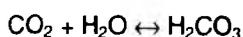
Kohlendioxid ist quantitativ das bedeutendste unter den strahlungsaktiven atmosphärischen Spurengasen. Es ist einerseits ein wesentlicher Teil des natürlichen biogeochemischen Kohlenstoffkreislaufs, andererseits wird es durch anthropogene Einflüsse in die Atmosphäre emittiert. Seine Konzentration ist entscheidend von den Reaktionen der natürlichen Komponenten des globalen Kohlenstoffkreislaufs abhängig. Für ein Verständnis und damit für eine Voraussagbarkeit des Klimageschehens ist es daher unabdingbar, den globalen Kohlenstoffkreislauf zu erforschen und genauer zu verstehen.

Die Ozeane, die ca. 71 % der Erdoberfläche einnehmen, sind mit entscheidend für die globalen klimatischen Bedingungen. Meeresoberfläche und Atmosphäre stehen in ständigem Gasaustausch, wobei die Ozeane etwa 60mal so viel Kohlendioxid speichern wie die Atmosphäre [SIEGENTHALER & SARMIENTO, 1993]. Aufgrund der Wichtigkeit des Kohlendioxids in den Ozeanen sind alle Prozesse, die auf ihn einwirken, zu untersuchen und zu verstehen, um schließlich Aussagen diesbezüglich treffen zu können [DEGENS, 1979]. Die Verteilung des Kohlenstoffs zwischen Meeresoberfläche und Atmosphäre hängt von der Chemie jener Komponenten im Meer ab, die von den marinen Organismen aufgenommen und im Stoffwechsel umgesetzt werden. Daher müssen die Mechanismen untersucht werden, die im Meer die Konzentration solcher Bestandteile steuern und bestimmen. Die miteinander verflochtenen Rückkopplungsmechanismen, die dafür Sorge tragen, daß sich all diese Konzentrationen im Fließgleichgewicht halten, stehen daher im Mittelpunkt moderner Forschung.

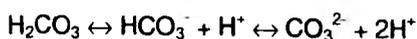
Kohlenstoff wird durch drei wesentliche Prozesse im Ozean gespeichert [WOLF-GLADROW, 1992]:

(a) Das chemische Gleichgewicht

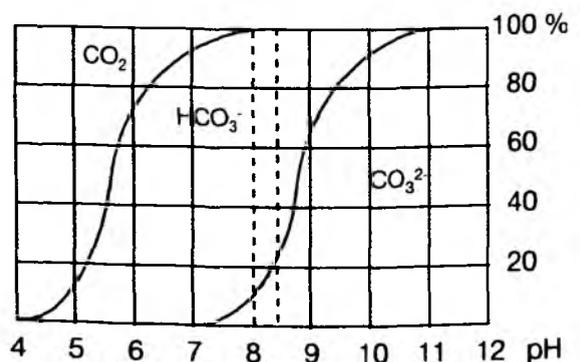
An der Grenzfläche Atmosphäre–Ozean geht atmosphärisches CO_2 in Lösung und bedingt aufgrund des Karbonatsystems im Meer die Bildung von Bikarbonat [H_2CO_3]



Das entstehende Bikarbonat, die Kohlensäure [H_2CO_3], ist instabil und dissoziiert quantitativ zu Hydrogenkarbonat [HCO_3^-] und Karbonat [CO_3^{2-}]



Die Mengenverhältnisse der vier Formen des gelösten anorganischen Kohlenstoffs sind stark pH-abhängig (Darstellung rechts). Bei vorkommenden Meerwasser pH-Werten von 8 bis 8.4 (grau hinterlegter Bereich) liegen diese bei 90 % [HCO_3^-], 9 % [CO_3^{2-}] und < 1 % [CO_2]. [H_2CO_3] macht lediglich < 0.001 % aus [nach BUCH aus WATTENBERG, 1943].



(b) Die physikalische Pumpe

Diese beschreibt das Absinken von kühlem Oberflächenwasser mit erhöhtem CO_2 -Gehalt und den Auftrieb von Tiefenwasser mit geringerer CO_2 -Konzentration. Während die gut durchmischte Schicht (50 - 100 m Tiefe) in ständigem Austausch mit der Atmosphäre steht, laufen die Wechselwirkungen im tiefen Ozean auf ganz anderen Zeitskalen ab. Ein vollständiger Austausch zwischen Tiefsee und Deckschicht dauert etwa 500 - 1000 Jahre und der Kohlenstoff bleibt dem System somit für lange Zeit entzogen.

(c) Die biologische Pumpe

Sie umfaßt die organische Kohlenstoffpumpe und die Karbonatpumpe [REVELLE, 1985]:

⇒ Die organische Kohlenstoffpumpe

Kohlendioxid wird bei der Photosynthese des Phytoplanktons reduziert und in organischer Substanz fixiert (Primärproduktion). Ein Teil dieser primär gebildeten organischen Materie wird in tiefere Schichten des Ozeans verfrachtet (Sedimentation) und ein Teil dieses sedimentierten, fixierten Kohlenstoffs in Sedimente eingelagert.

⇒ Die Karbonatpumpe

Kohlenstoff wird außerdem von kalkskelettbildenden Planktern (Coccolithophoriden, Foraminiferen, Pteropoden, Ostracoden) beim Aufbau ihrer Hartschalen als Kalziumkarbonat gebunden. Teile dieser karbonatischen Hartteile sinken aus der Deckschicht in größere Wassertiefen, und auch ein Teil dieses in anorganischer Form gespeicherten Kohlenstoffs wird im Sediment festgelegt.

Die biologische Kohlenstoffpumpe wirkt erheblich auf den globalen Kohlenstoffkreislauf ein. Sie ist dafür verantwortlich, daß ein Teil des in der Deckschicht fixierten Kohlenstoffs durch die Sedimentation dem Austausch mit der Atmosphäre für 100 - 10000 Jahre entzogen wird oder gar durch die Einlagerung in die Sedimente dem System für immer verloren geht. Die Effektivität dieser Prozesse entscheidet darüber, wieviel anthropogen in die Atmosphäre eingebrachter Kohlenstoff dauerhaft aufgenommen werden kann.

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich, anknüpfend an diese fundamentalen Auswirkungen und die damit verbundenen Zusammenhänge im globalen Kohlenstoffkreislauf, mit den Prozessen der biologischen Kohlenstoffpumpe. Daher werden diese im folgenden detaillierter beschrieben.

Marines Phytoplankton spielt durch die Bildung organischer Substanz aus CO_2 und anorganischen Nährsalzen unter Einwirkung von Sonnenenergie eine essentielle Rolle in den komplexen Beziehungen des globalen Kohlenstoffkreislaufs. Etwa ein Drittel der weltweiten Primärproduktion wird von diesen einzelligen autotrophen Mikroorganismen gestellt [z.B. SMETACEK, 1985]. Während der Primärproduktion wird durch die Aufnahme von Kohlendioxid der CO_2 -Partialdruck ($p\text{CO}_2$) erniedrigt. Der Unterschied in den Partialdrücken an der Grenzfläche von Ozean zu Atmosphäre sorgt für eine Nachlieferung von atmosphärischem CO_2 in die Oberflächenschicht des Ozeans. Abhängig von jahreszeitlich variierenden Einflüssen (z.B. Nährsalzkonzentration, Lichtverfügbarkeit,

Hydrographie) kommt es schließlich zum vertikalen Export oder zur Retention der biogenen Partikel aus bzw. in der euphotischen Zone. Ein Großteil der primär produzierten organischen Substanz wird in dieser Schicht bereits remineralisiert. Ein Teil wird jedoch aus den oberen, lichtdurchfluteten Schichten des Ozeans in die Tiefe exportiert und entgeht somit dem Kreislauf in den Oberflächenschichten. Dies bedeutet den Verlust von remineralisierbaren Nährstoffen und vor allem von fixiertem Kohlenstoff, die tieferen Wasserschichten und der Sedimentoberfläche zugeführt werden. Die freigesetzten Mengen an CO_2 aus diesem Material bleiben entsprechend der Ventilation der jeweiligen Wasserschicht dem Austausch mit der Atmosphäre fern. Ein geringer Anteil dieses primär gebundenen Kohlenstoffs wird jedoch durch die Einlagerung in das Sediment dem Kreislauf entzogen. Die Effizienz der biologischen Pumpe hängt demnach nicht von der Aufnahme atmosphärischen Kohlendioxids durch die Bildung organischer Substanz und karbonatischer Skeletteile im oberen Ozean ab, sondern vom Nettotransport in den tiefen Ozean, wo es von der Atmosphäre isoliert bleibt. Nur dieser Teil des primär fixierten Kohlenstoffs entzieht letztlich der Atmosphäre CO_2 .

In diesem Zusammenhang nehmen die **Coccolithophoriden** (Prymnesiophyceen) eine bisher unzureichend verstandene Schlüsselstellung im globalen Kohlenstoffkreislauf ein. Sie bilden neben Diatomeen und Dinoflagellaten den Hauptbestandteil des ozeanischen eukaryotischen Phytoplanktons [GAARDER, 1971; MCINTYRE & BE, 1967 OKADA & MCINTYRE, 1977] und können beträchtliche Blüten bilden [HOLLIGAN *et al.*, 1983; BRATBAK *et al.*, 1993; FERNANDEZ *et al.*, 1993; HOLLIGAN *et al.*, 1993; BROWN & YODER, 1994]. Diese autotrophen Einzeller besitzen ein bis zwei Flagellen und zählen mit einer Größe von 3 - 40 μm zum Nanoplankton. Charakteristisch für diese Gruppe ist die Ausbildung externer Kalkplättchen aus Kalziumkarbonat, den Coccolithen, in unterschiedlichsten Häufigkeiten und Formen (Tafel I-V). Ihre Besonderheit liegt darin, daß sie während ihres Wachstums als autotrophe Kalkbildner in zweierlei Hinsicht den Kohlenstoffhaushalt des oberflächennahen Ozeans beeinflussen:

1. Im Rahmen der Photosynthese senken sie durch die Aufnahme von CO_2 den Partialdruck des Kohlendioxids.
2. Infolge der Bildung ihrer Coccolithen während der Aufnahme von Kalzium vermindern sie die Alkalinität. Mit abnehmender Meerwasseralkalinität erhöht sich der relative Anteil von CO_2 am Gesamtkohlenstoff (der pH-Wert sinkt) und es kommt zu einem Anstieg des $p\text{CO}_2$ [SARMIENTO *et al.*, 1988; TAYLOR *et al.*, 1991].

Als Nettoprozeß überwiegt die Kalkbildung und damit die Erhöhung des $p\text{CO}_2$ [ROBERTSON *et al.*, 1993] und es kann zum Ausgasen von CO_2 in die Atmosphäre kommen [HOLLIGAN & ROBERTSON, 1996]. Die Karbonatpumpe wirkt somit der organischen Kohlenstoffpumpe in der Oberflächenschicht entgegen und wird daher oft als Gegenpumpe bezeichnet [WOLF-GLADROW, 1992].

Da aber die Kalklösung (Freisetzung von Kohlenstoff) erst in großen Wassertiefen unterhalb der Lysokline stattfindet [BROECKER & PENG, 1982], kann ein wesentlich größerer Anteil ihres primär gebundenen Kohlenstoffs als anorganischer Kohlenstoff in den tiefen Ozean verfrachtet werden

[BRAMLETTE, 1958]. Das steht wiederum den nicht kalkschaligen Primärproduzenten gegenüber, deren organischer Kohlenstoff zu einem erheblichen Anteil bereits in geringen Wassertiefen remineralisiert wird. Insgesamt ist die quantitative Bedeutung der Coccolithophoriden für den globalen Kohlenstoffkreislauf weitestgehend ungeklärt.

Das multidisziplinäre und international koordinierte Forschungsprogramm **JOINT GLOBAL OCEAN FLUX STUDY (JGOFS)** macht sich seit 1987 zur Aufgabe, die besondere Eigenschaft des Ozeans als Kohlenstoffspeicher und seine Bedeutung als mögliche Senke für Kohlendioxid zu erforschen [SCOR, 1987]. Ziel dieser Studie ist die Bestimmung und das Verständnis derjenigen Prozesse, welche die zeitlichen Änderungen der Kohlenstoffflüsse und der damit zusammenhängenden biologischen Elemente kontrollieren sowie die Einschätzung der damit gekoppelten Austauschprozesse mit der Atmosphäre, dem Meeresboden und den Küsten.

Das Arabische Meer wurde aufgrund seiner hydrographischen und geographischen Besonderheiten als ein Hauptuntersuchungsgebiet gewählt [SMITH *et al.*, 1991a; SCOR, 1995]. Der Landabschluß nach Norden und die im Jahresverlauf regelmäßig wechselnden starken Monsunwinde verursachen zweimal im Jahr eine vollständige Umkehrung des Oberflächenstromsystems. Dies hat zusammen mit Auftriebsereignissen und lateralen Transporten einen enormen Einfluß auf das lokale Klima. Die besonderen Klimaverhältnisse spiegeln sich in hohen Phytoplanktonbiomassen wider [z.B. RYTHER *et al.*, 1966; BROCK & McCLAIN, 1992], die einen großen Anteil an partikulärem organischen Kohlenstoff (**particulate organic carbon = POC**) und partikulärem anorganischen Kohlenstoff (**particulate inorganic carbon = PIC**, in Form von CaCO_3) aufweisen. Die daraus resultierenden saisonalen Sedimentationsmuster machen das Arabische Meer zu einem für den vertikalen Kohlenstofffluß bedeutenden Meeresgebiet.

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit den hydrographischen, chemischen und phytoplanktologischen Besonderheiten des Epipelagials, den pelagischen Prozessen und dem Partikelfluß im westlichen Arabischen Meer zur Zeit des SW-Monsuns, wobei der Schwerpunkt beim kalkbildenden und nicht kalkbildenden Phytoplankton liegt. Sie trägt den größten Teil zum planktologischen Teilprojekt 'Pelagische Prozesse und Partikelfluß im Arabischen Meer unter besonderer Berücksichtigung der autotrophen Kalkbildner und des Mesozooplanktons' bei. Sie liefert einen Beitrag zum Verständnis über die Größe und die Geschwindigkeiten dieser Prozesse zur Zeit des SW-Monsuns, für die bisher gesicherte Erkenntnisse fehlen [z.B. ZEITZSCHEL, 1973; CURRIE *et al.*, 1973; OLSON *et al.*, 1993].

Folgende Fragen stehen im Vordergrund:

- Wodurch ist das westliche Arabische Meer zur Zeit des SW-Monsuns charakterisiert?
- Lassen sich verschiedene geographische Regionen unterscheiden und typische Charakteristika herausstellen?
- Wie sieht die Phytoplanktonzusammensetzung in diesen Regionen aus?
- Welchen Anteil haben Diatomeen, kalkschalige Phytoplankter, andere Nanoplankter bzw. pikoplanktische Cyanophyceen am Produktionsgeschehen im Epipelagial?
- Lassen sich allgemein gültige Schemata zur Darstellung der hydrographischen, chemischen und phytoplanktologischen Strukturen des Epipelagials verschiedener geographischer Regionen zur Zeit des SW-Monsuns erstellen?

2 DAS ARABISCHE MEER

2.1 Geographie

Das Arabische Meer bildet den nordwestlichen Teil des nördlichen Indischen Ozeans, welcher insgesamt in drei Regionen unterteilt werden kann: das äquatoriale Gebiet zwischen 10° N und 10° S mit dem Somali Becken als nordwestliche Begrenzung, die Bucht von Bengalen im Nordosten und das **Arabische Meer** im Nordwesten (Abb. 2.1). Das Arabische Meer, mit Maximaltiefen bis zu 5500 m, wird im Nordwesten von der Arabischen Halbinsel mit der Küste von Oman und Jemen, im Norden von Pakistan und im Nordosten von Indien begrenzt. Im Südwesten liegt der Karlsberg-Rücken mit einer Schwellentiefe von ca. 3000 m, welcher das Arabische Becken von dem Somali Becken trennt. Der Karlsberg-Rücken stellt eine Querschwelle des Zentralen Indischen Rückens dar, der das Arabische Becken im Südosten begrenzt. Die südliche Demarkationslinie des Arabischen Meeres ist international nicht einheitlich definiert. In der vorliegenden Studie wird der Äquator, aufgrund der Untersuchungsstrategie einer Expedition (METEOR 32/5, Kap. 2.3), als südlichste Grenze festgelegt. Das Arabische Meer ist somit annäherungsweise ein dreieckiges Becken mit einer Gesamtfläche von ca. $6.2 \times 10^6 \text{ km}^2$ (Gesamtfläche Indischer Ozean ca. $50 \times 10^6 \text{ km}^2$), was 0.4 % der Weltozeanoberfläche entspricht. Seine größte zonale Ausdehnung beträgt ca. 3000 km, die meridionale Erstreckung ist geringfügig kleiner. Die geringe Größe und die Begrenzung durch Landmassen an drei Seiten des Arabischen Meeres impliziert bedeutende Wechselwirkungen zwischen den Küstenregionen und dem offenem Ozean [SHETYE *et al.*, 1994].

Der Landabschluß nach Norden bedingt die hydrographischen und klimatischen Besonderheiten des nördlichen Indischen Ozeans - und somit die des Arabischen Meeres - die dieses Meeresgebiet erheblich von allen anderen Meeresregionen unterscheidet.

- Die nördlichste Begrenzung reicht bis ca. 25° N, was dieses Gebiet als tropischen Ozean definiert. Die fehlende Verbindung zum Nordpolarmeer verhindert im nördlichen Indischen Ozean die Bildung von kaltem Tiefenwasser. Deshalb können sich zwei für diesen Ozean charakteristische sauerstoffarme Wasserschichten ($< 0.2 \text{ ml O}_2 \text{ l}^{-1}$) zwischen 100 m und 1500 m Tiefe ausbilden [QASIM, 1982; SWALLOW, 1984]. Das erste Sauerstoffminimum in 100 - 400 m Tiefe ist bedingt durch den Abbau aus der euphotischen Zone sedimentierter organischer Substanz, der aufgrund der Anordnung der Landmassen fehlenden Advektion und des Vorkommens von salzreichem Wasser in den oberen Wasserschichten [DIETRICH, 1973; WYRTKI, 1973; QASIM, 1982]. Das zweite Sauerstoffminimum zwischen 800 - 1500 m entsteht aufgrund der geringen Vertikalkonvektion durch thermische Stabilität [QASIM, 1982].
- Die in den Landmassen begründeten klimatischen Bedingungen auf dem asiatischen Kontinent haben eine starke Saisonalität in diesem Meeresgebiet zur Folge. Die zweimalige Richtungsumkehr des Windes in Form des Nordost- und des Südwest-Monsuns kommt so nur in dieser Region vor. Die monsunbedingten Austauschprozesse zwischen Atmosphäre und Meeresoberfläche bestimmen direkt die thermohaline Konvektion der Oberflächenschicht. Die

Folge daraus ist ein Oberflächenstromsystem, das sich durch eine völlige Richtungsumkehr zweimal im Jahr auszeichnet (Kap. 2.3).

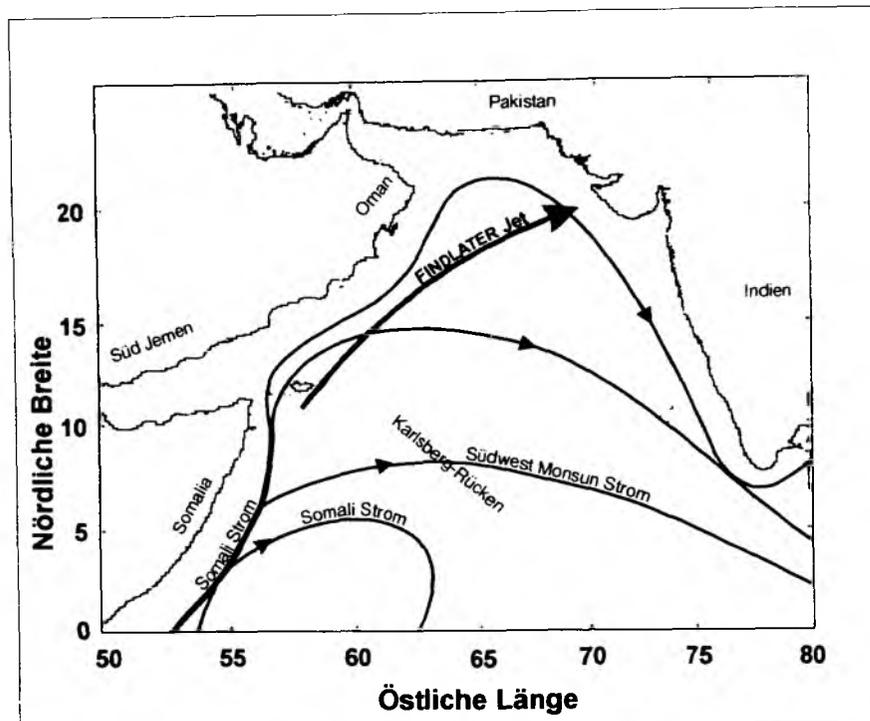


Abb. 2.1 Untersuchungsgebiet während des SW-Monsuns mit schematischem Oberflächenstromsystem (modifiziert nach YOU, 1997) und dem atmosphärischen Findlater Jet.

2.2 Monsun

Als Monsun wird ein Wind bezeichnet, der einen regelmäßigen Richtungswechsel zwischen zwei Jahreszeiten aufweist. Ausgelöst wird der Monsun durch die Singularitäten des planetarischen Windfeldes hinsichtlich des stark im Jahresgang verschoben Wärmehaushalts der Kontinente. Im Nordwinter ist die Luft über Südasien kälter und dichter als die Luft über dem Ozean, wodurch der Oberflächen-Atmosphärendruck über dem Kontinent größer als über dem Ozean ist. Der Druckgradient führt zu einem nördlichen oder nordöstlichen Luftstrom von Asien bis südlich des Äquators. Dieser Luftstrom heißt Nordost-Monsun [NO-Monsun]. Nach Überquerung des Äquators wird der Strom durch die Corioliskraft nach links abgelenkt und konvergiert mit dem Südost-Passat bei 10° S bis 20° S. Im Verlauf des Jahres schwächt die ansteigende Hitze das Hochdruckgebiet über Südasien ab. Während des Nordsommers hat sich ein Tiefdruckgebiet entwickelt, so daß von Juni bis September südliche bis südwestliche Winde über diese Region wehen. Diese werden als Südwest-Monsun (SW-Monsun) bezeichnet und ist das stärkere der beiden Windsysteme (NO Monsun nur $\frac{1}{5}$ der SW Monsunstärke). Die Umkehr des Windes aus nördlichen Richtungen im Winter in südliche im Sommer ist das Merkmal für dieses besondere regionale Windfeld.

Für den SW-Monsuns ist der schmale, ungewöhnlich niedrig liegende atmosphärische Findlater Jet (1 - 2 km Höhe) charakteristisch [FINDLATER, 1969a, 1969b, 1974]. Dieser schmale, ungewöhnlich

niedrig liegende atmosphärische Jet tritt an der Westseite des Kontinents auf (Abb. 2.1), weht mit Geschwindigkeiten von $> 14 \text{ m s}^{-1}$ [CADET & DIEHL, 1984] und wirkt auf die darunterliegenden ozeanischen Ströme (s.u.) des Arabischen Meeres.

Er bedingt u.a. Küstenauftrieb vor Oman [z.B. SMITH & BOTTERO, 1977; ELLIOTT & SAVIDGE, 1990; BROCK & McCLAIN, 1992; YOUNG & KINDLE, 1994], in dem maximale Durchmischungstiefen bei ca. 40 m liegen [BAUER *et al.*, 1993]. Im Nordwesten der Jetachse herrscht eine positive Rotation des Windfeldes und EKMAN induzierter Auftrieb [BROCK & McCLAIN, 1992]. Im Südosten der Jetachse herrscht negative Rotation des Windfeldes und EKMAN induziertes Absinken [BAUER *et al.*, 1991]. Der im Einflußbereich des Findlater Jets herrschende starke EKMAN-Auftrieb bewirkt einen Transport von nährstoffreichem Wasser aus tieferen Schichten an die Meeresoberfläche. Die negative Rotation des Windfeldes südöstlich der Jetachse führt zum EKMAN induzierten Absinken, so daß hier eine 'downwelling'-Region entsteht. Hier werden Durchmischungstiefen bis zu 100 m registriert [BAUER *et al.*, 1993], und das Wasser sinkt, bei gleichzeitiger Vermischung mit tieferen Wasserschichten, dichtebalanciert auf Tiefen von 200 - 500 m ab.

2.3 Oberflächenstromsystem

Die Oberflächenströmungen reagieren auf die regelmäßige Umkehr des Windes mit der Ausbildung eines von den anderen Ozeanen grundlegend verschiedenen Strömungssystems. Auffälligstes Merkmal ist der Somali-Strom (Abb. 2.1), der sich während des SW-Monsuns entlang der Nordost-Afrikanischen Küste nach Norden bewegt. Er stellt einen Gefällstrom dar, welcher aus dem Aufstau von Wasser südlich des Äquators durch den Südost-Passat und einem ablandigen EKMAN-Transport nördlich des Äquators durch den SW-Monsun resultiert [DIETRICH *et al.*, 1975].

Im Arabischen Meer tritt der SW-Monsun in der Zeit von Juni-September als starker ($> 14 \text{ m s}^{-1}$), parallel zur Küste Somalias und der Arabischen Halbinsel, wehender Wind auf [BAUER *et al.*, 1993]. Dieses über längere Zeit konstante atmosphärische Phänomen bewirkt im Oberflächenbereich des Ozeans einen von der Küste in den offenen Ozean gerichteten Wassertransport (EKMAN-Transport). Aus Gründen der Kontinuität wird das Oberflächenwasser aus tieferen Schichten (100 - 200 m Tiefe) ersetzt und als Küstenauftrieb vor den Küsten Somalias und Omans sichtbar [SWALLOW, 1984; SAAGER, 1994].

In Regionen mit östlichen Randströmen, so wie im Küstenauftrieb vor Somalia und Oman, werden häufig besondere ozeanische Phänomene, sogenannte Filamente, beobachtet [BROCK & McCLAIN, 1992]. Wenn sich die Auftriebsbewegung ('upwelling') im Arabischen Meer aufgebaut hat, entstehen Zungen kalten Wassers, die anhand der geringeren Oberflächentemperatur (engl. SST = 'Sea Surface Temperature', Satellitendaten) gegenüber dem Umgebungswasser deutlich abzugrenzen sind (Abb. 2.2). Diese Filamente zeichnen sich durch hohe Chlorophyllkonzentrationen aus [BRINK & COWLES, 1991]. Sie sind selten breiter als 100 km und können sich aufgrund der Besonderheit des Windfeldes und der Topographie der Küstenlinie senkrecht zur Küste über hunderte von Kilometern bis weit in den offenen, zentralen Ozean (s.u.) erstrecken. Sie sind teilweise an Landzungen gekoppelt, aber nicht zwangsläufig an diesen

vorzufinden [WEAKS, 1983]. Einzelne Filamente können über mehrere Wochen beobachtet werden [z.B. WEAKS, 1983; WASHBURN & ARMI, 1988; STRUB *et al.*, 1991; WASHBURN *et al.*, 1991; BRINK *et al.*, 1998]. Ihr Entstehen wurde aufgrund von Laborexperimenten auf Änderungen in der Bodentopographie oder barokliner Instabilitäten innerhalb der Auftriebsfront zurückgeführt [WASHBURN & ARMI, 1988]. STRUB *et al.* [1991] stellen drei Modelle unterschiedlicher Fließschemen des Wassers in Filamenten vor - 'Squirts', mesoskalige Eddies und mäandrierende Eddies -, die jedoch alle gemeinsam in einem Stromsystem auftreten können.

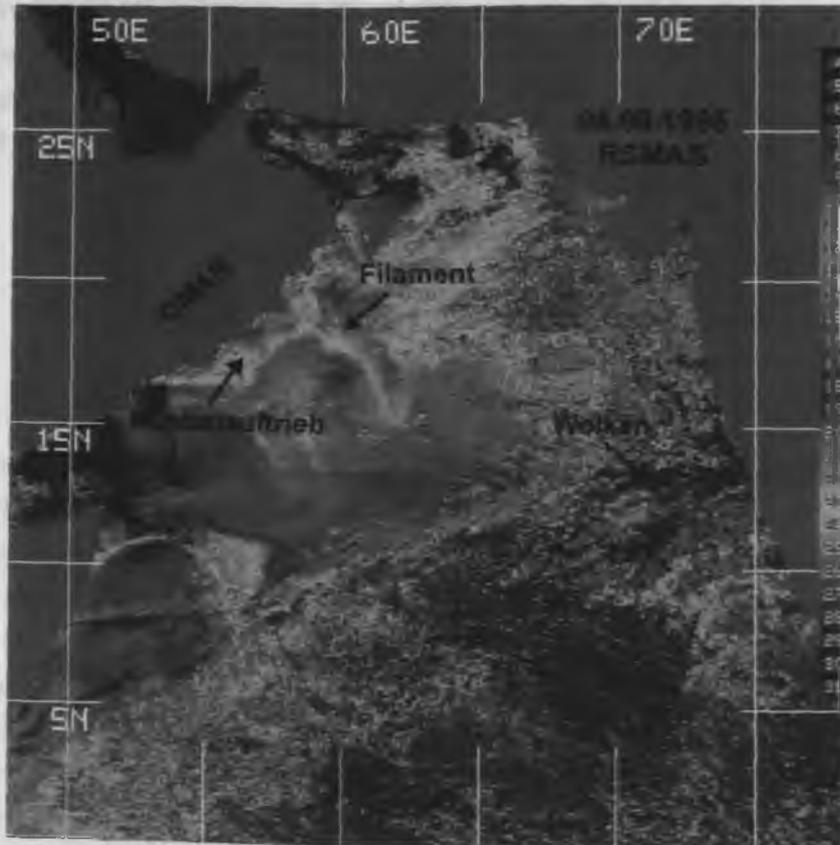


Abb. 2.2 Satellitenaufnahme der Oberflächentemperatur (engl. SST, Sea Surface Temperature, in °C, Legende rechts) des Arabischen Meeres vom 4. August 1995. RSMAS: 'Rosenstiel Institute of Marine Science', Miami, Florida. Dunkelgrau: Wolken.

3 MATERIAL UND METHODEN

Das Arabische Meer ist eines von vier Hauptarbeitsgebieten der 'Joint Global Ocean Flux Study' (JGOFS). International koordinierte Feldstudien wurden insbesondere in den Jahren 1994 - 1996 durchgeführt [SCOR, 1995]. Die hier präsentierten Untersuchungen fanden im Rahmen der Beteiligung von Mitarbeitern des Instituts für Meereskunde (IfM), Kiel, an dem BMBF¹-Verbundvorhaben 'ARABISCHE SEE' statt. Zwei Expeditionen in das westliche Arabische Meer in den Jahren 1995 und 1997 (s.u.) sollten wesentlich zum Verständnis der physikalischen, chemischen und biologischen Prozesse im Epipelagial während des SW-Monsuns dieser Meeresregion beitragen. Datenbasis dieser Studie waren die Rohdaten, die innerhalb des Kieler Teilprojektes 'Pelagische Prozesse und vertikaler Partikelfluß in der Arabischen See unter besonderer Berücksichtigung der Bedeutung der autotrophen Kalkbildner und des Mesozooplanktons' während der beiden Expeditionen - METEOR 32/5 (1995) und SONNE 120 (1997) - erhoben wurden. Unveröffentlichte Daten der Expedition METEOR 32/5 wurden dieser Arbeit freundlicherweise von DR. K. VON BRÖCKEL (Primärproduktion und Phytoplanktonzählungen) und DR. A. DETMER (Untersuchungen zur Bedeutung des autotrophen Pico- und Nanoplanktons mittels Durchflußzytometrie) zur Verfügung gestellt. Tab. 3.1 gibt einen Überblick über die untersuchten und hier vorgestellten Parameter und Variablen.

Tab. 3.1 Probennahmeparameter während der Expeditionen METEOR 32/5 und SONNE 120. T: Temperatur; S: Salzgehalt; σ_0 : Dichte; MLD: 'Mixed Layer Depth' = durchmischte Schicht; UTM: UTERMÖHL-Mikroskopie; REM: Rasterelektronenmikroskopie; HPLC: Hochauflösende-Flüssigkeits-Chromatographie. +: Proben wurden genommen und analysiert, -: es konnten keine Proben genommen und/oder analysiert werden.

PARAMETER	METEOR 32/5	SONNE 120
Hydrographie: T, S, σ_0 , MLD	+	+
Anorganische gelöste Nährsalze: NO_3^- , Si(OH)_4 , PO_4^{3-} , NH_4^+ , NO_2^-	+	+
Gelöster Sauerstoff (O_2)	+	+
Tiefe der euphotischen Zone (Secchi-Tiefe)	+	+
Globalstrahlung, Lichtintensitäten	+	+
Partikulärer organischer Kohlenstoff und Stickstoff (POC und PON)	+	+
Partikuläres biogenes Silikat (PSi)	+	+
<i>In situ</i> Fluoreszenz	+	+
Chlorophyll a (Chl a)	+	+
Phytoplanktonzusammensetzung (UTM)	+	+
Coccolithophoridenflora (REM)	-	+
Pigmentanalysen (HPLC)	+	+
Primärproduktion (PP)	+	+
Neue- und Regenerierte Produktion (NP und RP)	+	-
Kalkbildungsraten	-	+
Vertikaler Partikelfluß (Driftexperimente)	+	+

¹ Bundesministerium für Bildung und Forschung

3.1 Expeditionen

3.1.1 METEOR Expedition 32/5 (M 32/5)

Während der Expedition M 32/5 mit dem Forschungsschiff (FS) METEOR wurde vom 14. Juli - 14. August 1995 das Epipelagial im westlichen Arabischen Meer entlang von drei Schnitten untersucht (Abb. 3.1). Ausgehend vom Äquator wurde zunächst ein **Süd-Nord-Schnitt** entlang des 65. Meridians bis 14° 27'N, 65° O gefahren (St. 382 - St. 414). Von hier führte ein 2. **Schnitt in Richtung der Küste von Oman** (St. 414 - St. 439) bis in den Einzugsbereich des Küstenauftriebs (18° 35'N, 57° 10'O). Dieser **Schnitt** wurde in gegenläufiger Richtung **bis 16° N, 62° O**, nahe zur internationalen Referenzstation WAST², ein weiteres Mal geprobt (etwa $\frac{2}{3}$ der Länge des Schnittes zur Küste, St. 439 - St. 462).

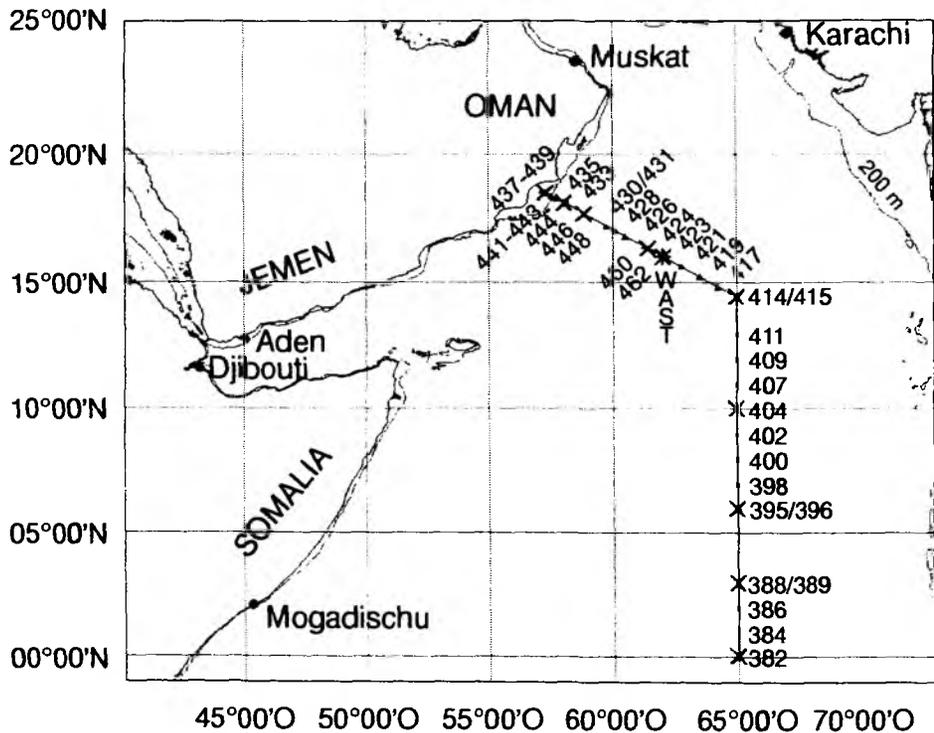


Abb. 3.1 Untersuchungsgebiet der Expedition METEOR 32/5. Süd-Nord-Schnitt entlang 65° O (St. 382 - St. 414), Schnitt zur Küste von Oman (St. 414 - St. 439), Schnitt von der Küste von Oman bis 16° N, 62° O (St. 439 - St. 462) mit den jeweiligen Stationsnummern und den durch Kreuze markierten Driftstationen. Eingetragen ist die 200 m Konturlinie.

² WAST: Western Arabian Sea Station, Position 16° 20'N, 60° 30'O

Intensive Wassersäulenbeprobungen erlauben eine detaillierte hydrographische, chemische und biologische Charakterisierung des Epipelagials entlang der Schnitte. Tagesdrifter mit einer Sinkstoffalle unterhalb der euphotischen Zone (Kreuze in Abb. 3.1) dokumentierten die Exportproduktion aus dem Epipelagial entlang der Schnitte. Tab. 3.2 gibt einen Überblick über die beprobten Driftstationen mit den entsprechenden Positionen während dieser Expedition.

Tab. 3.2: Übersicht über die Driftstationen entlang der drei Schnitte während der Expedition METEOR 32/5.

DRIFTER	STATION	TAG DES JAHRES	DATUM	POSITION	TIEFE DER SINKSTOFFALLE [m]
Süd-Nord-Schnitt					
1	381	198	17.07.95	00° 00'N, 65° 00'O	110
2	388	200	19.07.95	03° 00'N, 65° 00'O	110
3	395	202	21.07.95	06° 00'N, 65° 00'O	116
4	404	205	24.07.95	10° 00'N, 65° 00'O	110
5	414	208	27.07.95	14° 27'N, 65° 00'O	118
Schnitt zur Küste von Oman					
6	423	211	30.07.95	16° 00'N, 62° 00'O	110
7	430	213	01.08.95	17° 11'N, 59° 46'O	104
8	438	216	04.08.95	18° 30'N, 57° 18'O	66
Schnitt von der Küste von Oman bis 16° 00'N, 62° 00'O					
9	443	217	05.08.95	18° 05'N, 58° 00'O	107
10	446	219	07.08.95	17° 40'N, 58° 50'O	118
11	460	222	10.08.95	16° 20'N, 61° 24'O	110

3.1.2 SONNE Expedition 120 (So 120)

Aufgrund der gewonnenen Ergebnisse der 1. Expedition (M 32/5) in das westliche Arabische Meer lag der Schwerpunkt der 2. Expedition (So 120) mit dem FS SONNE (12. Juni - 12. Juli 1997) auf der qualitativen und quantitativen Erfassung des Phytoplanktons im küstennahen Auftriebsgebiet und im Einflußbereich des Findlater Jets vor der Küste von Oman (Abb. 3.1). Es wurde die Entwicklung eines Filamentes (Kap. 2.3) von seinem Entstehungsort im Küstenauftrieb bis in den offenen Ozean verfolgt und physikalisch, chemisch und biologisch beschrieben. Die kontinuierliche Aufzeichnung (in 6.5 m Tiefe) der Fluoreszenz, der Temperatur und des Kohlendioxid Partialdruckes ($p\text{CO}_2$; R. LENDT, IFBM³, Hamburg) sowie die Analyse chemischer und biologischer Variablen lieferte gemeinsam mit Satellitenbildern der Oberflächentemperatur (Sea Surface Temperature = SST) Informationen über die Strukturen in der Küstenauftriebsregion vor Oman und die Bildung von Filamenten. Hierzu wurde eine Zeitserienuntersuchung nach dem LAGRANGE'schen Prinzip, d.h. unbeeinflusst von advektiven Prozessen, durchgeführt. Ein Satelliten georteter Drifter mit einer Sinkstoffalle unterhalb der euphotischen Zone (Abb. 3.2) wurde in die Auftriebsregion vor der Küste von Oman für 19 Tage ausgesetzt. Das Schiff folgte dem Drifter zunächst 15 Tage, während intensive Wassersäulenbeprobungen im Epipelagial stattfanden.

³ Institut für Biogeochemie und Meereschemie, Hamburg

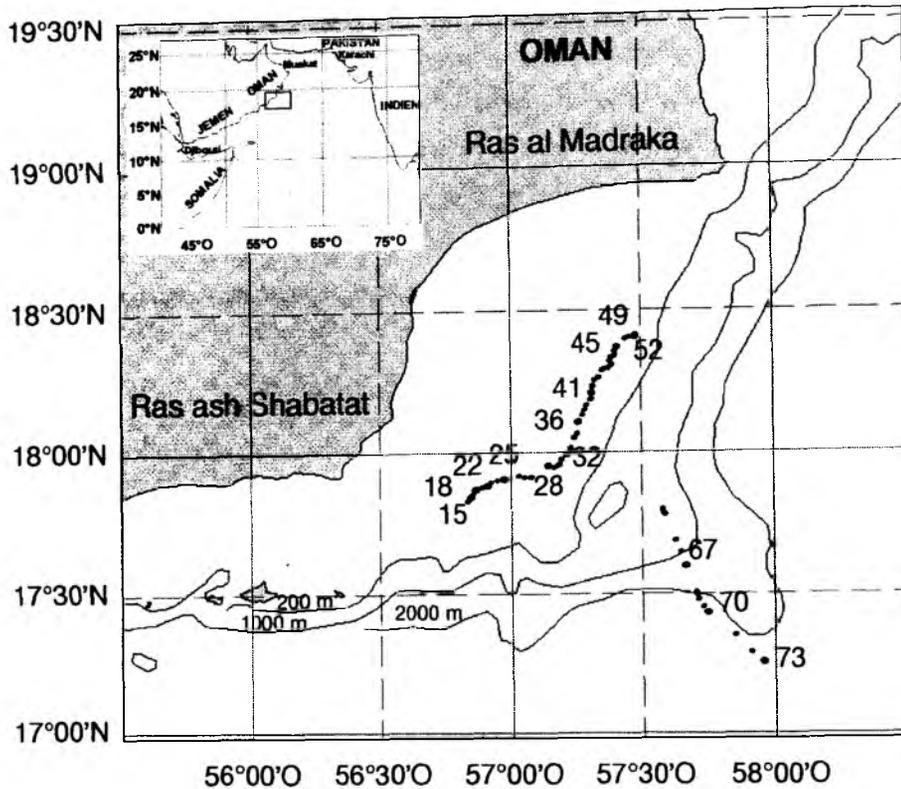


Abb. 3.2 Untersuchungsgebiet der Expedition SONNE 120. Driftrajektorie mit beprobten Stationen. Eingetragen sind die Konturlinien für 200 m, 1000 m und 2000 m Tiefe.

Für die Produktionsmessungen wurde täglich eine CTD-Station (Oberfläche bis 200 m) vor der morgendlichen Dämmerung durchgeführt. Weitere CTD-Stationen für weiterführende chemische und biologische Untersuchungen erfolgten über den Tag verteilt. Im Zeitraum vom 29. Juni bis 4. Juli 1997 wurde der Drifter verlassen, um die internationale Referenzstation WAST (Kap. 3.1.1, Abb. 3.1) zu beproben (Daten hier nicht vorgestellt). Während dieser Zeit wurde der Drifter via ARGOS (s.u.) verfolgt und die Positionen registriert (Abb. 3.2). Hierzu diente ein Radiosender an der Driftboje, dessen kontinuierlich abgestrahltes Signal vom Satelliten ARGOS empfangen und gespeichert wurde. Am 4. Juli 1997 (Tag 185) kehrte das Schiff zum Drifter zurück, die Arbeiten wurden wieder aufgenommen und bis zum 7. Juli 1997 (Tag 188) fortgesetzt. Tab. 3.3 gibt einen Überblick über die beprobten Stationen und Positionen dieser Expedition. Aus Übersichtsgründen werden im folgenden die Profilnummern als Stationsbezeichnung verwendet und nicht die gesamte Stationskennung (Stations- und Profilnummer). Dies gilt sowohl für den Text als auch für die Abbildungen. So wird beispielsweise aus der St. 17/25 die St. 25.

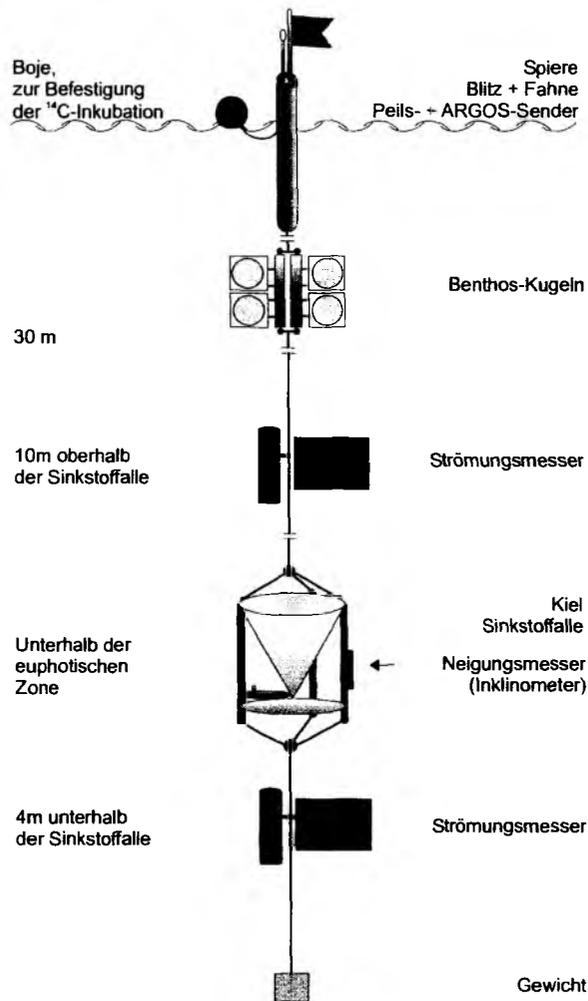


Abb. 3.3 Schematische Darstellung des eingesetzten Drifters beider Expeditionen.

Tab. 3.3: Übersicht über beprobte Stationen entlang der Driftrajektorie während der Expedition SONNE 120.

STATION/ PROFIL	TAG DES JAHRES	DATUM	ENTFERNUNG VON 1. ST. [km]	POSITION	TIEFE DER SINKSTOFFALLE [m]	LOTTIEFE [m]
15/15	170	19.06.97	0	17° 50'N, 56° 50'O	48	54
15/18	171	20.06.97	5	17° 50'N, 56° 51'O	38	50
16/22	172	21.06.97	11	17° 52'N, 56° 55'O	38	41
17/25	173	22.06.97	15	17° 53'N, 56° 57'O	18	51
18/28	174	23.06.97	29	17° 54'N, 57° 05'O	48	87
20/32	175	24.06.97	42	17° 57'N, 57° 11'O	48	122
20/36	176	25.06.97	54	18° 02'N, 57° 14'O	48	130
23/41	177	26.06.97	70	18° 10'N, 57° 19'O	48	140
23/45	178	27.06.97	85	18° 17'N, 57° 21'O	48	138
25/49	179	28.06.97	90	18° 20'N, 57° 24'O	48	136
25/52	180	29.06.97	100	18° 24'N, 57° 28'O	49	140
38/67	186	05.07.97	183	17° 40'N, 57° 38'O	49	1040
40/70	187	06.07.97	205	17° 25'N, 57° 42'O	49	2263
42/73	188	07.07.97	228	17° 20'N, 57° 51'O	49	2461

3.2 Abiotische Umweltparameter

Temperatur und **Salzgehalt** wurden auf beiden Expeditionen mittels einer CTD-Sonde (Conductivity-Temperature-Depth, NEIL BROWN MARK III) gemessen, die in einen Kranzwasserschöpfer integriert war. Die 24 Schöpfer entsprachen jeweils dem NISKIN-Typ (10 l, z.T. 12 l Fassungsvermögen). Diese dienten zur Probennahme für die anorganischen, gelösten Nährsalze, gelösten Sauerstoff sowie alle biotischen Variablen (Kap. 3.3, Ausnahme *in situ* Chlorophyll a-Fluoreszenz). Für alle Meßgrößen wurden stets Unterproben aus identischen Wasserschöpfern entnommen. Soweit nicht anders beschrieben, erfolgte die Probennahme innerhalb der gesamten Wassersäule. Die oberen 200 m wurden mit maximal 12 Tiefen stets am intensivsten beprobt.

Die **anorganischen, gelösten Nährsalze** (Nitrat $[\text{NO}_3^-]$, Silikat $[\text{Si}(\text{OH})_4]$, Phosphat $[\text{PO}_4^{3-}]$ und Nitrit $[\text{NO}_2^-]$) wurden nach GRASSHOFF *et al.* [1983] bestimmt. Auf beiden Expeditionen wurde dazu ein 'Continuous-Flow-Analyzer' (Konstruktion von H. P. HANSEN, Institut für Meereskunde, Kiel, 8 K-Version) verwendet. Die Ammoniumkonzentration $[\text{NH}_4^+]$ wurde mit der Handmethode ebenfalls wie von GRASSHOFF *et al.* [1983] beschrieben ermittelt. Die Reproduzierbarkeiten liegen im Bereich von 5 - 8 %, die Detektionsgrenzen bei $0.15 \mu\text{mol l}^{-1} [\text{NO}_3^-]$, $0.4 \mu\text{mol l}^{-1} [\text{Si}(\text{OH})_4]$, $0.01 \mu\text{mol l}^{-1} [\text{PO}_4^{3-}]$, $0.01 \mu\text{mol l}^{-1} [\text{NO}_2^-]$ bzw. $0.025 \mu\text{mol l}^{-1} [\text{NH}_4^+]$.

Gelöster Sauerstoff wurde mit der WINKLER-Methode titrimetrisch bestimmt [GRASSHOFF *et al.*, 1983]. Auf beiden Expeditionen wurde dazu ein DISSOLVED-OXYGEN-ANALYZER der Firma SIS (Sensoren, Instrumente, Systeme GmbH) eingesetzt. Die Genauigkeit liegt bei $\pm 0.02 \text{ ml l}^{-1}$.

Die **Tiefe der durchmischten Schicht** ('Mixed Layer Depth' = MLD) wurde empirisch berechnet. Für die METEOR Expedition wurde die untere Grenze der durchmischten Schicht mit dem Kriterium der Temperaturdifferenz (ΔT) in Abhängigkeit von der Tiefe ($\Delta z = 1 \text{ m}$) mit $0.20 \text{ }^\circ\text{C}$ bestimmt. Auf der SONNE Expedition galt entsprechend das Kriterium $\Delta T = 0.12 \text{ }^\circ\text{C}$. Begründet sind diese unterschiedlichen Kriterien in den zeitlich differierenden Beprobungsperioden und den regionalen Unterschieden der beiden Expeditionen.

Die **Tiefe der euphotischen Zone** (= 0.1 % Lichttiefe) und die entsprechenden Lichttiefen für die *simulated in situ* Inkubationsexperimente zur Neuen Produktion (Kap. 3.3.7) wurden aus der Secchi-Tiefe nach PARSONS *et al.* [1984] berechnet.

Die **Globalstrahlung** $[\text{W m}^{-2}]$ wurde mit zwei Strahlungssensoren [2π -Sonden, KIPP & ZONEN], die im Antennenmast des Schiffes bzw. über den Deckinkubatoren (Kap. 3.3.7) montiert waren, kontinuierlich aufgenommen. Die jeweils über zehn Minuten gemittelten Meßwerte wurden zunächst über die Dauer eines Lichttages integriert und dann in **Lichtintensitäten** $[\mu\text{E m}^{-2} \text{ s}^{-1}]$ umgerechnet.

3.3 Biotische Variablen

Die Probennahme für die Phytoplanktonparameter

- Chlorophyll *a* (Chl *a*)
- Phytoplanktonzusammensetzung
- Pigmentzusammensetzung (HPLC-Analytik)
- Primärproduktion, Kalkbildungsraten und
- Neue Produktion

erfolgte in den oberen 200 m der Wassersäule mit maximal 12 Tiefen. Unterproben für alle anderen biotischen Variablen wurden je nach Einsatztiefe der CTD-Rosette innerhalb der gesamten Wassersäule genommen.

3.3.1 Partikulärer organischer Kohlenstoff und Stickstoff

Für die Analyse des **partikulären organischen Kohlenstoffs** und des **partikulären organischen Stickstoffs** (POC und PON) wurden jeweils 2 l Meerwasser mit 0.2 bar Unterdruck auf geglühte (5 h bei 550 °C) Glasfaserfilter (WHATMAN GF/F, 25 mm Durchmesser, ca. 0.45 µm Porenweite) filtriert und bis zur weiteren Verarbeitung an Land bei -18 °C eingefroren. Die Bestimmung des POC- und PON-Gehaltes erfolgte gaschromatographisch in einem CHN-O-RAPID Elementaranalysator mit einem Wärmeleitfähigkeitsdetektor (HERAEUS) [SHARP, 1974; GRASSHOFF *et al.*, 1983]. Die experimentell bestimmten Fehler dieses Verfahrens liegen bei ≈ 10 % (REINEKE, IfM Kiel, persönliche Mitteilung) und resultieren hauptsächlich aus der Eichung des Gerätes.

3.3.2 Partikuläres biogenes Silikat

Zur Ermittlung des **biogenen partikulären Silikats** [PSi (Opal)] wurden 1 - 2 l Meerwasser bei 0.2 bar Unterdruck filtriert. Für die Bestimmung von PSi wurden Polycarbonatfilter (COSTAR, 25 mm Durchmesser, ca. 0.8 µm Porenweite) eingesetzt. Die Analyse erfolgte nach KOROLEFF [1983].

3.3.3 Chlorophyll *a*

Die *in situ* **Chlorophyll *a*-Fluoreszenz** wurde während beider Expeditionen mit einem an der CTD befestigten Rückstreufluorometer (HAARDT; maximale Einsatztiefe: 2000 m) in relativen Einheiten gemessen. Zusätzlich erfolgte während der Forschungsfahrt SO 120 eine kontinuierliche Aufzeichnung der *in situ* Chi *a*-Fluoreszenz in der Oberfläche des Ozeans (6.5 m Wassertiefe) mittels eines im hydrographischen Schacht des Schiffes montierten weiteren Rückstreufluorometers. Die Fluoreszenzdaten wurden mit den fluorometrisch ermittelten Chlorophylldaten (s.u.) entsprechend der Position, Tiefe und Tageszeit der Probennahme auf µg Chl *a* l⁻¹ kalibriert [MARRA & LANGDON, 1993; MARRA, 1997].

Für die **fluorometrische Chl a-Bestimmung** wurde 1 l Meerwasser mit 0.2 bar Unterdruck über GF/F Filter (WHATMAN, 25 mm Durchmesser, ca. 0.45 μm Porenweite) filtriert und diese bis zur weiteren Bearbeitung an Bord bei $-18\text{ }^{\circ}\text{C}$ eingefroren. Die Aufarbeitung der Proben erfolgte gekühlt und bei gedämpfter Beleuchtung nach DERENBACH [1969]. Die Probenfilter wurden in Einmal-Zentrifugenröhrchen mit Glasperlen (2 mm und 4 mm Durchmesser) überschichtet, 90 %-iges Azeton zugegeben (Wasserproben 10 ml, Sinkstofffallenproben 3 ml) und mit einer Zelmühle (BÜHLER) 5 min homogenisiert. Danach wurden sie 10 min bei 5000 U min^{-1} gekühlt zentrifugiert und der Überstand zur Analyse abpipettiert. Die Chl a-Messung erfolgte mit einem TURNER DESIGN-Fluorometer [HOLM-HANSEN *et al.*, 1965; HOLM-HANSEN & RIEMANN, 1978; HERBLAND *et al.*, 1985], welches mit einem Chlorophyllstandard (SERVA) trichometrisch gegen ein Photometer ('UV120-01', SHIMADZU) kalibriert worden war [STRICKLAND & PARSONS, 1972; JEFFREY & HUMPHREY, 1975]. Zusätzlich wurde **Chl a** während beider Expeditionen in **verschiedenen Größenklassen** gemessen: $< 0.8\text{ }\mu\text{m}$, $0.8 - 2\text{ }\mu\text{m}$, $2 - 20\text{ }\mu\text{m}$ und $> 20\text{ }\mu\text{m}$ (M 32/5) bzw. $< 2\text{ }\mu\text{m}$, $2 - 5\text{ }\mu\text{m}$, $5 - 20\text{ }\mu\text{m}$ und $> 20\text{ }\mu\text{m}$ (SO 120). Grundlage für diese Einteilung war das logarithmische Größensystem nach SIEBURTH *et al.* [1978]:

0.2 - 2.0 μm = Picoplankton

2.0 - 20 μm = Nanoplankton

20 - 200 μm = Mikroplankton

Auf der Expedition M 32/5 wurden durch die Unterteilung in der Größenklasse des Picoplanktons die prokaryotischen Prochlorophyceen ($< 0.8\text{ }\mu\text{m}$) gesondert erfaßt.

Die jeweiligen Größenfraktionen wurden durch die Filtration des Probenwassers über eine Netzgase mit der Maschenweite $20\text{ }\mu\text{m}$ und über Polycarbonatfilter mit der Porenweite von $5.0\text{ }\mu\text{m}$ und $2.0\text{ }\mu\text{m}$ bzw. $0.8\text{ }\mu\text{m}$ (COSTAR, 47 mm Durchmesser) hergestellt. Die Filtrate der Fraktionierungen wurden anschließend erneut auf GF/F Filter (s.o.) filtriert. Die weitere Aufarbeitung (Lagerung, Extraktion und Messung) erfolgte wie oben beschrieben.

3.3.4 Phytoplanktonbestimmung

Die lichtmikroskopische Analyse ermöglicht eine qualitative und quantitative Bestimmung der Zusammensetzung des Mikrophytoplanktons bis zur Gattungs- und zum Teil auch bis zur Artenebene. Sie erfaßt allerdings die Größenfraktion des Pico- und Nanoplanktons (v.a. Chlorophyceen, Chrysophyceen, Cyanophyceen, Prasinophyceen und Prymnesiophyceen) nur unvollständig. Zu ihrer Identifizierung und Quantifizierung bedarf es mikroskopischer Techniken mit sehr guten Oberflächenabbildungseigenschaften, die eine stärkere Vergrößerung und eine bessere Tiefenschärfe als im Lichtmikroskop ermöglichen. Eine derartige Voraussetzung bietet die Rasterelektronenmikroskopie (REM), die zur Arten- und Zellzahlbestimmung der zum autotrophen Nanoplankton zählenden Coccolithophoriden (Prymnesiophyceen) eingesetzt wurde.

Die Coccolithophoridenzellzahlen wurden zusätzlich nach UTERMÖHL (s.u.) im Lichtmikroskop ausgezählt (UTERMÖHL-Mikroskopie, UTM).

3.3.4.1 Lichtmikroskopie nach UTERMÖHL

Zur mikroskopischen Bestimmung und Auszählung des Phytoplanktons nach UTERMÖHL [UTERMÖHL, 1931, 1958; EDLER, 1979] wurden 250 ml Meerwasser aus den Wasserschöpfern in Braunglasflaschen abgefüllt, mit boraxgepuffertem Formalin versetzt (Endkonzentration 1 %) und bis zur weiteren Verarbeitung im Labor der Marinen Planktologie, Kiel, dunkel gelagert.

Von den fixierten Proben wurden, entsprechend ihres fluorometrisch gemessenen Chl *a*-Gehalts, 50 ml (bei $> 1 \mu\text{g Chl } a \text{ l}^{-1}$) oder 100 ml (bei $< 1 \mu\text{g Chl } a \text{ l}^{-1}$) in UTERMÖHL-Kammern angesetzt und 24 - 48 h zum Sedimentieren im Dunkeln stehen gelassen.

Für die Bestimmung der Artenzusammensetzung und der Biomasse des Phytoplanktons wurden die sedimentierten Proben an einem UTERMÖHL-Mikroskop (ZEISS) mit Phasenkontrasteinrichtung bei 160- bis 400-facher Vergrößerung ausgezählt.

Die Berechnung des Zellvolumens, des Plasmavolumens und des Phytoplanktonkohlenstoffs (PPC) erfolgte nach EDLER [1979] und STRATHMANN [1967]. Für die Coccolithophoriden erfolgte die Berechnung entsprechend nach EDLER [1979] und STRATHMANN [1967]. Es wurden hierbei nach vier Größenklassen unterschieden (5 μm , 7 μm , 9 μm , 12 μm) und die entsprechenden Umrechnungsfaktoren für Flagellaten dieser Größen eingesetzt.

3.3.4.2 Rasterelektronenmikroskopie

Zur Bestimmung und Auszählung der Coccolithophoriden wurden Probenvolumina von 2 l über Membranfilter (SCHLEICHER & SCHUELL, regenerierte Zellulose (engl. RC), 47 mm Durchmesser, ca. 0.45 μm Porenweite) mit 0.2 bar Unterdruck filtriert. Die Filter wurden ca. 12 h an der Luft getrocknet und bis zur weiteren Verarbeitung luftdicht und trocken in Petrischalen gelagert. Technische Probleme bei der Probenlagerung machten die Auswertung der Filter von der Expedition M 32/5 z.T. unmöglich. Daher stehen Untersuchungen am Rasterelektronenmikroskop (REM) nur für die Expedition SO 120 zur Verfügung.

Im Labor des Instituts für Meereskunde in Kiel wurde ein kleiner Teil des jeweiligen Filters (ca. 1 cm^2) ausgeschnitten, mit einem leitfähigen Haftaufkleber (PLANO, Durchmesser 12 mm) auf einem Stiftprobenteller (PLANO, Durchmesser 12 mm) befestigt und mit einer Gold/Palladium-Legierung bedampft ('Sputter-Technik', ca. 25 nm Schichtdicke). Diese dünne Schicht stellt eine Reflexion der Elektronenstrahlen an der Oberfläche sicher, bietet darüber hinaus einen Schutz vor Feuchtigkeit und verhindert ein Aufladen der Oberfläche. Die anschließende Untersuchung im digitalen Rasterelektronenmikroskop (ZEISS, DSM 940) fand bei 15 kV statt. Alle intakten Zellen (Coccosphären) wurden als 'lebend' angesehen und auf 500 Feldern je nach Filterbelegung bei 1000- bis 30000-facher Vergrößerung dreimal ausgezählt und identifiziert. Einzelne, isolierte Kalkplättchen (Coccolithen) wurden hierbei nicht berücksichtigt. Die taxonomische Bestimmung erfolgte vorwiegend nach OKADA & HONJO [1973, 1975], OKADA & MCINTYRE [1977], NISHIDA [1979], KLEIJNE [1991, 1992, 1993], JORDAN & GREEN [1994]; WINTER & SIESSER [1994 und darin zitierte Autoren], JORDAN & KLEIJNE [1995]; JORDAN *et al.* [1995].

Die Coccolithophoridenzellzahlen und Artenanteile wurden über die Arealgröße des untersuchten Filters, die Filterfläche und das filtrierte Wasservolumen nach folgender Formel berechnet:

$$\text{Coccolithophoridenzellzahlen [Coccosphären l}^{-1}\text{]} = \frac{F \cdot C}{A \cdot V} \quad (1)$$

wobei:

F = filtrierte Fläche [mm²]

C = Anzahl der gezählten Coccosphären

A = gezähltes Areal [mm²]

V = Probenvolumen [l]

Der Zählfehler der vorliegenden Untersuchungen, bestimmt aus der dreimaligen Zählwiederholung jedes Filters, lag bei < 10 %.

3.3.5 HPLC-Pigmentanalysen

Für die Pigmentanalysen wurde die Hochauflösende-Flüssigkeits-Chromatographie (engl. High Performance Liquid Chromatography, HPLC) eingesetzt. Hierzu wurden Probenvolumina von bis zu 3 l mit 0.2 bar Unterdruck auf GF/F Filter (WHATMAN, 25 mm Durchmesser, ca. 0.45 µm Porenweite) filtriert und bis zur Analyse an Land bei -18 °C eingefroren. Die Probenaufarbeitung erfolgte wie für die Chl *a*-Messungen mit Homogenisator und Kühlzentrifuge (Kap. 3.3.3). Das Azetonextrakt wurde zusätzlich durch einen Teflon-Aufsatzfilter (MACHEREY & NAGEL, 0.2 µm Porengröße) filtriert, um eventuell enthaltene Partikel der Probenfilter zu entfernen, die die HPLC-Säule verstopfen würden. Dieses Extrakt wurde anschließend im Verhältnis 3:1 mit einem Ionenpaar-Reagenz (1.5 g Tetrabutyl-Ammoniumazetat und 7.7 g Ammoniumazetat in 100 ml Bideist-Wasser) versetzt und Probenvolumina zwischen 50 - 250 µl mit Mikroliterspritzen ('Hamilton', BONADUZ) in die HPLC-Anlage injiziert. Die Analyse und Auftrennung der extrahierten Pigmente erfolgte nach der 'Reversed Phase-Methode' von MANTOURA & LLEWELLYN [1983] und KNIGHT & MANTOURA [1985]. Das Ergebnis dieser Analyse ist eine Trennung des Pigmentgemisches nach Polaritäten. Die einzelnen nacheinander eluierten Farbstoffe und deren Abbauprodukte wurden mit verschiedenen Detektoren (hier Photo- und Fluorometer) identifiziert und quantitativ bestimmt [MANTOURA *et al.*, 1990; BIDIGARE, 1991; LATASA *et al.*, 1996; PEEKEN, 1997]. Als minimale Nachweisgrenzen wurden die von MANTOURA & LLEWELLYN [1983] für diese Methode ermittelten Werte angesetzt (Chl *a* 0.01 ng; Phaeophytin *a* 0.2 ng; Phaeophorbid *a* 0.1 ng; Carotinoide 2 - 6 ng).

Die Umrechnung der Pigmentkonzentrationen in Chlorophyll *a*-Äquivalente erfolgte für die Ergebnisse der Expedition M 32/5 mit Hilfe der nach MANTOURA & LLEWELLYN [1983], HOOKS *et al.* [1988], BIDIGARE *et al.* [1989] und MEYERHÖFER [1994] angegebenen Chl *a*/Markerpigment-Verhältnissen.

Die Resultate der Expedition SO 120 wurden mit dem Umrechnungsprogramm 'CHEMTAX' nach MACKEY *et al.* [1996] berechnet [vergl. auch WRIGHT *et al.*, 1996].

3.3.6 Primärproduktion und Kalkbildungsraten

Die gesamte und fraktionierte *in situ* Primärproduktion wurde durch die Aufnahme von H^{14}CO_3 nach STEEMANN NIELSEN [1952] bestimmt. Durchführung und Handhabung der Analysen erfolgte modifiziert nach SCOR [1994]. Die Proben (250 ml, Polycarbonatflaschen) für die Gesamtproduktion wurden mit $20 \mu\text{Ci NaH}^{14}\text{CO}_3$, die für die unterschiedlichen Größenfraktionen mit $25 \mu\text{Ci NaH}^{14}\text{CO}_3$ versetzt und 12 h von Sonnenauf- bis Sonnenuntergang *in situ* inkubiert. Die Probentiefen beider Expeditionen sind in Tab. 3.4 dargestellt. Als Dunkelkorrektur dienten Parallelproben (250 ml in Polycarbonatflaschen) in mindestens drei verschiedenen Inkubationstiefen (Tab. 3.4). Diese wurden vor der Inkubation mit $1 \times 10^{-5} \text{ mol l}^{-1}$ DCMU (3(3,4-Dichlorphenyl)-1,1dimethylharnstoff) versetzt [LEGENDRE *et al.*, 1983]. Unmittelbar nach erfolgter Inkubation wurden alle Proben mit $1 \times 10^{-5} \text{ mol l}^{-1}$ DCMU versetzt, um die photosynthetische Aktivität und die damit verbundene Aufnahme des radioaktiv markierten Substrats abzustoppen [LEGENDRE *et al.*, 1983]. Nach Herstellung der Fraktionen, die wie für Chl a beschrieben erfolgte, wurden 45 - 250 ml Probenwasser auf PC Membranfilter (SCHLEICHER & SCHUELL, Polycarbonatfilter, 25 mm Durchmesser, ca. $0.45 \mu\text{m}$ Porenweite) mit 0.2 bar Unterdruck filtriert. Diese Filter wurden anschließend zur Entfernung karbonatischer Bestandteile 20 min mit rauchender Salzsäure (37 % HCl) bedampft, mit 5 ml LUMAGEL SB Cocktail versetzt und innerhalb von 12 h in einem Liquid-Szintillationszähler gemessen (METEOR: 'PACKARD TRICARB', SONNE: 'BERTOLD' BF 5000). Die Berechnung der absoluten und integrierten Primärproduktion erfolgte nach SCOR [1994].

Während der Expedition SO 120 wurden Parallelproben inkubiert. Die daraus berechneten Abweichungen waren = 10 % [vergl. RICHARDSON, 1991].

Tab. 3.4 Lichttiefen (LT) und Inkubationstiefen jeweils in m der Primärproduktionsmessung beider Expeditionen sowie die Tiefen, in denen Größenfraktionen und Dunkelproben (DP) hergestellt wurden. Die minimalen Inkubationstiefen während der Expedition METEOR 32/5 wurden an den Küstenstationen beprobt.

METEOR 32/5			SONNE 120	
Lichttiefe (LT)/ Inkubationstiefe		Fraktionen/ Dunkelprobe (DP)	Inkubationstiefe	Fraktionen/ Dunkelprobe (DP)
100 %	2 m	< 0.8, 0.8 - 2, 2 - 20, > 20 μm ; DP	2 m	< 2, 2 - 5, 5 - 20, > 20 μm ; DP
50 %	4-10 m		8 m	< 2, 2 - 5, 5 - 20, > 20 μm ; DP
33 %	7-18 m		15 m	
20 %	10-27 m	< 0.8, 0.8 - 2, 2 - 20, > 20 μm ; DP	25 m	< 2, 2 - 5, 5 - 20, > 20 μm ; DP
10 %	15-38 m		32 m	
5 %	19-50 m		40 m	
1 %	25-76 m	< 0.8, 0.8 - 2, 2 - 20, > 20 μm ; DP	60 m	
0.1 %	45-114 m			

Die gesamte und fraktionierte *in situ* Kalkbildung der Coccolithophoriden wurde während der SONNE Expedition parallel zu den Untersuchungen zur Primärproduktion (s.o.) gemessen. Die Probenahme (Doppelproben à 250 ml in Polycarbonatflaschen) erfolgte gemeinsam mit der für die

Primärproduktionsmessungen in den selben Tiefen. Die Zugabe des radioaktiv markierten $\text{NaH}^{14}\text{CO}_3$, die Inkubation und die Herstellung der Fraktionen erfolgte wie oben beschreiben. Nach der Filtration wurden diese Proben allerdings lediglich 12 h bei 20 °C getrocknet. Anschließend wurden sie ebenfalls mit 5 ml LUMAGEL SB Cocktail versetzt und innerhalb von 12 h im 'PACKARD TRICARB' Liquid-Szintillationszähler gemessen. Die **Kalzifizierung** entspricht der Differenz zwischen Salzsäure bedampften und nicht Salzsäure bedampften (getrockneten) Filtern [PAASCHE, 1963].

3.3.7 Neue und Regenerierte Produktion

Messungen zur gesamten **Neuen Produktion** wurden mit der $^{15}\text{N}\text{-NO}_3$ -Aufnahme Technik durchgeführt [NEESS *et al.*, 1962; DUGDALE & GOERING, 1967; DUGDALE & WILKERSON, 1986; EPPLEY, 1989]. Die Proben (4.5 l) wurden parallel zu denen für die Primär- und Kalkproduktionsuntersuchungen aus der Wasserschöpferrosette entnommen und zur Entfernung großer Zooplankter über 200 µm Gaze in die Inkubationsflaschen (Polycarbonat) gefüllt. Jeweils 10 % der natürlichen Nitratkonzentration wurden in Form des $^{15}\text{N}\text{-NO}_3$ -Tracers zur Probe zugegeben. Während der Expedition M 32/5 wurden die Proben 4 - 5 h *simulated in situ* in Deckinkubatoren inkubiert, die im ständigen Durchlauf mit frischem Oberflächenwasser gekühlt wurden. Die verschiedenen Lichttiefen, aus denen die Proben stammten (Secchi-Tiefe nach PARSONS *et al.*, 1984, Kap. 3.1 und Kap. 3.2), wurden mit entsprechenden Graufolien (Lee Filter, ZILZ) simuliert. Die von den Strahlungssensoren aufgezeichnete Globalstrahlung ermöglichte die Umrechnung der Neuen Produktion für die Dauer eines Lichttages (12 h) (Kap. 3.2).

Die Analyse erfolgte in einem Massenspektrometer (M. VOSS, IOW, Warnemünde).

Der Anteil der **Regenerierten Produktion** [DUGDALE & GOERING, 1967] wurde aus der Differenz von Primär- und Neuer Produktion bestimmt.

3.3.8 Vertikaler Partikelfluß

Zur Quantifizierung des **vertikalen Partikelflusses** aus dem Epipelagials dienten auf beiden Expeditionen driftende Sinkstofffallen unterhalb der euphotischen Zone (= 0.1 % Lichttiefe). Die eingesetzten KIEL-Sinkstofffallen [ZEITZSCHEL *et al.*, 1978] waren vom Typ S/MT 234 der Firma AQUATEC mit einem Mehrfachprobenwechsler für 21 Probenflaschen. Die Fangfläche betrug 0.5 m², wobei der Trichter (Innenwinkel ca. 37°) zur Minimierung von Verwirbelungen mit einem Bienenwaben ähnlichen Gitter versehen war. Die Sammelgefäße (je 400 ml) wurden vor dem Aussetzen der Falle mit künstlichem Meerwasser (Salzgehalt = 36) gefüllt und zur Konservierung des sedimentierenden Materials mit boraxgepuffertem Formalin versetzt (Endkonzentration: 1 %). Die Fangintervalle betragen jeweils ca. 12 h (Sonnenaufgang ↔ Sonnenuntergang). Die Probengefäße wurden nach erfolgreicher Aufnahme der Sinkstofffallen dicht verschlossen und bis zur Aufarbeitung im Institut für Meereskunde, Kiel, bei 4 - 6 °C dunkel gelagert.

Die Proben wurden portionsweise in BOGOROV-Schälchen überführt. Unter dem Stereomikroskop wurde größeres Zooplankton ('Schwimmer'), das aktiv in die Falle geschwommen war (z.B. Crustaceen: Decapoden, Amphipoden, Copepoden; Cnidaria; Polychaeten; Pteropoden;

verschiedene Larven und kleine Fische), mit Hilfe einer Pinzette aussortiert [LEE *et al.*, 1988; KARL & KNAUER, 1989; MICHAELS *et al.*, 1990; SILVER *et al.*, 1990; LEE *et al.*, 1992]. Im Anschluß an das Aussortieren wurde die Gesamtprobe mit einem von ANTIA und VON BODUNGEN (SFB 313, Kiel) entwickelten Probenaufteiler in aliquote Unterproben ('Splits') unterteilt. Die Aufteilung erfolgte je nach Partikelmenge und Empfindlichkeit der Analysemethode auf bis zu $\frac{1}{64}$ der Gesamtmenge. Es wurden Unterproben für den Gesamtpartikelfluß (Seston oder aschefreies Trockengewicht [TG]), POC/PON, Kalziumkarbonat (CaCO_3), Chl *a* und P*Si* auf für die jeweilige Methode geeignete Filter (Kap. 3.3) mit 0.2 bar Unterdruck filtriert und bis zur Analyse bei - 18 °C eingefroren.

Für die Bestimmung des Gesamtpartikelflusses, des partikulären CaCO_3 sowie des POC- und PON-Gehalts wurden jeweils 3-fach Proben genommen, wobei von einem Filter alle vier Meßgrößen bestimmt wurden.

- Der **Partikelfluß** wurde aus dem Nettotrockengewicht der sedimentierten Partikel ermittelt [GARDNER, 1980; COWIE & HEDGES, 1992; WALSH & GARDNER, 1992; HAAKE *et al.*, 1992; HAAKE *et al.*, 1993a+b]. In der vorliegenden Untersuchung wurde die Gewichtsverlustmethode zur Sestonbestimmung nach LENZ [1971] eingesetzt.
- Nach der Sestonbestimmung wurden diese Filter 48 - 144 h den Dämpfen rauchender Salzsäure (37 %) ausgesetzt, gespült [VON BODUNGEN *et al.*, 1991], getrocknet und erneut gewogen. **Partikuläres Kalziumkarbonat** wurde somit ebenfalls gravimetrisch bestimmt, wobei sich der Kalziumkarbonatgehalt aus der Gewichts Differenz zwischen den nicht mit Salzsäure und den mit Salzsäure bedampften Filtern (Kap. 3.3.6) ergibt.
- Die abgeräucherten Filter wurden anschließend zur Ermittlung des **POC/PON**-Gehalts für die Wassersäulenproben gaschromatographisch (Kap. 3.3.1) analysiert [SHARP, 1974; GRASSHOFF *et al.*, 1983].

Die Standardabweichungen innerhalb dieser 3-fach Proben lagen bei < 10 %.

Die jeweiligen **Chl *a***- und **P*Si***-Gehalte in den Sinkstoffallenproben wurden entsprechend der Wassersäulenproben bestimmt (Kap. 3.3.3 und Kap. 3.3.2).

3.4 Gemeinschaftsanalyse des Phytoplanktons

Zur Klärung der Frage, ob sich anhand des vorhandenen Datenmaterials verschiedene Phasen mit unterschiedlichen Phytoplanktonassoziationen während der Driftstudie (SONNE 120) nachweisen lassen, wurde eine Gemeinschaftsanalyse durchgeführt. Hierzu wurden alle Proben und Stationen auf ihre Ähnlichkeit hinsichtlich der Artenzusammensetzung des Phytoplanktons untersucht. Die Berechnung der Analyse erfolgte mit Hilfe des Computerprogramms PRIMER v 4.0 [PLYMOUTH MARINE LABORATORY, UK]. Ausgangspunkt der Analyse bildete die Arten-Stationen-Tabelle der über

die euphotische Zone integrierten Phytoplanktonzellzahlen (inklusive der Coccolithophoriden) auf Artniveau. Der überproportionale Einfluß extrem abundanter Arten wurde durch die Transformation der Rohdaten mit der 4. Wurzel gedämpft [CLARKE & WARWICK, 1994]. Um die Auswirkungen seltener Arten auf die Stationsgruppierung zu vermindern, wurden nur die Arten berücksichtigt, die auf mindestens einer Station eine Abundanz von 5 % aufwiesen [PIEPENBURG & PIATKOWSKI, 1992]. Aus der so reduzierten Tabelle wurde eine Similaritätsmatrix berechnet, wobei der BRAY-CURTIS-Index als Ähnlichkeitsmaß diente [BRAY & CURTIS, 1957]. Es wurden zwei multivariate Analysemethoden [BACKHAUS *et al.*, 1990] eingesetzt, die für marinbiologische Gemeinschaftsanalysen erprobt sind: Clusteranalyse und Multidimensionale Skalierung [FIELD *et al.*, 1982; PIATKOWSKI, 1987; CLARKE & GREEN, 1988; WARWICK, 1988; PIEPENBURG & PIATKOWSKI, 1992]. Ziel war es, die einzelnen Stationen so in Gruppen zusammenzufassen, daß die floristische Variabilität innerhalb der Gruppen minimiert und zwischen den Gruppen maximiert wird. Beide Methoden basieren auf demselben Ähnlichkeitsmaß, unterscheiden sich jedoch in der Art der Darstellung des Ähnlichkeitsmusters:

- Bei der **Clusteranalyse** ist das Ergebnis ein Dendrogramm, das Ähnlichkeiten zwischen den Stationen als hierarchisches System von Gruppen (Cluster) steigender Ordnung wiedergibt (Klassifikation). Darin sind sich zwei Stationen um so ähnlicher, je näher sie mit einem Querbalken verknüpft sind. Einmal verbundene Stationen bleiben zusammengefaßt. Als Algorithmus wurde 'group average linkage' verwendet, was eine ausgewogene Anzahl von deutlich unterscheidbaren Clustern liefert [FIELD *et al.*, 1982].
- Bei der **Multidimensionalen-Skalierung (MDS)** nach KRUSKAL [1977] werden multivariate Ähnlichkeiten zwischen Stationen als räumliche Abstände in einem Raum frei wählbarer Dimensionen (meist zwei) dargestellt (Ordination). Die Anordnung der Stationen wird dabei so berechnet, daß sie möglichst gut die floristischen Ähnlichkeiten widerspiegeln: Je näher sich zwei Stationen sind, desto ähnlicher sind sie bezüglich ihrer floristischen Zusammensetzung. Die Qualität der Anpassung an zwei Dimensionen wird durch einen Streßfaktor angegeben ('Streß'). Eine optimale Anpassung wird durch einen Streßfaktor von 0 angezeigt, Werte von 0.1 kennzeichnen eine gute, Werte von 0.2 eine mittlere Anpassung [CLARKE & WARWICK, 1994]. Eine Gemeinschaftsanalyse in dieser Form darf nur als ein explorativ-statistisches Mittel gesehen werden, da die Abgrenzung von Stationsgruppen im Dendrogramm bzw. im MDS-Plot subjektiv erfolgt.

Um den potentiellen Einfluß der Umweltparameter auf die biologischen Verteilungsmuster aufzudecken, wurde analog zur oben beschriebenen Analyse der floristischen Daten aus einer Stations-Umweltparameter-Tabelle eine Umwelt-Similaritäts-Matrix erstellt, wobei die Rohdaten log-transformiert, standardisiert und die Euklinische Distanz als Ähnlichkeitsmaß benutzt wurde. Durch eine Matrizen-Korrelation der abiotischen und biotischen Ähnlichkeiten mit dem SPEARMAN'schen Rang-Korrelationskoeffizienten erhält man die Parameterkombination, die am besten mit den floristischen Verteilungsmustern korreliert ist [CLARKE & AINSWORTH, 1993]. Diese Regressionsanalyse wurde mit dem BIO-ENV-Modul aus PRIMER durchgeführt [CLARKE & AINSWORTH, 1993].

3.5 Darstellung der Ergebnisse

Die Isolinien Plots wurden mit dem Programm SURFER[®] Version 6, Golden Software, Inc., USA, erstellt. Dabei werden durch die Interpolation zwischen einzelnen Meßpunkten Isolinien erzeugt. Die gewählte Art der Interpolation war das 'krigging', wobei nicht nur die nächstliegenden, sondern auch die übernächsten Meßpunkte verwendet werden. Die Isolinien spiegeln zwar bedingt die Realität wider, zeigen aber vielmehr die Differenz zwischen Stationen und/oder der Tiefe auf. Bei großen Datenlücken entstehen z.T. Artefakte wie Aufwölbungen (z.B. Abb. 4.22). Da aber stets die gemessenen Datenpunkte eingetragen wurden, wird sofort offenkundig, wo es möglicherweise zu Über- oder Unterschätzung des jeweiligen Parameters zwischen zwei Stationen kommen kann. Die Interpolation ist lediglich ein Hilfsmittel, Datenlücken 'beschreibend' zu füllen. Die Darstellung der Daten mit derartigen Programmen bietet eine gute Möglichkeit abiotische Umweltparameter und biotische Variablen vor allem über Schnitte darzustellen. Diese graphische Art der Datenpräsentation hat sich in der biologischen Meereskunde etabliert. Sie vermittelt besonders für umfangreiche Datensätze (Datenverarbeitungssystem (DVS) auf Schiffen, CTD) einen raschen und übersichtlichen Eindruck über die Meßwerte sowohl auf horizontaler als auch auf vertikaler Ebene. Weitergehende Interpretationen sollten stets nur mit dem Wissen um das eingesetzte Interpolationsverfahren geschehen.

Bei diesem Programm sind die Tiefen softwarebedingt, im Gegensatz zu allen anderen Abbildungen, als negative Werte dargestellt. Die Punkte unterhalb der Stationsnummern markieren die jeweiligen Messungen.

In einigen Abbildungen treten softwarebedingt farblose Bereiche auf (z.B. Abb. 4.7a, Abb. 4.20, Abb. 4.37). Hier berechnete das Interpolationsverfahren negative Werte, die nicht in den Meßdaten auftraten.

4 ERGEBNISSE DER EXPEDITION METEOR 32/5

4.1 Das Epipelagial auf dem Süd-Nord-Schnitt entlang 65° O

4.1.1 Abiotische Umweltparameter

Das zentrale Arabische Meer wurde über einen ca. 1620 km reichenden Süd-Nord-Schnitt entlang des 65. Meridians vom Äquator bis 14° 27'N untersucht. Die **Oberflächentemperatur** nahm Richtung Norden von 28.9 °C auf 27.3 °C ab. Der oberflächennahe Wasserkörper (ca. 80 m) war hinsichtlich der **Temperaturverteilung** gut durchmischt und durch Temperaturen zwischen 26.6 °C und 28.9 °C charakterisiert (Abb. 4.1a). Unterhalb von 80 m war ein starker Temperaturabfall zu verzeichnen, wobei die Gradienten Richtung Norden stetig abnahmen. Als Beginn der Thermokline kann die 27 °C Isotherme definiert werden. Diese vertiefte sich ausgehend vom Äquator, erreichte bei 11° N ihre **Maximaltiefe** von ca. 110 m und verflachte sich wieder bis zur letzten Station dieses Schnittes auf eine Tiefe von 80 m (St. 414).

Die empirisch ermittelte Tiefe der **durchmischten Schicht** (Kap. 3.1) ist durch die Kreuze Abb. 4.1a markiert. Sie zeigte zwar den gleichen Verlauf wie die 27 °C Isotherme, wies aber deutlichere Schwankungen auf. Richtung Norden variierte sie zwischen 75 - 111 m. Entsprechend der Lage der Thermokline wurde bei 11° N die maximale Durchmischungstiefe erreicht.

Der **Salzgehalt** nahm deutlich in Richtung Norden zu (Abb. 4.1b). Bis ca. 10° N (St. 404) befand sich in den oberen 60 m ein Wasserkörper mit Salzgehalten im Bereich zwischen 35.1 und 36.5. Nördlich von 10° N zeigte sich wie in der durchmischten Schicht eine Vertiefung, wobei die oberen 110 m der Wassersäule zusätzlich durch maximale Salzgehaltswerte von 36.6 gekennzeichnet waren. Im Verlauf der Untersuchung verflachte sich die durchmischte Schicht wieder auf 80 m mit einem einheitlichen Salzgehalt von 36.4.

Die **Dichte** verhielt sich entsprechend der Temperaturverteilung mit einer stetigen Zunahme in Richtung Norden (Abb. 4.1c). Die 24.25 kg m⁻³ Isopykne beschrieb die untere Grenze der durchmischten Schicht, wobei die größten vertikalen Gradienten in Äquatornähe verliefen. Die Isopyknen neigten sich in den oberen 80 m entlang des Schnittes bis zur Oberfläche. Unterhalb von 80 m nahm die Dichte sprunghaft zu und die Isopyknen verliefen im Gegensatz zu denen in der oberen Wassersäule horizontal. Die beobachtete Vertiefung der durchmischten Schicht ab ca. 10° N (St. 404) zeigte sich ebenfalls in einer Vertiefung der 24.25 kg m⁻³ Isopykne.

Die Verteilung der **Nährsalze** (Abb. 4.2a-e) entsprach dem durch die hydrographischen Strukturen vorgegebenen Muster und spiegelte die Charakteristika einer oligotrophen Region wider. Im Bereich der durchmischten Schicht befanden sich geringe Nährsalzkonzentrationen.

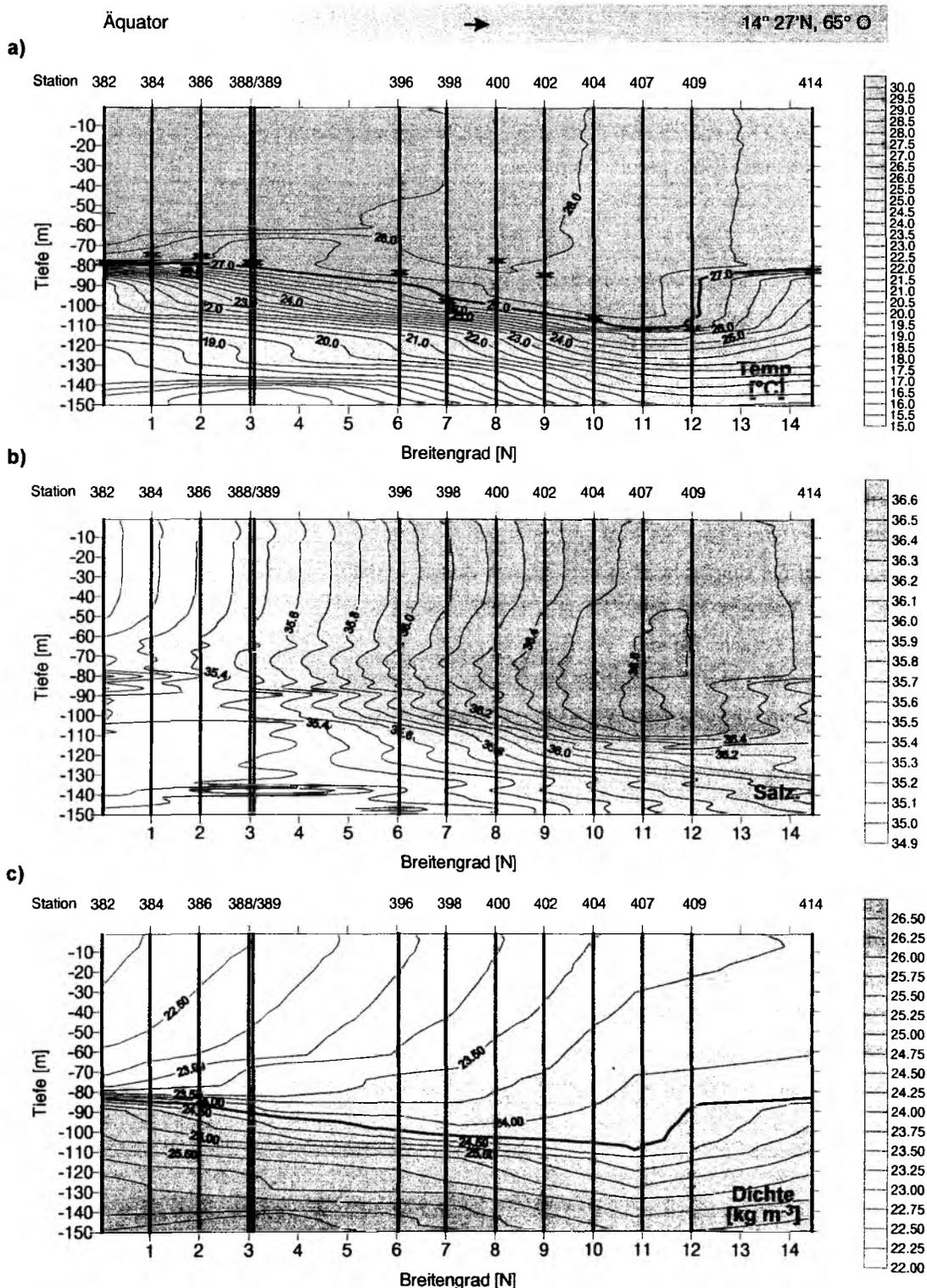


Abb. 4.1a-c Temperatur (a) in °C, Salzgehalt (b) und Dichte (c) in kg m⁻³ in den oberen 150 m der Wassersäule entlang des Süd-Nord-Schnittes (65° O) während der Expedition METEOR 32/5.
 a) Die 27 °C Isotherme ist fettgedruckt, die Kreuze markieren die Tiefe der durchmischten Schicht.
 c) Die 24.25 kg m⁻³ Isopykne ist fettgedruckt.

Nitrat (Abb. 4.2a) war sogar entlang des gesamten Schnittes innerhalb der durchmischten Schicht erschöpft (Nachweisgrenze: $0.15 \mu\text{mol l}^{-1}$). Die Nitrakline, hier definiert als die $1 \mu\text{mol l}^{-1}$ Nitrat Isoplethe, lag in ca. 80 m Tiefe und lief mit der Thermokline konform. Zwischen 10°N und 11°N , im Bereich der Vertiefung der durchmischten Schicht (Abb. 4.1), wurden in 90 - 95 m leicht erhöhte Nitratkonzentrationen (bis $3 \mu\text{mol l}^{-1}$) ermittelt.

Silikat (Abb. 4.2b) zeigte in den oberen 80 m geringe Konzentrationen mit Maximalwerten um $1 \mu\text{mol l}^{-1}$. Die $3 \mu\text{mol l}^{-1}$ Silikat Isoplethe lief konform mit der Nitrakline und beschrieb ihrerseits die untere Grenze der durchmischten Schicht. Hier zeigte sich aber deutlicher als in der Nitratverteilung eine Vertiefung der $3 \mu\text{mol l}^{-1}$ Isoplethe bei etwa 10°N auf ca. 100 m. Unterhalb der durchmischten Schicht nahmen sowohl die Nitrat- als auch die Silikatkonzentrationen stetig zu. Die höchsten Konzentrationen entlang des Schnittes lagen unterhalb der durchmischten Schicht zwischen 100 - 110 m und erreichten mit $21 \mu\text{mol l}^{-1}$ (Si(OH)_4) bzw. $29 \mu\text{mol l}^{-1}$ (NO_3^-) bei etwa 8°N (St. 400) ihr Maximum. Das molekulare Verhältnis von Nitrat zu Silikat ($\text{NO}_3^- : \text{Si(OH)}_4$ -Verhältnis) in der durchmischten Schicht lag bis 9°N bedingt durch die Nitraterschöpfung nahe 0. Ab hier, im Bereich der Vertiefung der durchmischten Schicht, war dieses Verhältnis in den oberen 100 m durch eine zunehmende Tendenz bis etwa 12°N (St. 409) gekennzeichnet. Im Bereich der Vertiefung der durchmischten Schicht lag das Verhältnis zwischen 0.70 und 2.50 und sank Richtung Norden wieder auf Werte nahe 0. Unterhalb der durchmischten Schicht (in 100 m Tiefe) erreichte das Verhältnis auf der letzten Station (St. 414) sein Maximum von 3.84.

Die **Phosphatverteilung** (Abb. 4.2c) zeigte einen analogen Kurvenverlauf. Die obere Wassersäule wies Phosphatkonzentrationen nahe der Nachweisgrenze von $0.01 \mu\text{mol l}^{-1}$ auf. Die $0.3 \mu\text{mol l}^{-1}$ Isoplethe beschrieb die untere Grenze der durchmischten Schicht. Unterhalb dieser nahmen die Konzentrationen stetig bis auf Werte um $1.5 \mu\text{mol l}^{-1}$ zu. Die maximalen Konzentrationen von $1.7 \mu\text{mol l}^{-1}$ lagen in dem selben Tiefenbereich wie die Maxima von Nitrat und Silikat (100 - 110 m). Auch in der Phosphatverteilung schob sich bei etwa 11°N in 95 - 100 m Tiefe eine Schicht mit leicht erhöhten Phosphatkonzentrationen ein (bis $0.7 \mu\text{mol l}^{-1}$).

Diese beobachtete Struktur in den drei Nährsalzverteilungen scheint bedingt durch das eingesetzte Darstellungsverfahren (Kap. 3.5) 'künstlich' zu sein und spiegelt an dieser Stelle nicht die Realität wider.

Im Vergleich dazu zeigte die Darstellung der **Ammoniumverteilung** (Abb. 4.2d) ein unstetiges Bild. Bis ca. 6°N waren die oberen 60 m nahezu Ammonium erschöpft (Nachweisgrenze: $0.025 \mu\text{mol l}^{-1}$). Ab etwa 8°N stiegen die Werte in der oberen Wassersäule kontinuierlich an. In der Oberfläche nahmen die Konzentrationen von $0.05 \mu\text{mol l}^{-1}$ (St. 400) auf $0.23 \mu\text{mol l}^{-1}$ (St. 414) zu. In 60 - 80 m Tiefe befand sich entsprechend der oben beschriebenen gelösten Nährsalze ein Bereich mit erhöhten Konzentrationen entlang des gesamten Schnittes ($0.27 \mu\text{mol l}^{-1}$). Unterhalb von 80 m sowie entlang des Schnittes Richtung Norden zeigten die Ammoniumkonzentrationen eine zunehmende Tendenz.

Äquator → 14° 27' N, 65° O

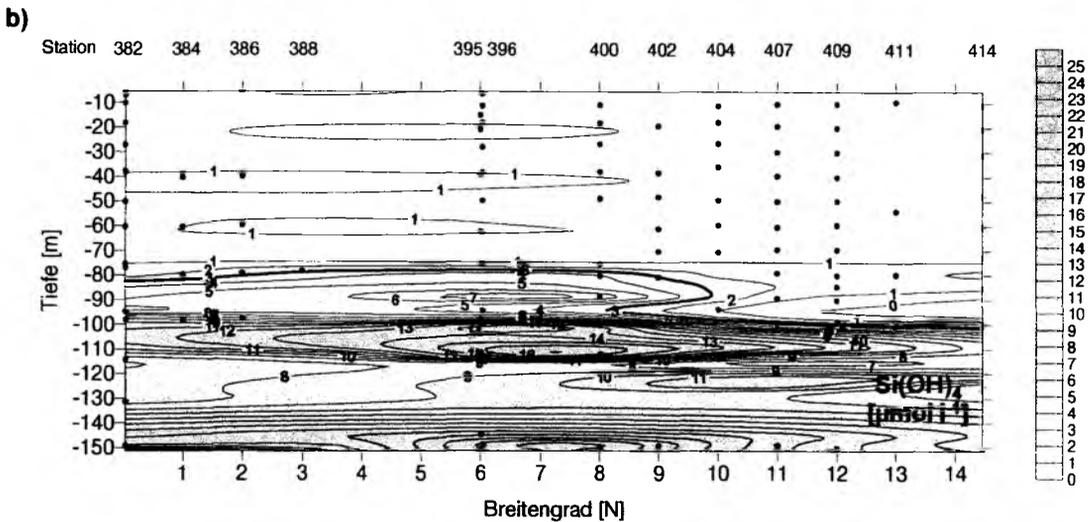
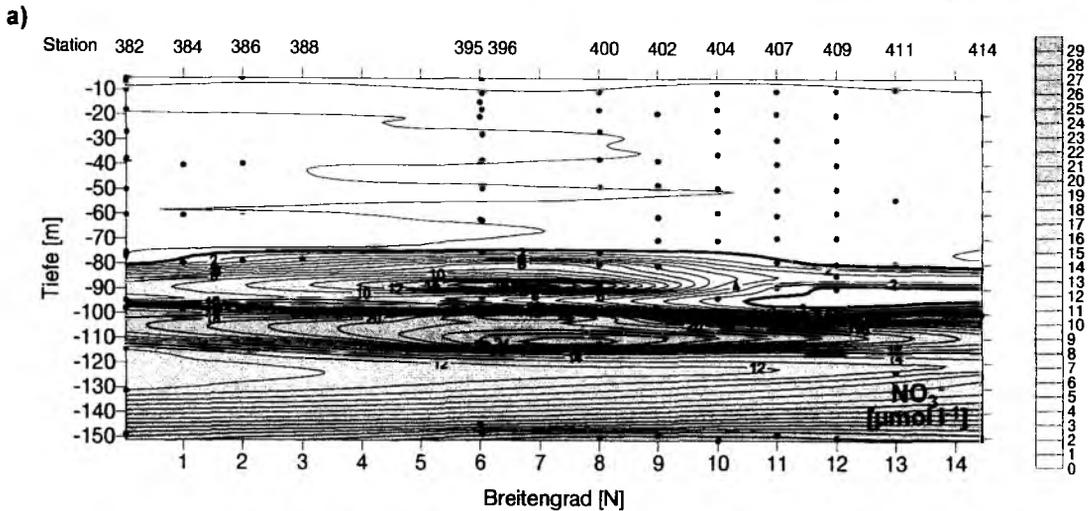


Abb. 4.2a+b Konzentrationen von a) Nitrat und b) Silikat in $\mu\text{mol l}^{-1}$ in den oberen 150 m der Wassersäule entlang des Süd-Nord-Schnittes (65°O) während der Expedition METEOR 32/5. Die $1 \mu\text{mol l}^{-1}$ Nitrat- und die $3 \mu\text{mol l}^{-1}$ Silikat-Isoplethe ist jeweils fettgedruckt.

Nitrit (Abb. 4.2e) konnte entlang des 65. Meridians bis etwa 10°N nur in ca. 60 - 110 m mit Werten von $0.05 - 0.5 \mu\text{mol l}^{-1}$ nachgewiesen werden. Oberhalb und unterhalb dessen war die Wassersäule bis in 150 m Nitrit erschöpft (Nachweisgrenze: $0.01 \mu\text{mol l}^{-1}$) mit einer abnehmenden Tendenz Richtung Norden. Ab ca. 9°N verhielt sich die Nitritverteilung gegenläufig zur Vertiefung der durchmischten Schicht. Der Bereich, in dem Nitritwerte $\geq 0.01 \mu\text{mol l}^{-1}$ registriert wurden, verflachte sich auf 60 - 80 m. Auf der letzten Station dieses Schnittes (St. 414) war Nitrit in der gesamten Wassersäule bis in 150 m erschöpft.

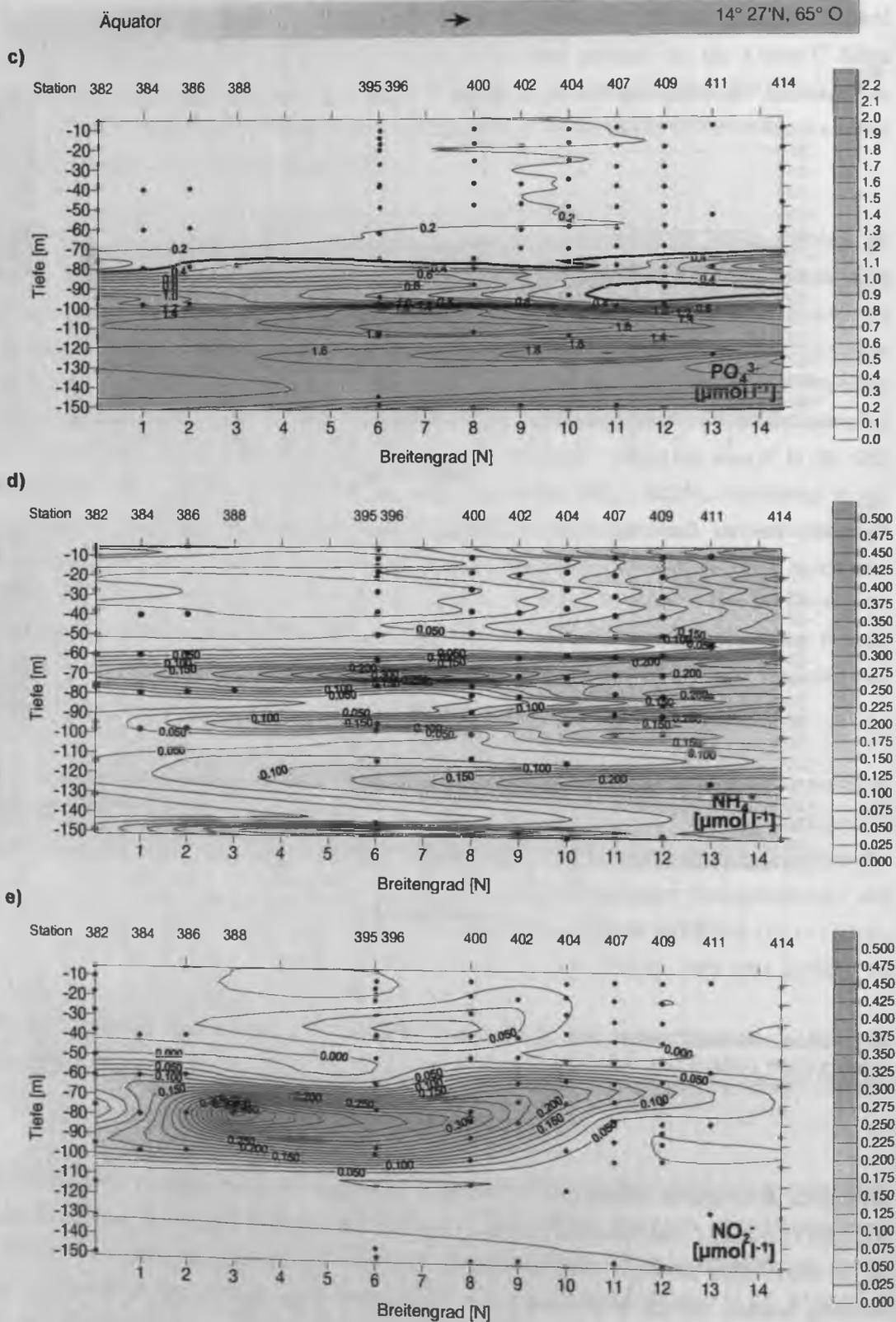


Abb. 4.2c-e Konzentrationen von c) Phosphat, d) Ammonium und e) Nitrit in $\mu\text{mol l}^{-1}$ in den oberen 150 m der Wassersäule entlang des Süd-Nord-Schnittes (65° O) während der Expedition METEOR 32/5. c) Die $0.30 \mu\text{mol l}^{-1}$ Phosphat-Isoplethe ist fettgedruckt.

Nitrat, Silikat und Phosphat zeigten in ihrem Verteilungsmuster entlang des Süd-Nord-Schnittes ein einheitliches Bild. Die Konzentrationen befanden sich im oberflächennahen Ozean bis in 80 m Tiefe nahe der Nachweisgrenze. Unterhalb dessen stiegen sie kontinuierlich an. Ammonium war diverser verteilt und nahm entlang des Schnittes kontinuierlich zu. Die maximalen Konzentrationen dieser vier Nährsalze befanden sich entlang des gesamten Schnittes innerhalb der durchmischten Schicht in 60 - 80 m. Nitrit lag in geringen Konzentrationen entlang des Schnittes lediglich im Tiefenhorizont zwischen 60 - 80 m vor. Ober- und unterhalb dieses Bereiches war die Wassersäule Nitrit erschöpft.

Die oberen 80 m der Wassersäule waren hinsichtlich der **Sauerstoffverteilung** gut durchmischt und durch Werte zwischen 3.5 - 4.0 ml l⁻¹ gekennzeichnet (Abb. 4.3). Die 4.0 ml l⁻¹ Isolinie kennzeichnete die untere Grenze der durchmischten Schicht. Unterhalb dieser fielen die Konzentrationen stetig ab. In dem Bereich der maximalen Nährsalzkonzentrationen (100 - 110 m) waren die Sauerstoffwerte mit 0.5 - 1 ml l⁻¹ am geringsten. Ab etwa 7° N nahmen die Konzentrationen mit der Tiefe stärker ab als zu Beginn des Schnittes. Ab etwa 11° N war die Wassersäule unterhalb von 150 m Sauerstoff erschöpft. Ab hier konnte die für das westliche Arabische Meer charakteristische sauerstoffarme Wasserschicht (= 0.2 ml O₂ l⁻¹) beobachtet werden (Kap. 2.1).

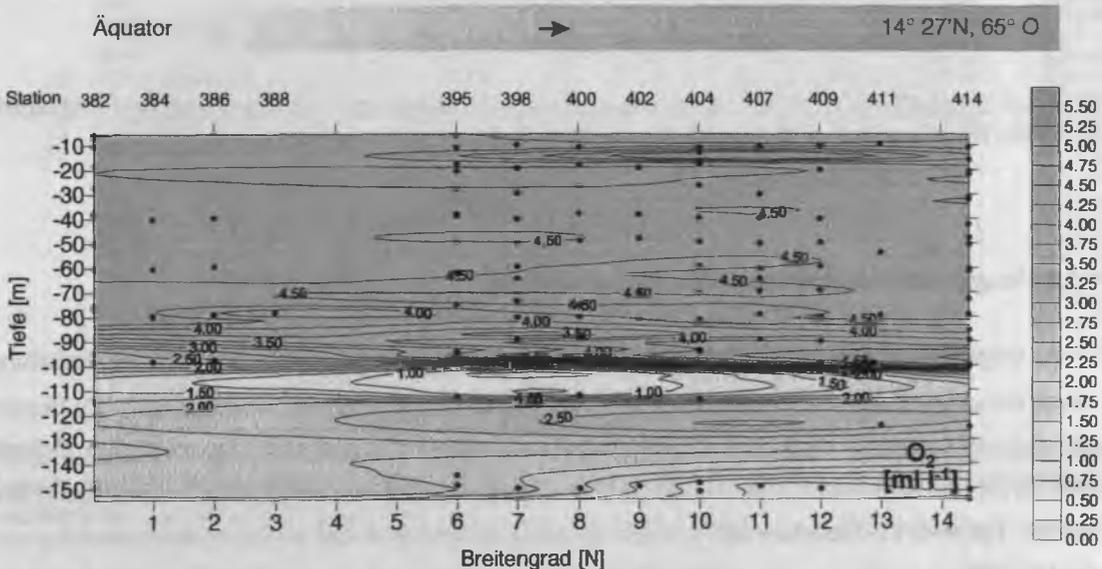


Abb. 4.3 Sauerstoff in ml l⁻¹ in den oberen 150 m der Wassersäule entlang des Süd-Nord-Schnittes (65° O) während der Expedition METEOR 32/5.

Die **Secchi-Tiefen** entlang 65° O lagen zwischen 14 - 33 m. Daraus ergab sich eine euphotische Zone (0.1 % Lichttiefe) von 57 - 134 m (Abb. 4.4). Vom Äquator bis ca. 6° N lag sie zwischen 114 - 134 m. Bei 6° 30' N und 7° N zeigte sich eine deutliche Verflachung der euphotischen Zone auf 57 m bzw. 65 m. Nach Norden vertiefte sich diese dann zunächst wieder auf 114 m (St. 401,

Ammonium und **Nitrit** (Abb. 4.17d-e) zeigten ein abweichendes Bild. Doch auch hier war die Auftriebsstruktur des Filamentes und des Küstenauftriebs zu erkennen. Die maximalen Konzentrationen lagen im 'Zentrum' des Filamentes bei St. 426 in ca. 50 - 60 m Tiefe (ca. $0.45 \mu\text{mol NH}_4^+ \text{ l}^{-1}$ und $0.60 \mu\text{mol NO}_2^- \text{ l}^{-1}$). Im Falle von Ammonium war bei St. 435 in 60 - 80 m ein zweites Maximum mit der gleichen Konzentration zu erkennen. Im Bereich des Küstenauftriebs (St. 438) waren sowohl Ammonium als auch Nitrit in der Oberfläche (in 6.5 m Tiefe) erhöht ($0.73 \mu\text{mol NH}_4^+ \text{ l}^{-1}$ bzw. $0.48 \mu\text{mol NO}_2^- \text{ l}^{-1}$).

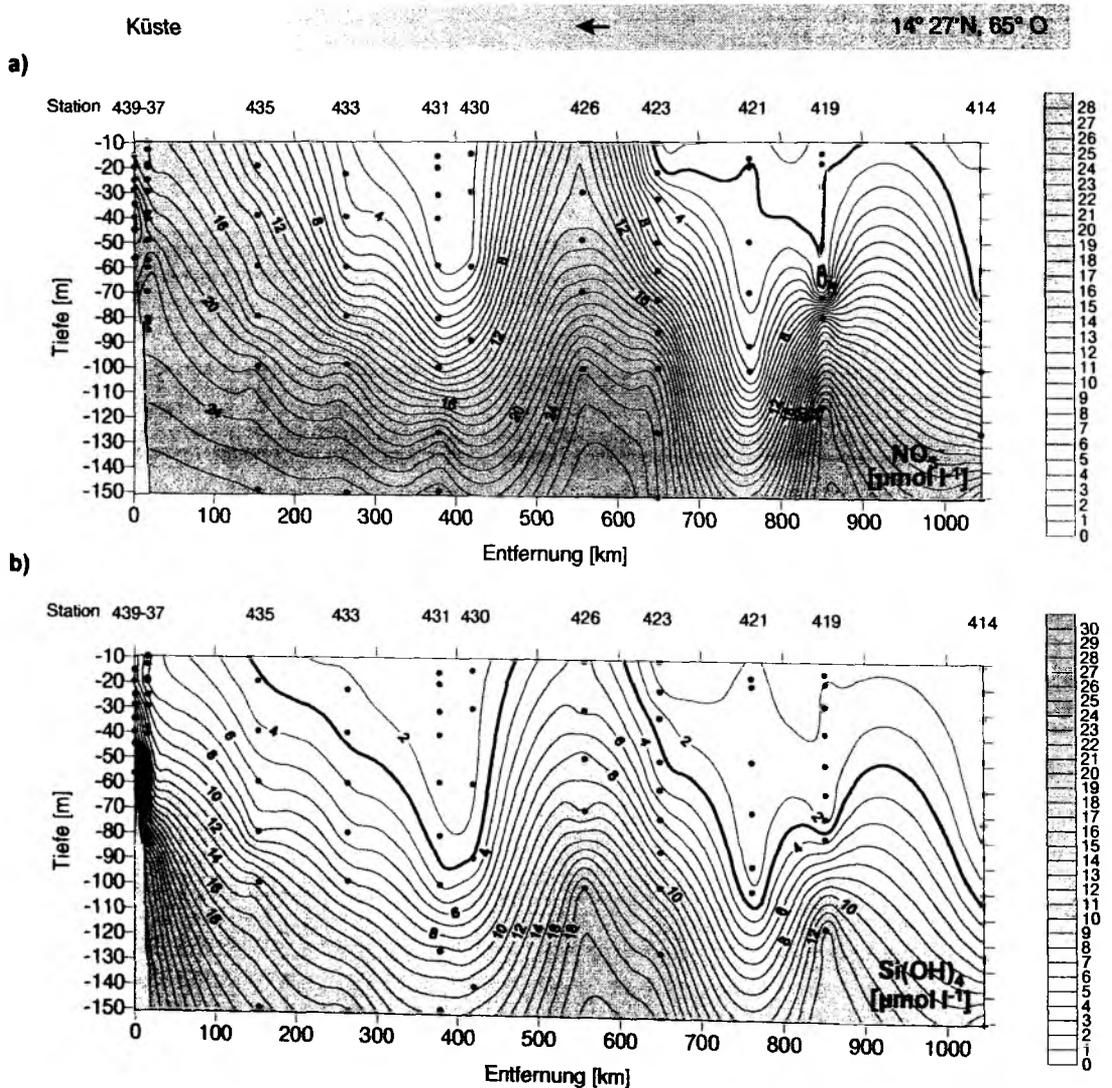


Abb. 4.17a+b Konzentrationen von a) Nitrat und b) Silikat jeweils in $\mu\text{mol l}^{-1}$ in den oberen 150 m der Wassersäule entlang des Schnittes von $14^\circ 27' \text{N}$, 65°O bis in den Küstenauftrieb vor Oman während der Expedition METEOR 32/5. Die 1 $\mu\text{mol l}^{-1}$ Nitrat- und die 3 $\mu\text{mol l}^{-1}$ Silikat-Isoplethe ist jeweils fettgedruckt.

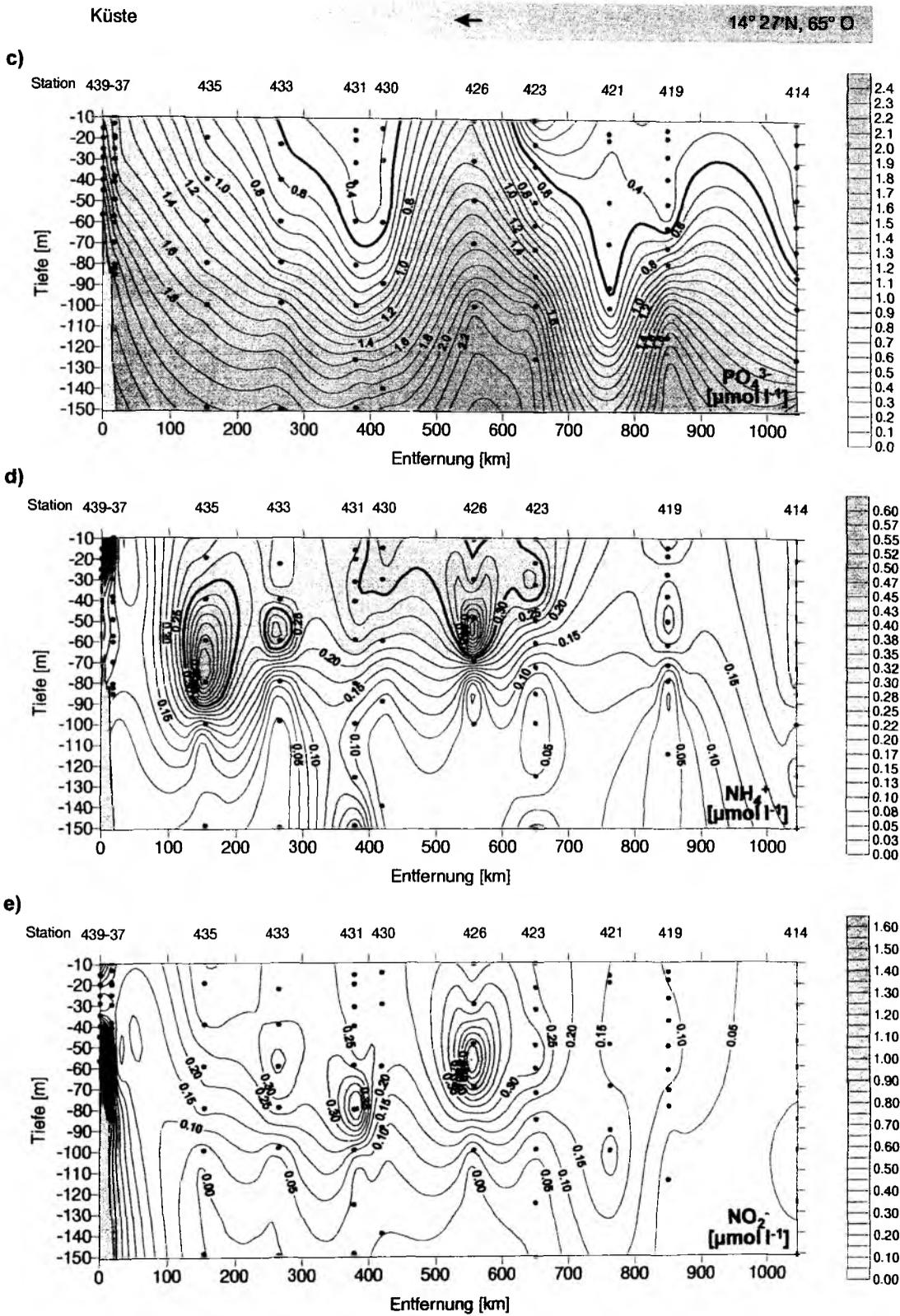


Abb. 4.17c-e Konzentrationen von c) Phosphat, d) Ammonium und e) Nitrit in $\mu\text{mol l}^{-1}$ in den oberen 150 m der Wassersäule entlang des Schnittes von $14^\circ 27' \text{N}$, 65°O bis in den Küstenauftrieb vor Oman während der Expedition METEOR 32/5. Die $0.30 \mu\text{mol l}^{-1}$ Phosphat- und die $0.30 \mu\text{mol l}^{-1}$ Ammonium-Isoplethe ist jeweils fettgedruckt.

Die **Secchi-Tiefen** entlang dieses Küstenschnittes lagen bei 15–21 m (Abb. 4.18). Die daraus berechnete euphotische Zone bis zur 0.1 % LT variierte zwischen 61 m und 85 m. Auf St. 430 und St. 437 wurde jeweils mit 61 m die geringste und auf St. 419 mit 85 m die größte Tiefe erreicht. Die maximale Probentiefe für die Produktionsmessungen (Kap. 4.1.3) betrug 73 m und lag stets innerhalb der durchmischten Schicht (Ausnahme: St. 423, 0.1 % LT = 73 m, durchmischte Schicht 65 m; auf St. 437 und St. 439 konnte keine thermische Sprungschicht nachgewiesen werden, s.o.).

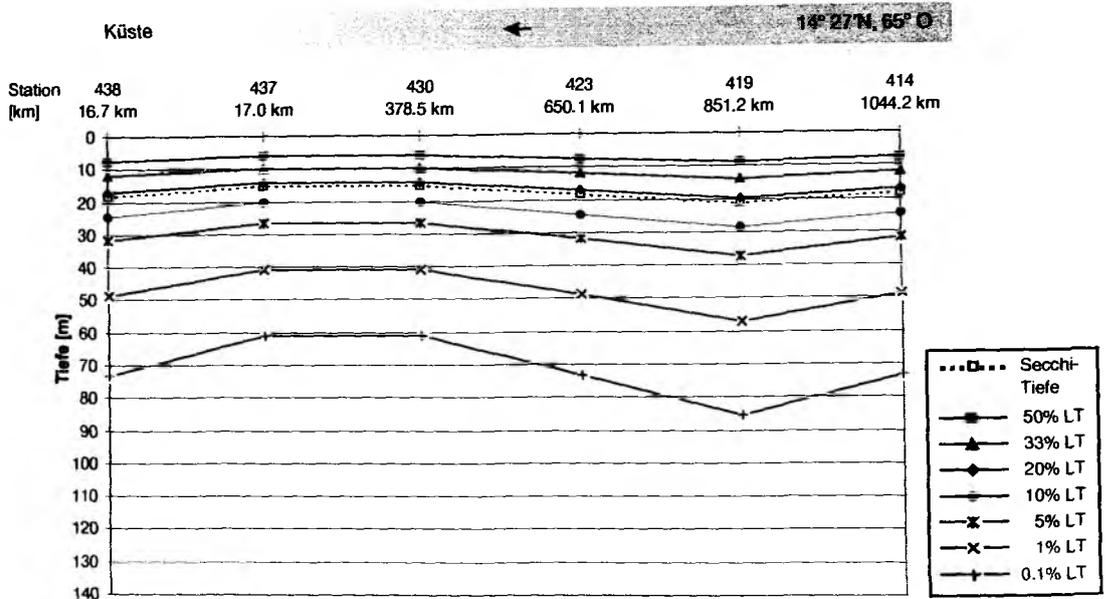


Abb. 4.18 Secchi-Tiefe in m und daraus berechnete Lichttiefen (LT) in m entlang des Schnittes von 14° 27'N, 65° O bis in den Küstenauftrieb vor Oman während der Expedition METEOR 32/5.

4.2.2 Abundanz und Biomasse des Phytoplanktons

Auch in den biologischen Variablen konnten die beschriebenen, durch Auftrieb hervorgerufenen, Strukturen beobachtet werden. Die Registrierungen der *in situ* Chl a-Fluoreszenz zeigten aber einen unruhigeren Kurvenverlauf als die bisher beschriebenen abiotischen Umweltparameter (Abb. 4.19a). Im Fluoreszenzsignal war auf St. 426 gegenüber den benachbarten Stationen ein deutliches Maximum mit Werten im Bereich von 1.7–2.0 $\mu\text{g Chl a l}^{-1}$ zu sehen. Auf den Stationen davor (St. 423/424) und danach (St. 428) wurden lediglich Konzentrationen um 0.5 $\mu\text{g l}^{-1}$ festgestellt. Im Küstenauftrieb wurden maximale Chl a-Konzentrationen von 1.0 $\mu\text{g l}^{-1}$ registriert.

Von St. 426 fehlen aufgrund technischer Probleme beim Meßverfahren zur **fluorometrischen** Ermittlung der **Chl a-Werte** die Konzentrationen in dem von uns gestreiften 'Zentrum' des Filamentes. Es liegen jedoch Fluoreszenzmessungen vor, so daß die Isoplethen-Darstellung einen qualitativen Eindruck über die relative Chl a-Verteilung liefert (Abb. 4.19b). Die Konzentrationen nahmen in Richtung der Küste zu. Anhand der Wölbung der Isoplethen unmittelbar vor und nach dem gestreiften Filament lassen sich die Auftriebsstrukturen erkennen. Der Küstenauftrieb war

deutlich durch erhöhte Konzentrationen und ein Wölben der Isoplethen bis zur Oberfläche sichtbar. Maximale Chl a-Werte lagen dort bei $1.0 \mu\text{g l}^{-1}$. Unterhalb von 60 - 80 m waren die Konzentrationen geringer als $0.2 \mu\text{g l}^{-1}$ und ab etwa 100 - 110 m gingen die Chl a-Konzentrationen entlang des gesamten Schnittes gegen 0.

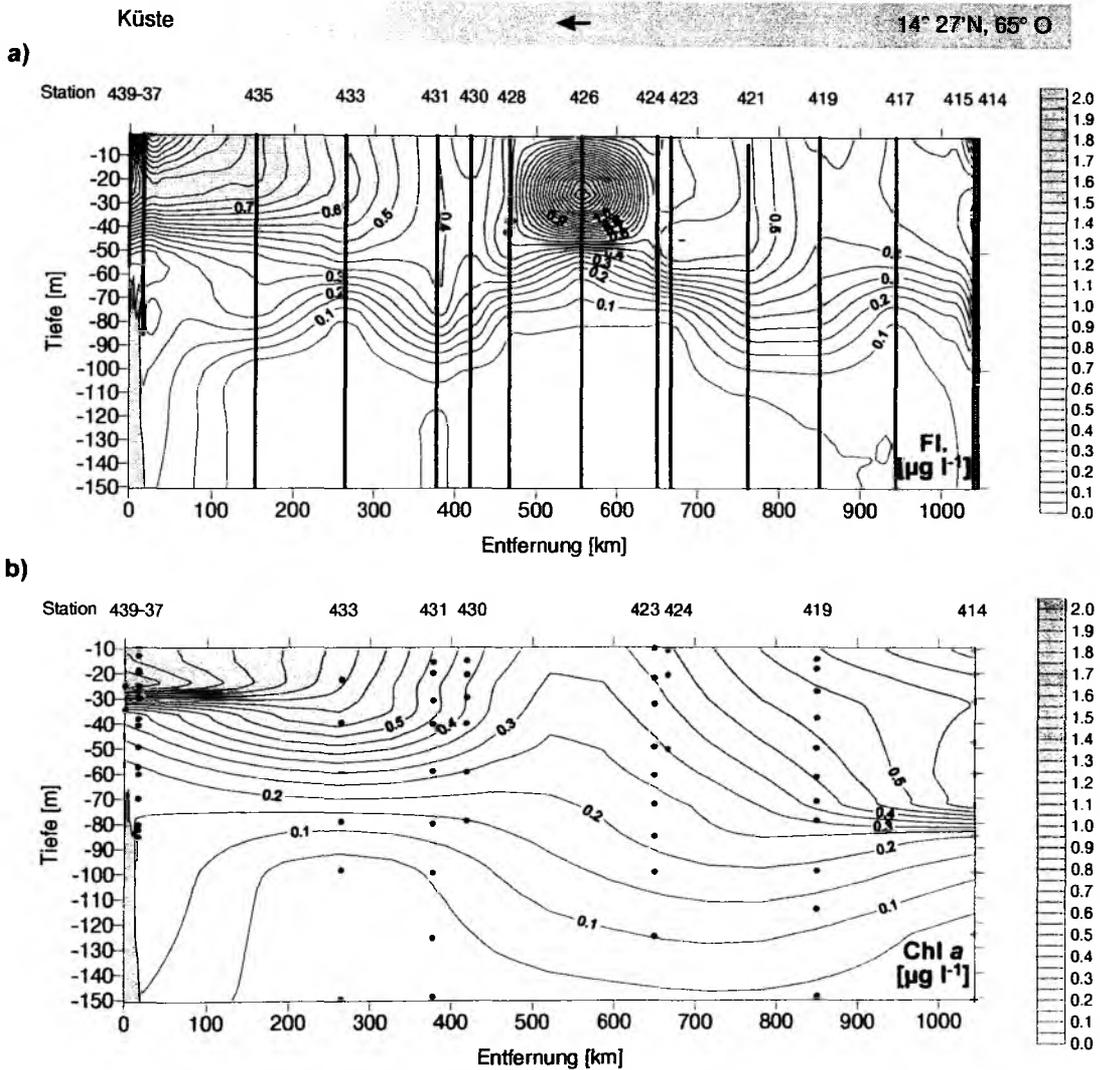


Abb. 4.19a+b *In situ* Chl a-Fluoreszenz (a) und fluorometrisch ermittelte Chl a-Konzentration (b) jeweils in $\mu\text{g l}^{-1}$ in den oberen 150 m der Wassersäule entlang des Schnittes von $14^{\circ} 27' \text{N}$, 65°O bis in den Küstenauftrieb vor Oman während der Expedition METEOR 32/5.

Die über 100 m integrierten Chl a-Werte lagen zwischen 27.0 mg m^{-2} und 52.7 mg m^{-2} (Abb. 4.20Abb.). Es war nicht wie auf dem Schnitt zuvor ein einheitlicher Trend zu erkennen. Die Höchstwerte lagen bei St. 414 und St. 419, im Bereich des Filamentes waren die Werte deutlich geringer (27 mg m^{-2}) und im Küstenauftrieb stiegen sie wieder leicht an ($37.0 - 42.2 \text{ mg m}^{-2}$).

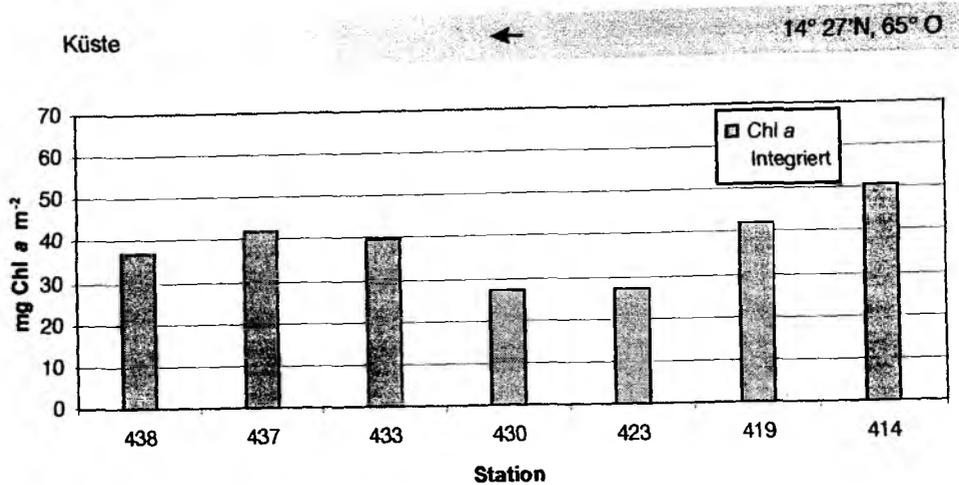


Abb. 4.20 Chl *a*-Konzentration in mg m⁻² integriert über die oberen 100 m der Wassersäule entlang des Schnittes von 14° 27' N, 65° O bis in den Küstenauftrieb vor Oman während der Expedition METEOR 32/5.

Eine **Größenfraktionierung des Chlorophyll a** konnte auf diesem Schnitt für St. 424, St. 431 und St. 438 durchgeführt werden (Abb. 4.21). Während dieser Untersuchungsperiode zeigten alle Größenfraktionen eine deutliche Beteiligung am Chlorophyllbestand. Auf St. 424 und St. 431 dominierte der Chlorophyllgehalt in der Fraktion < 0.8 µm die gesamte euphotische Zone, wobei das Konzentrationsmaximum mit 0.25 µg l⁻¹ bzw. 0.13 µg l⁻¹ in den oberen 10 m der Wassersäule vorzufinden war. In dieser Tiefe entsprach dies einem prozentualen Anteil dieser Fraktion am Chl *a*-Bestand von 43 % bzw. 47 %. Das Picoplankton von 0.8 - 2 µm war mit maximal 0.15 µg l⁻¹ bzw. 0.10 µg l⁻¹ (38 % bzw. 35 %) vertreten. Auf St. 424 war das Nanoplankton in den oberen 10 m mit einem Maximum von 0.27 µg m⁻² (47 %) bedeutendste Phytoplanktongruppe. Das Mikroplankton erreichte auf diesen Stationen maximale Konzentrationen von 0.07 µg l⁻¹ bzw. 0.04 µg l⁻¹. Dies entsprach lediglich einem Chl *a*-Anteil von 16 % bzw. 12 %, womit diese Größenklasse die unbedeutendste war. Im Verlauf der Untersuchung kam es zu einer Verschiebung zugunsten größerer Zellen. Die Beteiligung der einzelnen Größenklassen am gesamten Chl *a*-Bestand war im Küstenauftrieb vor Oman (St. 438) zwar deutlich variabler, dennoch war das Mikroplankton hier die wichtigste Algengruppe. In den oberen ca. 15 m erreichten es maximale Konzentrationen von 0.38 µg l⁻¹, was einem Anteil am Chl *a*-Bestand von 45 % entsprach. Auch das Nanoplankton gewann an Bedeutung. Ihr maximaler Chl *a*-Wert von 0.35 µg l⁻¹ lag jedoch deutlich tiefer in der Wassersäule (40 m), an der unteren Grenze der durchmischten Schicht. Hier waren sie mit 44 % am Chl *a*-Bestand beteiligt. Die Fraktion des Picoplanktons mit Zellen < 0.8 µm war in der gesamten euphotischen Zone mit 17 - 35 % am Chlorophyllbestand beteiligt. Die Größenklasse 0.8 - 2 µm des Picoplanktons war in dieser Region mit max. 0.05 µg Chl *a* l⁻¹ und einem Anteil von 0 - 6 % von untergeordneter Bedeutung.

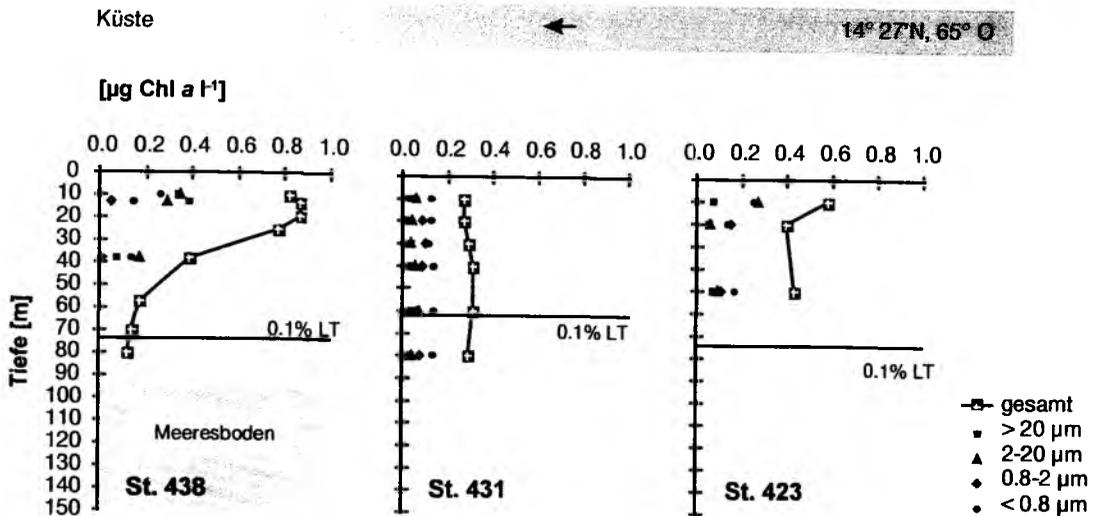


Abb. 4.21 Größenfraktioniertes Chl a in $\mu\text{g l}^{-1}$ in den oberen 150 m der Wassersäule auf St. 423, St. 431 und St. 438 entlang des Schnittes von $14^{\circ} 27' \text{N}$, 65°O bis in den Küstenauftrieb vor Oman während der Expedition METEOR 32/5.

Pigmentanalysen mittels HPLC konnten während dieses Schnittes auf St. 423, St. 430 und St. 438 durchgeführt werden (Abb. 4.22). Die Pigmentuntersuchungen zeigten, wie schon die Größenfraktionierung des Chl a erkennen ließ, eine Änderung der Phytoplanktonzusammensetzung in Richtung zur Küste. St. 423 und St. 430 zeichneten sich durch eine sehr ähnliche Zusammensetzung der über die oberen 100 m integrierten Chl a-Anteile der einzelnen Phytoplanktongruppen aus. Prymnesiophyceen und Chrysophyceen dominierten mit 34 % bzw. 39 % den Chl a-Bestand auf diesen beiden Stationen. Prochlorophyceen stellten 24 % bzw. 23 % des Chl a und waren damit drittbedeutendste Algenklasse. Dinophyceen stellten lediglich einen Anteil von 6 % bzw. 4 %. Cyanophyceen konnten auf beiden Stationen nicht nachgewiesen werden. Der Anteil der Bacillariophyceen lag auf St. 423 bei 1 %, während sie auf St. 430 nicht nachgewiesen werden konnten. In der Vertikalverteilung der Pigmentkonzentrationen auf diesen beiden Stationen zeigten sich jedoch deutliche Unterschiede. Auf St. 423 waren die Pigmentkonzentrationen deutlich höher und ihr Vorkommen beschränkte sich auf die oberen 80 m der Wassersäule. Die Pigmentkonzentrationen auf St. 430 hingegen waren deutlich geringer aber bis in 100 m Tiefe nachweisbar. St. 438, im Küstenauftrieb, zeigte eine völlig andere Pigmentzusammensetzung. Hier waren die Bacillariophyceen mit 63 % des Chl a-Bestandes die dominante Algenklasse. Den nächst höchsten Beitrag stellten die Prochlorophyceen mit 14 % des Chl a. Der Anteil der Prymnesiophyceen war mit 12 % nur geringfügig kleiner. Dinophyceen und Chrysophyceen waren mit jeweils 4 % des Chl a von untergeordneter Bedeutung. Cyanophyceen konnten wie auf den beiden Stationen zuvor nicht nachgewiesen werden. Es konnte hier jedoch das einzige Mal Lutein bzw. Zeaxanthin (Kap. 6.3), das/die Markerpigment(e) der Chlorophyceen bzw. Cyanophyceen nachgewiesen werden. Der Chl a-Anteil dieser Gruppe war jedoch mit lediglich 1 % von untergeordneter Bedeutung. Die Vertikalverteilung der Chlorophyll a-Äquivalente der einzelnen Phytoplanktongruppen (Abb. 4.23) zeigte tendenziell auf allen drei Stationen eine Konzentrationsabnahme mit der Tiefe. Auf der Station nach dem 'Zentrum' des Filamentes

(St. 430) wurden die höchsten Konzentrationen entsprechend der Lage des Chl *a*-Maximums in 40 m Tiefe gemessen. St. 438 im Küstenauftrieb zeigte entsprechend der beschriebenen prozentualen Chl *a*-Anteile die höchsten Konzentrationen mit einem Maximum in 19 m Tiefe. Unterhalb von 100 m Tiefe konnten auf allen drei Stationen keine Pigmente mehr nachgewiesen werden.

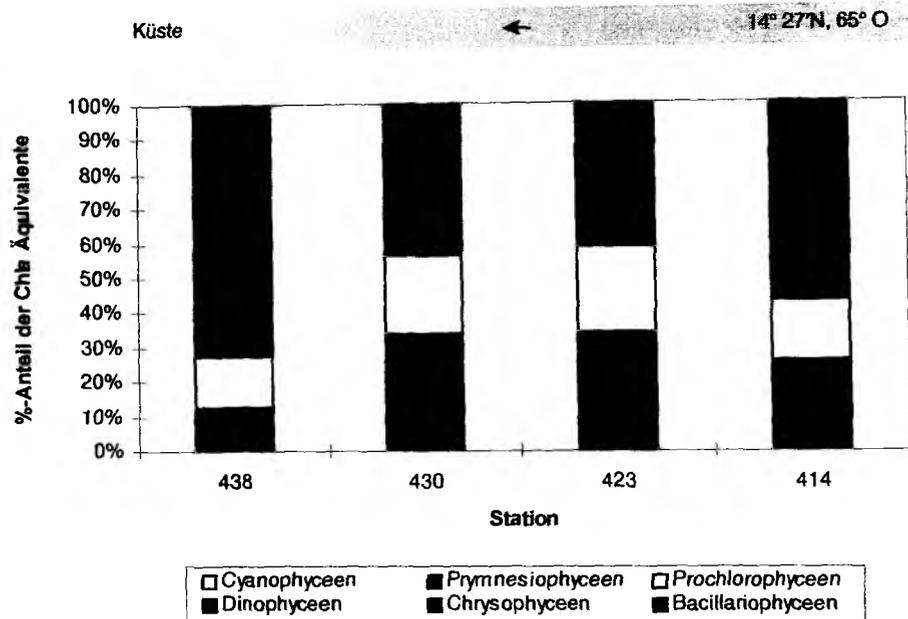


Abb. 4.22 Prozentuale Anteile der Phytoplanktonklassen an den Chl *a*-Äquivalenten integriert über die oberen 100 m der Wassersäule entlang des Schnittes von 14° 27' N, 65° O bis in den Küstenauftrieb vor Oman während der Expedition METEOR 32/5.

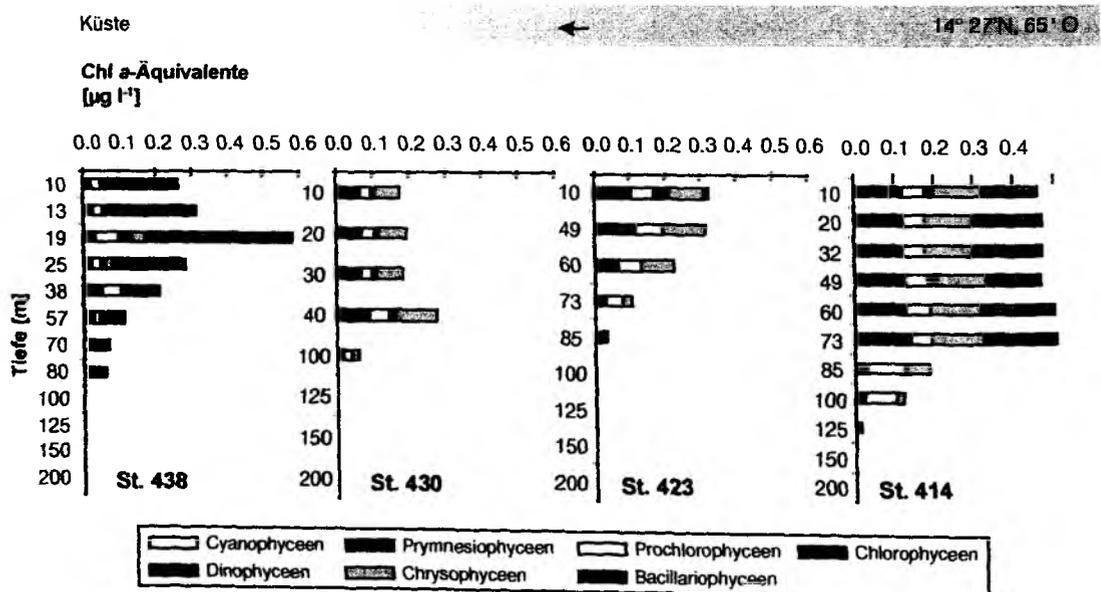


Abb. 4.23 Chl *a*-Äquivalente der einzelnen Phytoplanktonklassen in µg l⁻¹ in den oberen 150 m der Wassersäule entlang des Schnittes von 14° 27' N, 65° O bis in den Küstenauftrieb vor Oman während der Expedition METEOR 32/5.

Lichtmikroskopische Zählungen ergaben über die oberen 100 m der Wassersäule integrierte PPC-Mengen von 683 mg m⁻² auf St. 423, 306 mg m⁻² auf St. 430 und 1752 mg m⁻² auf St. 438. Die prozentualen Anteile der verschiedenen Phytoplanktonklassen am PPC (Abb. 4.24) wichen allerdings stark von denen am Chl *a* ab (Tab. 4.3). Auf St. 423 waren die Bacillariophyceen, deren Konzentrationen sich bei der HPLC-Analyse an der Nachweisgrenze bewegten, mit einem PPC-Anteil von 71 % wichtigste Algengruppe. Ihr Chl *a*-Anteil betrug allerdings maximal 1 % (Kap. 6.3). Die Bacillariophyceen setzten sich aus verschiedenen Taxa zusammen, wobei *Rhizosolenia* sp. den Hauptanteil am Bacillariophyceen-PPC stellte. Weitere Vertreter waren *Nitzschia* sp., *Corethron hystrix*, *Coscinodiscus* sp., *Thalassiotrix* sp. und kleine, pennate Bacillariophyceen. Dinophyceen waren mit einem PPC-Anteil von 20 % auf St. 423 zweitwichtigste Phytoplanktongruppe. *Ceratium* sp. und vor allem nicht näher identifizierte kleine Dinoflagellaten vertraten diese Gruppe. Die Prymnesiophyceen waren von diversen Coccolithophoridenarten vertreten, wobei *Syracosphaera* sp., *Calciosolenia murrayi*, *Emiliana huxleyi* und *Gephyrocapsa oceanica* die häufigsten Arten waren. Chrysophyceen wurden im Lichtmikroskop nicht erkannt. Auf St. 438 waren *Rhizosolenia* sp. und *Chaetoceros* spp. die dominierenden Bacillariophyceenarten.

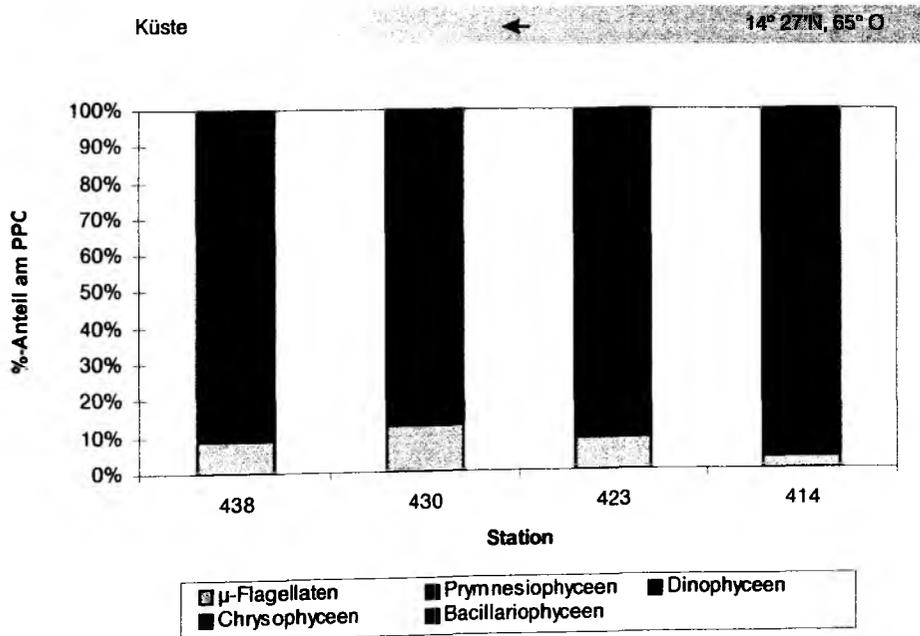


Abb. 4.24 Prozentuale Anteile der Phytoplanktonklassen (UTERMÖHL-Mikroskopie) am Phytoplanktonkohlenstoff (PPC) integriert über die oberen 100 m der Wassersäule entlang des Schnittes von 14° 27'N, 65° O bis in den Küstenauftrieb vor Oman während der Expedition METEOR 32/5.

Tab. 4.3 Vergleich Phytoplanktonkohlenstoff (PPC) und Chl a (mittels HPLC-Analyse) jeweils in mg m^{-2} integriert über die oberen 100 m der Wassersäule entlang des Schnittes von $14^{\circ} 27' \text{N}$, 65°O bis in den Küstenauftrieb vor Oman während der Expedition METEOR 32/5. St. 414 s. Tab. 4.1.

St.		BACILLARIOPHYCEEN		DINOPHYCEEN		PRYMNESIOPHYCEEN		CHRYSOPHYCEEN		µ-FLAGELLATEN	
		PPC	Chl a	PPC	Chl a	PPC	Chl a	PPC	Chl a	PPC	Chl a
423	mg m^{-2}	484.83	0.21	137.97	1.39	2.88	7.36	0	7.32	59.71	5.27
	%	71	1	20	7	0	34	0	34	9	24
430	mg m^{-2}	104.52	0	138.28	0.90	29.63	6.13	0.14	7.20	39.89	3.65
	%	34	0	45	5	10	34	0	40	13	20
438	mg m^{-2}	1589.80	10.53	2.71	0.70	5.68	2.08	0	0.68	153.90	2.41
	%	91	63	0	4	0	12	0	4	9	17

Untersuchungen mittels **Durchflußzytometrie** [A. DETMER, persönliche Mitteilung] entlang des Schnittes zur Küste zeigten zunächst eine einheitliche Verteilung von *Synechococcus* spp. über die oberen 60 - 70 m (hier nicht dargestellt). Zellzahlen der Prochlorophyceen nahmen weiterhin stark ab. Im Filament auf St. 423 und St. 426 waren die Zellzahlen von *Synechococcus* spp. und Prochlorophyceen unterhalb von $10 \times 10^6 \text{ l}^{-1}$, gleichzeitig gewannen autotrophe Nanoflagellaten an Bedeutung. Sie erreichten auf diesen Stationen maximale Zellzahlen von $25 - 50 \times 10^6 \text{ l}^{-1}$ und waren somit dominierend. Im Küstenauftrieb auf St. 438 sanken die Zellzahlen von *Synechococcus* spp. unter $2 - 5 \times 10^6 \text{ l}^{-1}$ mit maximalen Werten an der Oberfläche. Auch hier dominierten autotrophe Nanoflagellaten mit $25 - 50 \times 10^6$ Zellen l^{-1} . Das Auftreten von autotrophen Nanoflagellaten sowie der Rückgang von *Synechococcus* spp. und das Ausbleiben von Prochlorophyceen ging einher mit der Abnahme der Oberflächentemperatur und einer Zunahme der Nährstoffkonzentrationen.

Die **POC-** und **PON-Werte** in der durchmischten Schicht lagen bei $27.09 - 215.73 \mu\text{g l}^{-1}$ bzw. $4.97 - 38.17 \mu\text{g l}^{-1}$. Die über die oberen 100 m der Wassersäule integrierten Werte (hier nicht dargestellt) lagen zwischen $8175 \text{ mg POC m}^{-2}$ (St. 438, hier aufgrund der geringen Wassertiefe nur über 80 m integriert) und $15758 \text{ mg POC m}^{-2}$ (St. 433) bzw. zwischen $1453 \text{ mg PON m}^{-2}$ (St. 438) und $2247 \text{ mg PON m}^{-2}$ (St. 433). Das molare C:N-Verhältnis in den oberen 150 m der Wassersäule entlang dieses Schnittes lag im Bereich von 5.22 - 10.12 (Abb. 4.25).

In Abb. 4.26 sind die Konzentrationen des **partikulären Silikats** wiedergegeben, welche auf drei Stationen dieses Schnittes bestimmt werden konnte (St. 423, St. 430, St. 438). Im Küstenauftrieb (St. 438) lagen die höchsten PSi-Werte in den oberen 30 m mit einem Maximum von $76.81 \mu\text{g l}^{-1}$ in 13 m Tiefe. Dies war gleichzeitig der höchste Wert während dieser Expedition und lief konform mit den maximalen Zellzahlen der Bacillariophyceen. Die geringste Konzentration von $12.16 \mu\text{g l}^{-1}$ wurde auf dieser Station in 40 m gemessen. Unterhalb von 55 m lagen wieder erhöhte PSi Konzentrationen bei $27.13 - 42.44 \mu\text{g l}^{-1}$. Auf St. 430 und St. 423 war PSi einheitlich über die oberen 150 m der Wassersäule verteilt ($2.42 - 4.27 \mu\text{g l}^{-1}$). Auf beiden Stationen zeigte sich eine leicht zunehmende Tendenz mit der Tiefe, wobei lediglich auf St. 423 in 50 m ein Maximum von $5.53 \mu\text{g l}^{-1}$ anzutreffen war. Dieser hohe Wert lief ebenfalls konform mit den maximalen Zellzahlen der Bacillariophyceen in dieser Tiefe. Der geringste Wert der über die oberen 100 m integrierten

PSi-Konzentrationen (303.74 mg m^{-2} , hier nicht dargestellt) wurde auf St. 430 gemessen, für die mittels HPLC keine Bacillariophyceen nachgewiesen werden konnten. Im Küstenauftrieb (St. 438) wurde, entsprechend der hier dominierenden Bacillariophyceen, der maximale Wert von $3483.46 \text{ mg m}^{-2}$ gemessen.

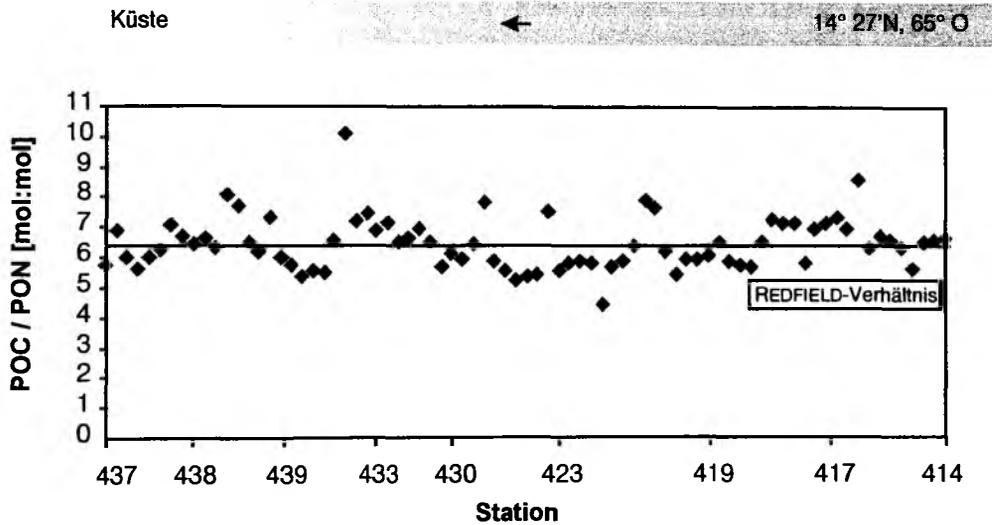


Abb. 4.25 Das molare C:N-Verhältnis entlang des Schnittes von $14^{\circ} 27'N$, $65^{\circ} O$ bis in den Küstenauftrieb vor Oman während der Expedition METEOR 32/5. Aufgetragen sind für jede Station jeweils alle Meßwerte der oberen 150 m der Wassersäule.

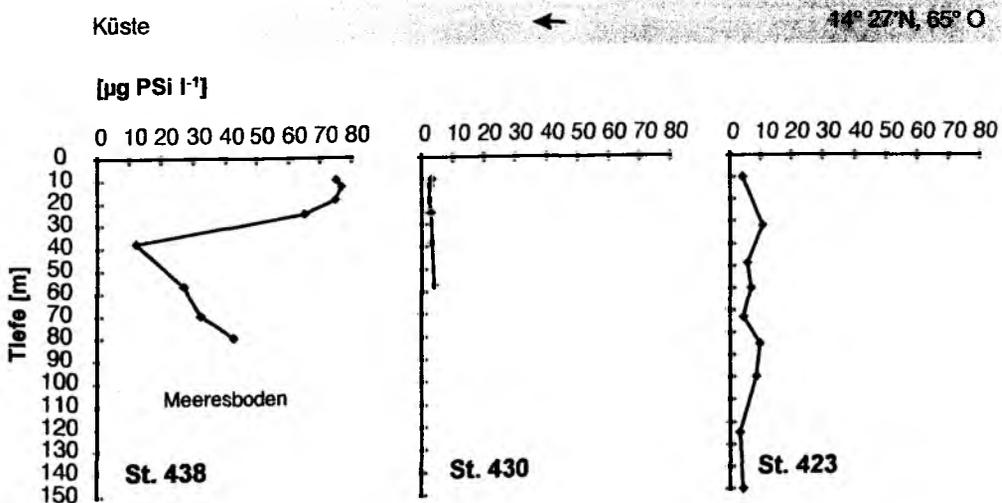


Abb. 4.26 Partikuläres Silikat (PSi) in $\mu\text{g l}^{-1}$ auf St. 423, St. 430 und St. 438 entlang des Schnittes von $14^{\circ} 27'N$, $65^{\circ} O$ bis in den Küstenauftrieb vor Oman während der Expedition METEOR 32/5.

4.2.3 Produktivität des Phytoplanktons

Auf dem Schnitt zur Küste zeigte die *in situ* Primärproduktion ein gänzlich anderes Bild als auf dem Süd-Nord-Schnitt. Die Produktion war in den oberen 12 m der Wassersäule mit 42 - 188 mg C m⁻³ d⁻¹ deutlich höher und variabler. Sie schwankte zudem erheblich in den verschiedenen Lichthorizonten (Abb. 4.27). Aber auch hier war auf allen vier Stationen eine positive ¹⁴C-Aufnahmerate in der 0.1 % LT zu verzeichnen. Auf den ersten drei Stationen waren die über die euphotische Zone integrierten Werte mit 2.00 - 2.31 g C m⁻² d⁻¹ sehr ähnlich (Abb. 4.27). St. 438 im Küstenauftrieb unterschied sich nicht nur durch erhöhte Werte in den einzelnen Lichthorizonten von den vorangegangenen Stationen, sondern zeichnete sich zudem durch einen deutlich erhöhten integrierten Wert von 3.33 g C m⁻² d⁻¹ aus.

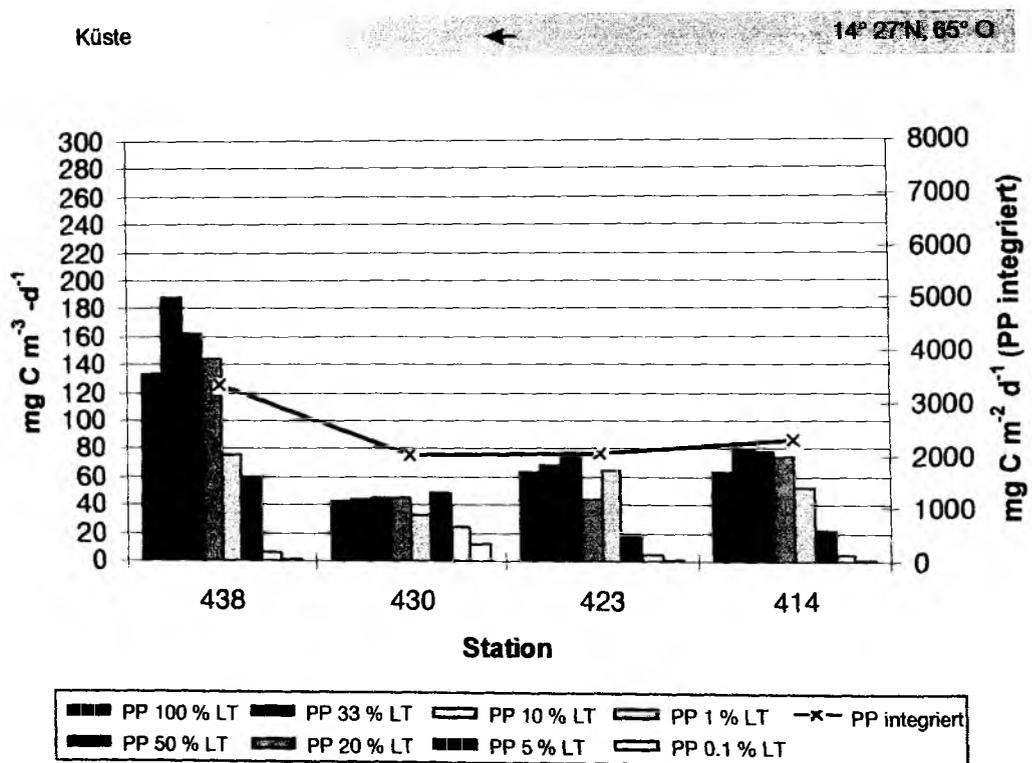


Abb. 4.27 *In situ* Primärproduktion (PP) des Phytoplanktons in den verschiedenen Lichttiefen (LT) in mg m⁻³ d⁻¹ und integriert über die euphotische Zone in mg m⁻² d⁻¹ entlang des Schnittes von 14° 27'N, 65° O bis in den Küstenauftrieb vor Oman während der Expedition METEOR 32/5.

Die Größenfraktionierung der *in situ* Produktion (Abb. 4.28) zeigte, wie oben beschrieben, auf St. 414 eine gänzlich andere Situation als auf den Stationen entlang des Süd-Nord-Schnittes. Hier dominierten große, zu den Bacillariophyceen zählende Zellen (> 20 µm) mit 47 % die obere Wassersäule (100 - 20 % LT bzw. 0 - 20 m), alle anderen Größenklassen waren aber mit 14 - 25 % erheblich an der Gesamtproduktion beteiligt. Auf den nachfolgenden Stationen in Richtung Küste zeigte sich dann eine abnehmende Tendenz in der Bedeutung der Fraktion > 20 µm. Gleichzeitig gewannen Zellen < 0.8 µm an Bedeutung. Dieses Phänomen verstärkte sich mit der Tiefe, wobei

jedoch in den oberen 20 m alle Fraktionen annähernd den gleichen Anteil an der Produktion stellten. St. 438 im Küstenauftrieb zeigte dann wieder ein ganz anders Bild. Während in den oberen 5 m Zellen > 20 µm die Produktion dominierten, übernahmen unterhalb von 12 m Organismen zwischen 0.8 - 2 µm den Hauptanteil der Primärproduktion (55 %). Wie auf den vorherigen Stationen bestimmten hier an der unteren Grenze der euphotischen Zone (in ca. 40 m Tiefe) Zellen < 0.8 µm das Produktionsgeschehen.

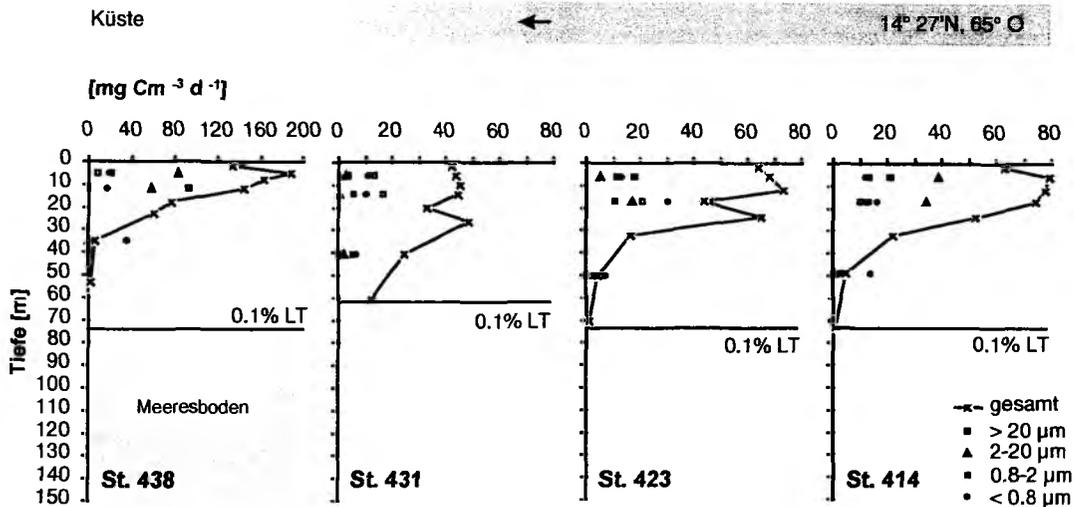


Abb. 4.28 *In situ* Primärproduktion (PP) der unterschiedenen Größenfraktionen in $\text{mg m}^{-3} \text{d}^{-1}$ in den verschiedenen Lichttiefen (LT) entlang des Schnittes von $14^{\circ} 27'N, 65^{\circ} O$ bis in den Küstenauftrieb vor Oman während der Expedition METEOR 32/5. Aufgrund der hohen Werte im Küstenauftrieb (St. 438) wurde hier eine größere Skala gewählt.

Messungen zu ^{15}N -Aufnahmeraten des Phytoplanktons konnten während dieser Untersuchungsperiode auf St. 423, St. 430 und St. 438 durchgeführt werden. Entlang dieses Schnittes, mit der Zunahme des Eintrags von neuen Nährstoffen aus tieferen Schichten in die euphotische Zone, gewann die Neue Produktion an Bedeutung (Tab. 4.4). Im Bereich des Filamentes (St. 423) und des Küstenauftriebs (St. 438) war der Beitrag der Neuen Produktion mit maximal 54 % deutlich höher als außerhalb dieser Auftriebsregion (St. 430). Vor allem in geringeren Lichthorizonten gewann die Neue Produktion an Bedeutung. Im Tiefenbereich zwischen 20 m und 40 m (St. 430 und St. 438) basierte die Primärproduktion fast ausschließlich auf der Aufnahme neuer Nährstoffe, was das *f*-ratio von > 0.5 zeigte. Auf St. 430 dominierte die Regenerierte Produktion die oberen Schichten der euphotischen Zone, das *f*-ratio lag bei 0.1.

Tab. 4.4 Neue Produktion (NP) des Phytoplanktons in $\text{mg C m}^{-3} \text{d}^{-1}$ entlang des Schnittes von $14^\circ 27' \text{N}$, 65°O bis in den Küstenauftrieb vor Oman während der Expedition METEOR 32/5. LT: Lichttiefe, PP: Primärproduktion (Gesamtproduktion), RP: Regenerierte Produktion, *f*-ratio: NP/PP.

St.	POSITION	DATUM/TAG DES JAHRES	TIEFE [m]	LT [%]	NP [$\text{mg C m}^{-3} \text{d}^{-1}$]	PP [$\text{mg C m}^{-3} \text{d}^{-1}$]	RP [$\text{mg C m}^{-3} \text{d}^{-1}$]	<i>f</i> -ratio
423	16° 00.0N	30.07.95	32	5	2.16	7.35	5.19	0.29
	62° 00.0O	211	49	1	0.19	1.17	0.98	0.16
430	17° 12.0N	01.08.95	10	100	3.54	35.65	32.12	0.10
	59° 46.0O	213	10	33	3.61	47.28	43.67	0.08
			20	13	2.22	21.46	19.23	0.10
			20	5	1.48	2.75	1.27	0.54
438	18° 30.0N	04.08.95	10	55	56.19	163.89	107.65	0.34
	57° 18.0O	216	10	33	53.20	183.25	130.05	0.29
			19	13	44.44	97.90	53.45	0.45

4.2.4 Zusammenfassung

Zusammenfassend läßt sich festhalten, daß auf diesem Schnitt zwei verschiedene Regionen beprobt wurden. Die Region im Einflußbereich des atmosphärischen Findlater Jets (Kap. 2.2) wird im folgenden als 'Findlater Jet Region' bezeichnet. Zu dieser wird ebenfalls die letzte Station des Süd-Nord-Schnittes (St. 414) gezählt. Die Findlater Jet Region ist durch eine hohe Variabilität gekennzeichnet. Es werden sowohl oligotrophe als auch eutrophe Verhältnisse vorgefunden, und vor allem das Auftreten von Filamenten zeichnet diese Region aus. Die Charakteristika der Findlater Jet Region können anhand der vorgestellten Ergebnisse wie folgt zusammengefaßt werden.

Die Oberflächentemperatur betrug ca. 25.4°C und die durchmischte Schicht lag bei 36 - 102 m. Die euphotische Zone (0.1 % LT) reichte bis maximal 73 m. Die Nutrikline war nicht deutlich ausgeprägt. Durchschnittliche Nitrat- und Silikatwerte lagen in der durchmischten Schicht bei $2.6 \mu\text{mol NO}_3^- \Gamma^{-1}$ bzw. $1.6 \mu\text{mol Si(OH)}_4 \Gamma^{-1}$. Unterhalb der durchmischten Schicht lagen mittlere Werte entsprechend bei $17.3 \mu\text{mol NO}_3^- \Gamma^{-1}$ bzw. $9.1 \mu\text{mol Si(OH)}_4 \Gamma^{-1}$. Chl *a* zeigte maximale Konzentrationen in der Oberfläche mit durchschnittlich $0.45 \mu\text{g} \Gamma^{-1}$. Die über die euphotische Zone integrierten Chl *a*-Werte betragen 36.7 mg m^{-2} . Der ermittelte PPC lag bei 1042 mg C m^{-2} und die Primärproduktion erreichte durchschnittlich $2123 \text{ mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$. Hauptvertreter der Phytoplanktongemeinschaft war das Mikroplankton, das von Bacillariophyceen, Prymnesiophyceen und Chrysophyceen dominiert wurde.

Die Findlater Jet Region schloß sich direkt an die zweite Region, die entlang des Schnittes zur Küste beprobt wurde, an: 'Der Küstenauftrieb vor Oman'. Die Oberflächentemperatur war in dieser Region mit ca. 21.0°C deutlich geringer und die durchmischte Schicht mit 25 - 41 m deutlich flacher als in der Findlater Jet Region. Die euphotische Zone (0.1 % LT) reichte bis maximal 73 m und zeichnete sich durch hohe Nährsalzkonzentrationen aus. Durchschnittliche Nitrat- und Silikatwerte lagen bei $17.9 \mu\text{mol NO}_3^- \Gamma^{-1}$ bzw. $8.3 \mu\text{mol Si(OH)}_4 \Gamma^{-1}$, unterhalb der durchmischten Schicht entsprechend bei $20.5 \mu\text{mol NO}_3^- \Gamma^{-1}$ bzw. $13.3 \mu\text{mol Si(OH)}_4 \Gamma^{-1}$. Chl *a*-Konzentrationen in der Oberfläche waren mit durchschnittlich $0.79 \mu\text{g} \Gamma^{-1}$ deutlich höher. Die über die euphotische Zone integrierten Chl *a*-Werte betragen 39.5 mg m^{-2} . Der ermittelte PPC lag bei 1752 mg C m^{-2} , und die Primärproduktion erreichte $3336 \text{ mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$. Die Phytoplanktongemeinschaft, von Bacillariophyceen dominiert, setzte sich aus verschiedenen Arten in unterschiedlichen physiologischen Zuständen zusammen.

4.3 Das Epipelagial von der Küste bis 16° N, 62° O

4.3.1 Abiotische Umweltparameter

Der Schnitt zur Küste wurde ein zweites Mal beprobt, wobei in acht Tagen etwa $\frac{2}{3}$ (650 km) dieses Schnittes ausgehend von der Küste von Oman erneut untersucht wurden (Abb. 3.1).

Hinsichtlich der **Temperaturverteilung** zeigte sich nach dem Schnitt zur Küste (Kap. 4.2) in zweierlei Hinsicht eine Abkühlung im Epipelagial. Während am 04. August 1995 im Küstenauftrieb (St. 437 - 439) noch 17.5 °C in 150 m gemessen wurden, beliefen sich die Temperaturen zwei Tage später nur noch auf 16.5 °C (Abb. 4.29a). Die oberen 60 m der Wassersäule waren ebenfalls durch eine Temperaturniedrigung um 1 °C gekennzeichnet und es wurden nur noch maximal 26 °C erreicht. Das auf dem Schnitt zur Küste (27.07. - 04.08.1995) beprobte Filament war auf dem Schnitt von der Küste weg (05.08. - 10.08.1995) deutlich verändert. Es konnte zwar noch eine Wölbung der Isothermen beobachtet werden, diese erreichten jedoch nicht mehr die Oberfläche.

Diese fortschreitende Veränderung konnte noch deutlicher in der Verteilung des **Salzgehalts** beobachtet werden (Abb. 4.29b). Auf dem Schnitt von der Küste waren anstelle des zuvor beobachteten einen Maximums jetzt zwei Salzgehalts-Maxima in 90 m und 70 m Tiefe von jeweils 36.20 (St. 446 und St. 460) zu erkennen.

Die **Dichte**verteilung lief konform mit der Temperaturverteilung (Abb. 4.29c). An der Oberfläche war eine Dichtezunahme von 23.80 kg m⁻³ auf 24.00 kg m⁻³ zu beobachten. Durch diese hydrographischen Umweltparameter konnte deutlich die Entwicklung bzw. Bewegung des beprobten Filamentes von der Küste weg beobachtet werden.

Die **durchmischte Schicht** (Kreuze in Abb. 4.29a) war auf dem Schnitt von der Küste weniger mächtig (28 - 80 m). Sie vertiefte sich ausgehend von der Küste von 43 m (St. 438) auf 58 m (St. 442). Danach vertiefte sie sich auf den folgenden Stationen weiter und erreichte auf St. 448 ihre maximale Ausdehnung von 80 m. Im weiteren Verlauf wurde die durchmischte Schicht deutlich flacher und erreichte auf St. 462 mit 28 m die minimale Durchmischungstiefe dieses Schnittes.

Dieses Bild setzte sich in der Verteilung der anorganisch gelösten Nährsalze fort (Abb. 4.30a-e). Sowohl in der **Nitrat**- als auch in der **Silikat**verteilung zeigte sich eine Konzentrationserhöhung in den oberen 60 - 80 m (Abb. 4.30a+b). Während auf dem Schnitt zur Küste im Bereich des Filamentes, in ca. 280 - 480 km Entfernung von der Küstenstation, maximal 2 µmol NO₃⁻ l⁻¹ in den oberen 60 m registriert wurden, waren eine Woche später die Nitratkonzentrationen auf 3 - 4 µmol l⁻¹ gestiegen. Im gleichen Zeitraum verflachte sich in diesem Bereich die 3 µmol l⁻¹ Silikat-Isoplethe von maximal 90 m auf 60 m.

Die **Phosphat**verteilung (Abb. 4.30c) lief konform mit der von Nitrat und Silikat. Die Isoplethen zeigten das vorangegangene Auftreiben Richtung Oberfläche. Während auf dem Weg zur Küste auf St. 423 und St. 424 die oberen ca. 30 m Phosphat erschöpft waren, war die gesamte Wassersäule auf dem Schnitt von der Küste durch Konzentrationen > 0.6 µmol l⁻¹ gekennzeichnet.

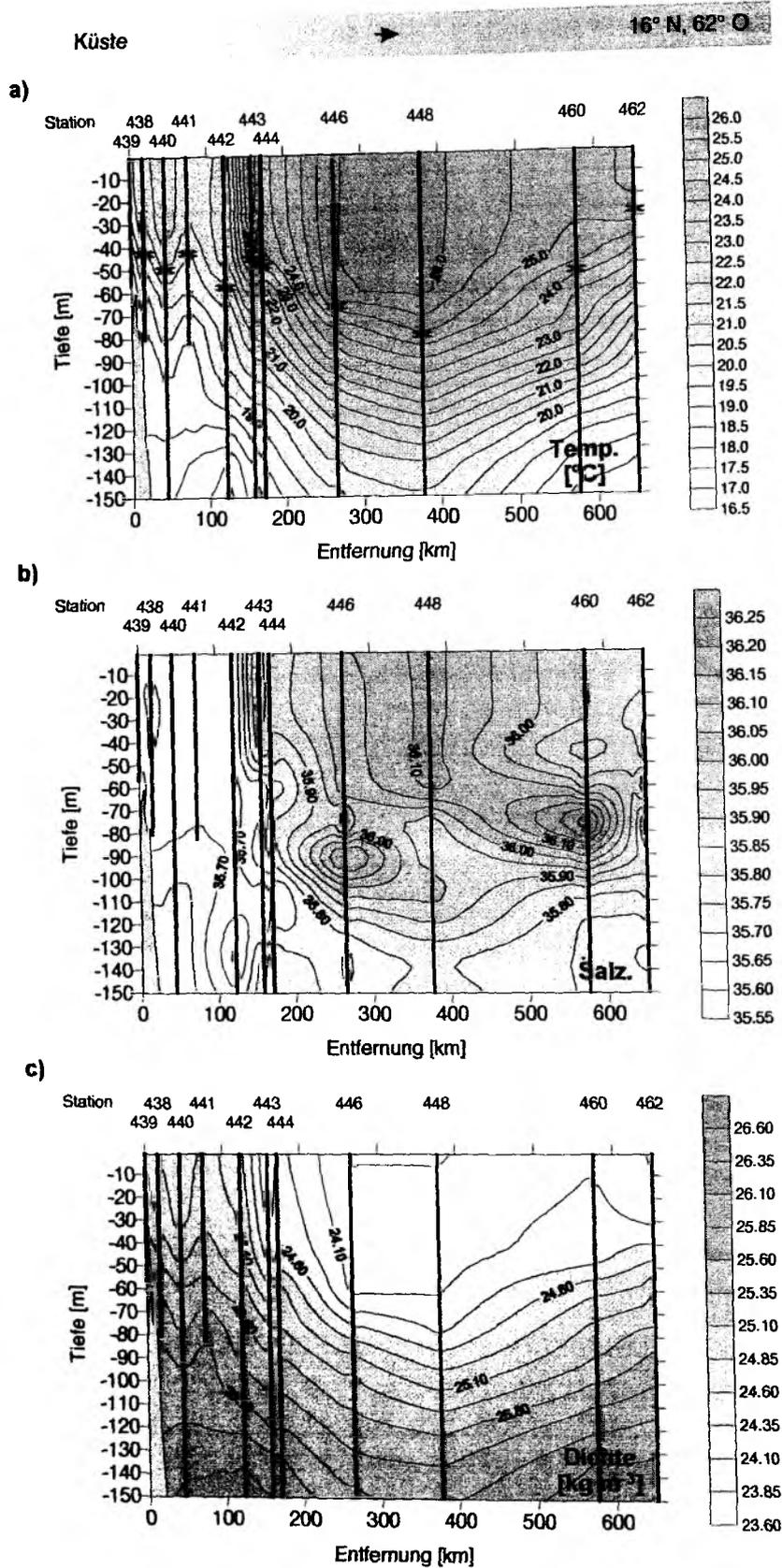


Abb. 4.29a-c Temperatur (a) in °C, Salzgehalt (b) und Dichte (c) in kg m⁻³ in den oberen 150 m der Wassersäule entlang des Schnittes von der Küste bis 16° N, 62° O während der Expedition METEOR 32/5. a) Die Kreuze markieren die Tiefe der durchmischten Schicht.

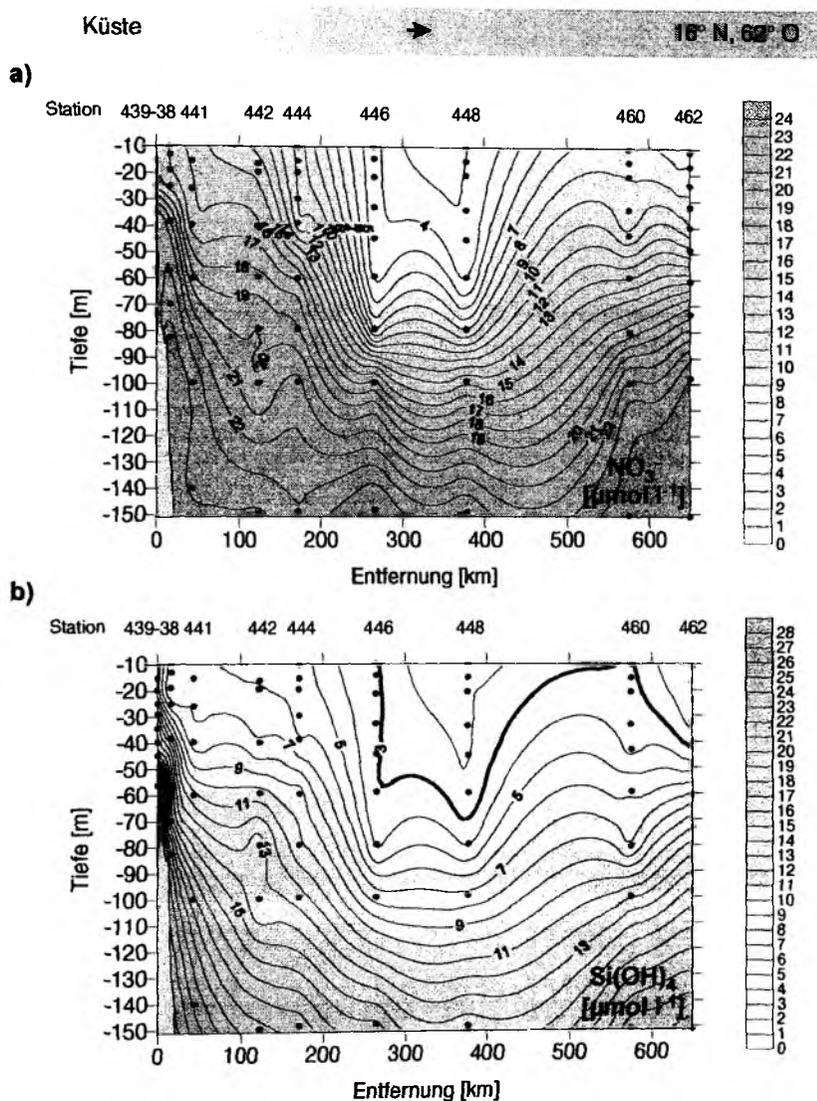


Abb. 4.30a+b Konzentrationen von a) Nitrat und b) Silikat in $\mu\text{mol l}^{-1}$ in den oberen 150 m der Wassersäule entlang des Schnittes von der Küste bis 16° N, 62° O während der Expedition METEOR 32/5. b) Die 3 $\mu\text{mol l}^{-1}$ Silikat-Isoplethe ist fettgedruckt.

In der **Ammonium**verteilung (Abb. 4.30d) war gegenüber einer Woche zuvor eine besonders ausgeprägte Veränderung sichtbar. Die Konzentrationen waren durch einen deutlichen Anstieg in den oberen 150 m gekennzeichnet. Maximale Werte von $1.31 \mu\text{mol l}^{-1}$ in 80 m Tiefe (St. 442) wurden an der unteren Grenze der durchmischten Schicht entlang des Schnittes von der Küste gemessen.

Auch in der **Nitrit**verteilung (Abb. 4.30e) war eine Zunahme innerhalb der durchmischten Schicht zu verzeichnen und gleichfalls die vorangegangene Verlagerung des Auftriebswassers in Richtung offener Ozean sichtbar. Es zeigten sich weiterhin zwei Maxima in ca. 80 m Tiefe auf St. 446 und St. 448 mit $0.88 \mu\text{mol l}^{-1}$ bzw. $1.03 \mu\text{mol l}^{-1}$.

Die oberen 150 m waren hinsichtlich der **Sauerstoff**verteilung (Abb. 4.31) gut durchmischt und durch leicht erhöhte Konzentrationen gegenüber der Woche zuvor gekennzeichnet (Abb. 4.16). Die maximalen Werte von 4.9 ml l^{-1} wurden während des Schnittes von der Küste nach etwa 100 km gemessen (St. 462).

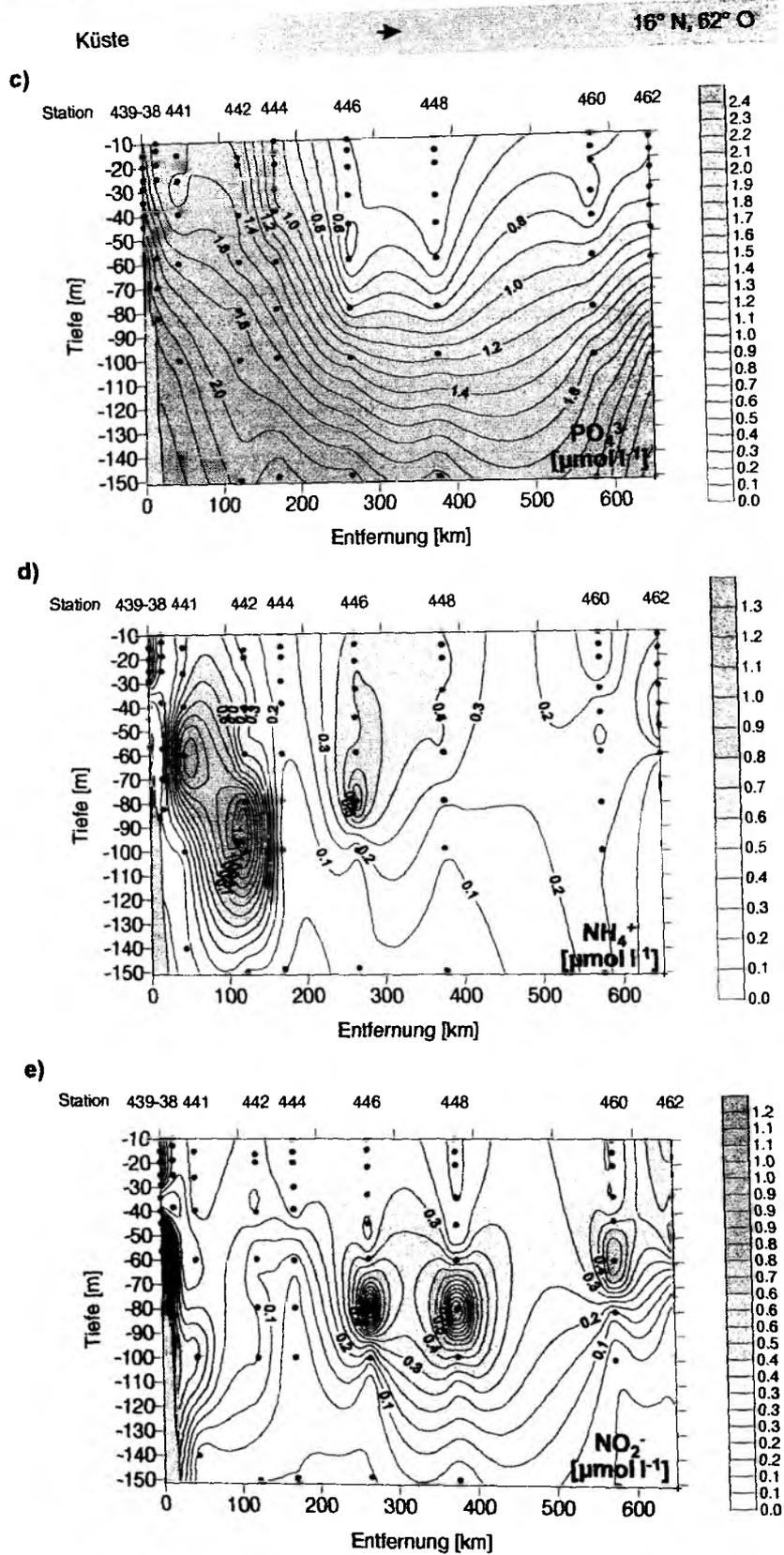


Abb. 4.30c-e Konzentrationen von c) Phosphat, d) Ammonium und e) Nitrit in $\mu\text{mol l}^{-1}$ in den oberen 150 m der Wassersäule entlang des Schnittes von der Küste bis 16° N, 62° O während der Expedition METEOR 32/5.

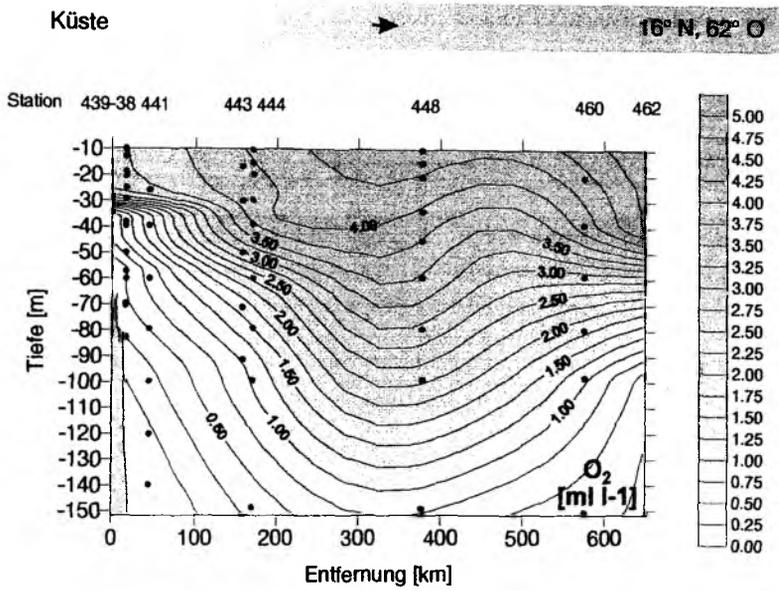


Abb. 4.31 Sauerstoff in ml l⁻¹ in den oberen 150 m der Wassersäule entlang des Schnittes von der Küste bis 16° N, 62° O während der Expedition METEOR 32/5.

Die **Secchi-Tiefen** entlang des Schnittes von der Küste lagen zwischen 13 m und 19 m (Abb. 4.32). Die daraus berechnete euphotische Zone bis zur 0.1 % LT variierte zwischen 53 m und 77 m und zeigte damit keine wesentliche Veränderung. Sie reichte lediglich etwas tiefer und lag stets unterhalb der durchmischten Schicht.

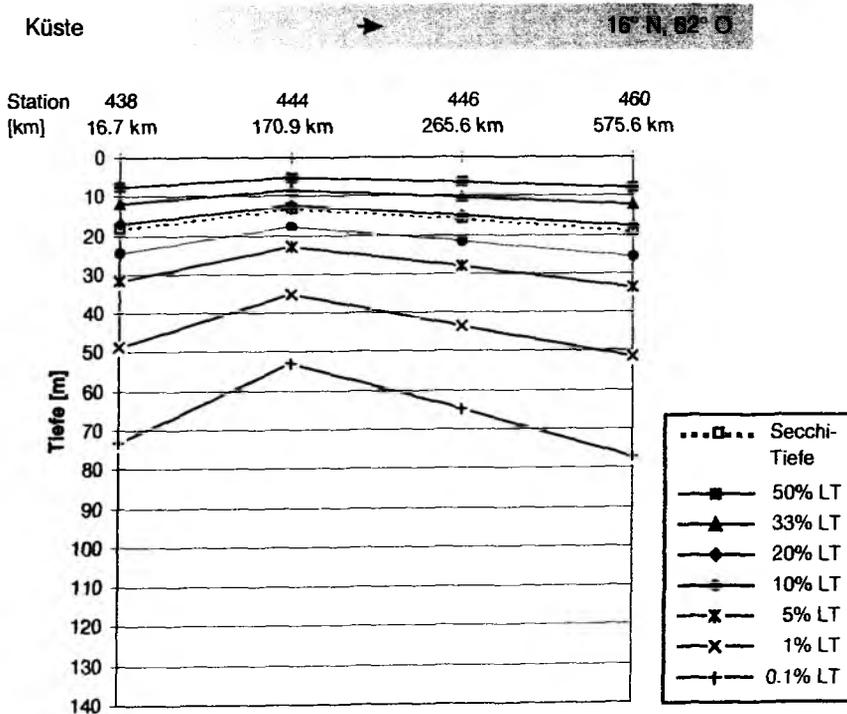


Abb. 4.32 Secchi-Tiefe in m und daraus berechnete Lichttiefen (LT) in m entlang des Schnittes von der Küste bis 16° N, 62° O während der Expedition METEOR 32/5.

4.3.2 Abundanz und Biomasse des Phytoplankton

Auch die biologischen Parameter folgten dem durch die physikalischen und chemischen Strukturen vorgegebenen Muster. Die Registrierungen der *in situ* Chl *a*-Fluoreszenz zeigten eine Chl *a*-Akkumulation zwischen St. 442 und St. 444 mit Maximalwerten von $1.4 \mu\text{g l}^{-1}$ auf St. 443 in 21 m Tiefe (Abb. 4.33a). Diese Maximalwerte zeigten sich ebenfalls in den fluorometrischen ermittelten Chl *a*-Werten (Abb. 4.33b). Auf St. 443 wurden $1.2 \mu\text{g Chl a l}^{-1}$ in 40 m Tiefe gemessen. Weiter in Richtung offener Ozean war die *in situ* Chl *a*-Fluoreszenz unterhalb von 80 m geringer als $0.2 \mu\text{g Chl a l}^{-1}$. Das Bild der fluorometrisch ermittelten Chl *a*-Werte zeigte einen unruhigeren Kurvenverlauf, wies aber auch ab ca. 80 m Tiefe Werte geringer als $0.2 \mu\text{g l}^{-1}$ auf. In beiden Fällen waren die Chl *a*-Konzentrationen entlang des gesamten Schnittes unterhalb von ca. 100 m gleich 0.

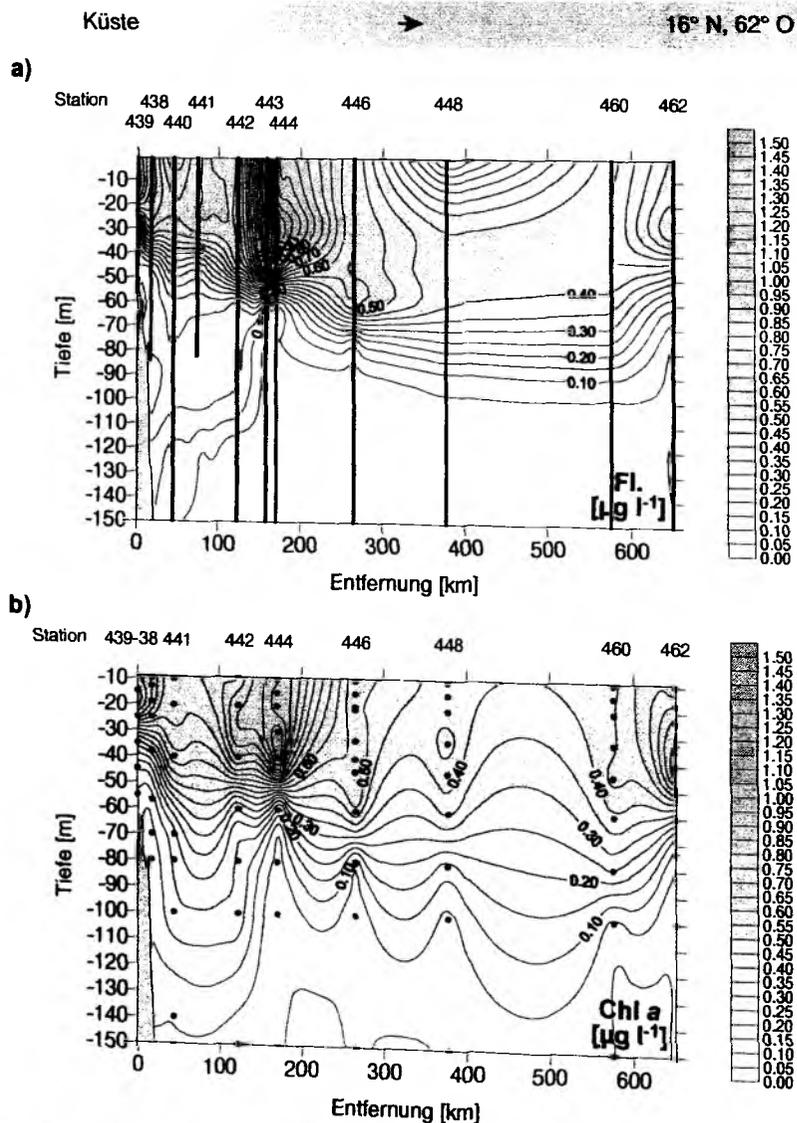


Abb. 4.33a+b *In situ* Chl *a*-Fluoreszenz (a) und fluorometrisch ermittelte Chl *a*-Konzentration (b) jeweils in $\mu\text{g l}^{-1}$ in den oberen 150 m der Wassersäule entlang des Schnittes von der Küste bis 16° N, 62° O während der Expedition METEOR 32/5.

Die über 100 m **integrierten Chl a**-Werte lagen entlang des Schnittes zwischen 31.4 - 52.9 mg m⁻² (Abb. 4.34). Die Werte stiegen ausgehend von der Küste stetig an und erreichten auf St. 444 entsprechend der absoluten Meßwerte ihr Maximum. Weiter in Richtung Findlater Jet Region nahmen sie zunächst ab, stiegen aber schließlich nach St. 448 wieder kontinuierlich an.

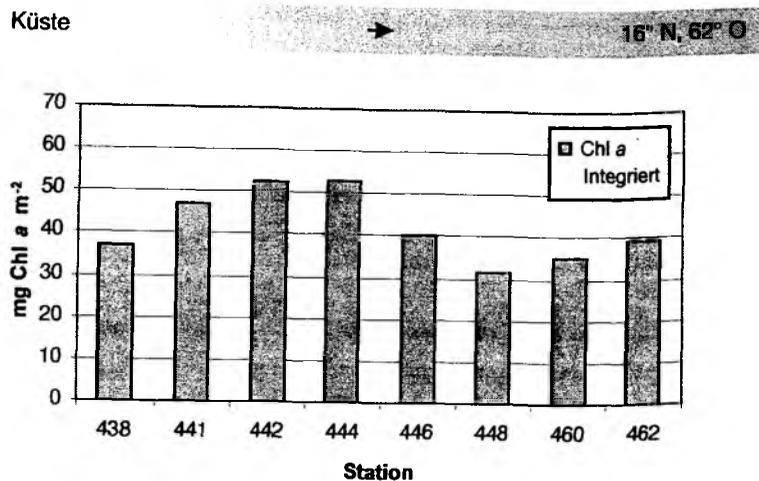


Abb. 4.34 Chl a-Konzentration in mg m⁻² integriert über die oberen 100 m der Wassersäule entlang des Schnittes von der Küste bis 16° N, 62° O während der Expedition METEOR 32/5.

Eine **Größenfraktionierung des Chlorophylls** konnte auf St. 444, St. 446, St. 448, St. 460 und St. 462 durchgeführt werden (Abb. 4.35). Im Küstenauftrieb war das Chl a-Bestand in den oberen 15 m mit maximal 0.38 µg l⁻¹ vom Mikroplankton dominiert, was einem Anteil von 45 % entsprach. In ca. 40 m Tiefe war das Nanoplankton mit 0.17 µg l⁻¹ und einem Anteil von 44 % die wichtigste Algengruppe. Das Picoplankton mit Zellen zwischen 0.8 - 2 µm war hier mit einem maximalen Anteil von 6 % am Chl a-Bestand in der gesamten euphotischen Zone unbedeutend. Das Picoplankton < 0.8 µm hingegen war in der gesamten euphotischen Zone präsent und stellte einen Anteil von 17 - 35 %. Entlang des Schnittes in Richtung Findlater Jet Region zeigte sich zusehends eine einheitliche Beteiligung aller Größenklassen am Gesamtchlorophyll (St. 444). Das Mikroplankton dominierte zwar auch hier den Chl a-Bestand (46 %), doch die anderen Größenklassen waren mit Anteilen von 17 - 23 % deutlich am Gesamtchlorophyll beteiligt. Im Verlauf der Untersuchung, mit Vertiefung der euphotischen Zone, zeigte sich erneut die zunehmende Bedeutung des Picoplanktons im Größenbereich < 0.8 µm. Auf St. 460 dominierte diese Größenklasse die gesamte euphotische Zone und war mit einem Anteil von 50 % die bedeutendste Phytoplanktongruppe.

HPLC-Pigmentanalysen liegen von St. 444, St. 446 und St. 460 vor. Die Phytoplanktongemeinschaft setzte sich zunächst aus Bacillariophyceen, Chrysophyceen, Prymnesiophyceen und Prochlorophyceen zusammen und zeigte ein leicht verändertes Bild gegenüber der Situation im

Küstenauftrieb. Auf St. 444 waren die Prymnesiophyceen mit 45 % die dominante Gruppe (Abb. 4.36). Die Bacillariophyceen waren mit einem Chl *a*-Anteil von 32 % zweitstärkste Phytoplanktonklasse. Die Chrysophyceen lieferten als drittstärkste Gruppe 18 % des Gesamtchlorophylls. Peridinin und Zeaxanthin, die Markerpigmente der Dinophyceen bzw. Cyanophyceen, konnten hier nicht nachgewiesen werden. St. 446 grenzte sich deutlich durch eine andere Phytoplanktonzusammensetzung als die vorangegangenen Stationen ab. Die Prymnesiophyceen gewannen weiter an Bedeutung und stellten mit 45 % den Hauptanteil des Chl *a*-Gehaltes. Die Chrysophyceen waren mit 20 % die zweitstärkste Gruppe. Cyanophyceen, die hier erstmalig wieder auftraten, waren mit 18 % die drittstärkste Algenklasse. Dinophyceen waren hier mit 7 % am Gesamtchlorophyll beteiligt. Bacillariophyceen verloren stark an Bedeutung und waren mit einem Chl *a*-Anteil von 6 % vertreten. Prochlorophyceen konnten hier ebenfalls wieder nachgewiesen werden, ihr Anteil am Chl *a* belief sich aber lediglich auf 4 %. Die Vertikalverteilung der Beiträge einzelner Phytoplanktonklassen am Chl *a*-Bestand zeigte ebenfalls deutliche Unterschiede auf (Abb. 4.37). St. 444 wies bis in 40 m eine einheitliche, vertikale Verteilung aller auftretenden Gruppen mit hohen Pigmentkonzentrationen auf. In 60 - 80 m Tiefe waren die Pigmentkonzentrationen und damit die Chl *a*-Anteile der einzelnen Gruppen sehr gering. Unterhalb von 80 m konnten keine Pigmente mehr nachgewiesen werden. Auf St. 446 konnten ähnliche Konzentrationen wie auf St. 444 nachgewiesen werden, hier stiegen die Konzentrationen der Cyanophyceen aber mit der Tiefe an und erreichten in 45 m ihre höchsten Konzentrationen. Unterhalb von 80 m änderte sich sowohl die Pigmentzusammensetzung als auch die Konzentration. Hier konnten unterhalb von 150 m keine Pigmente mehr nachgewiesen werden. St. 460 wies ein ähnliches Verteilungsmuster auf, wobei hier keine Cyanophyceen nachgewiesen werden konnten. Die Konzentrationen waren deutlich geringer und es konnten unterhalb von 150 m keine Pigmente mehr nachgewiesen werden.

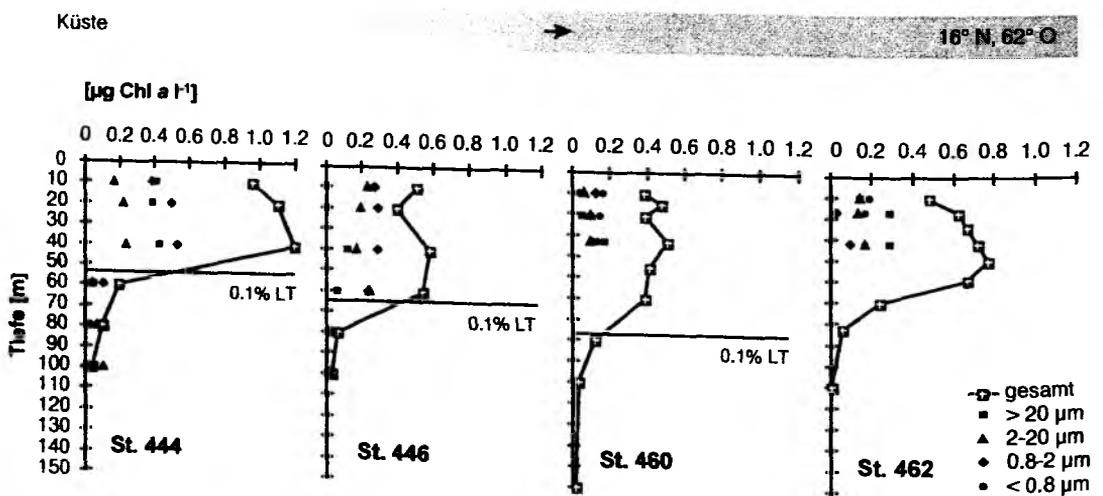


Abb. 4.35 Größenfraktioniertes Chl *a* in µg l⁻¹ in den oberen 150 m der Wassersäule auf St. 444, St. 448, St. 460 und St. 462 entlang des Schnittes von der Küste bis 16° N, 62° O während der Expedition METEOR 32/5. Von St. 462 liegt keine Messung der Secchi-Tiefe vor.

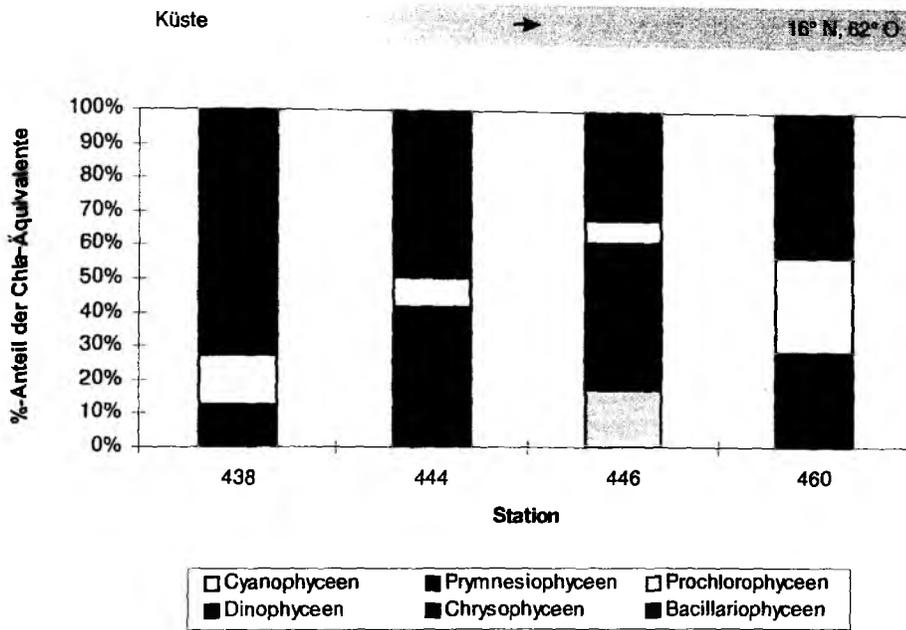


Abb. 4.36 Prozentuale Anteile der Phytoplanktonklassen an den Chl a-Äquivalenten integriert über die oberen 100 m der Wassersäule entlang des Schnittes von der Küste bis 16° N, 62° O während der Expedition METEOR 32/5.

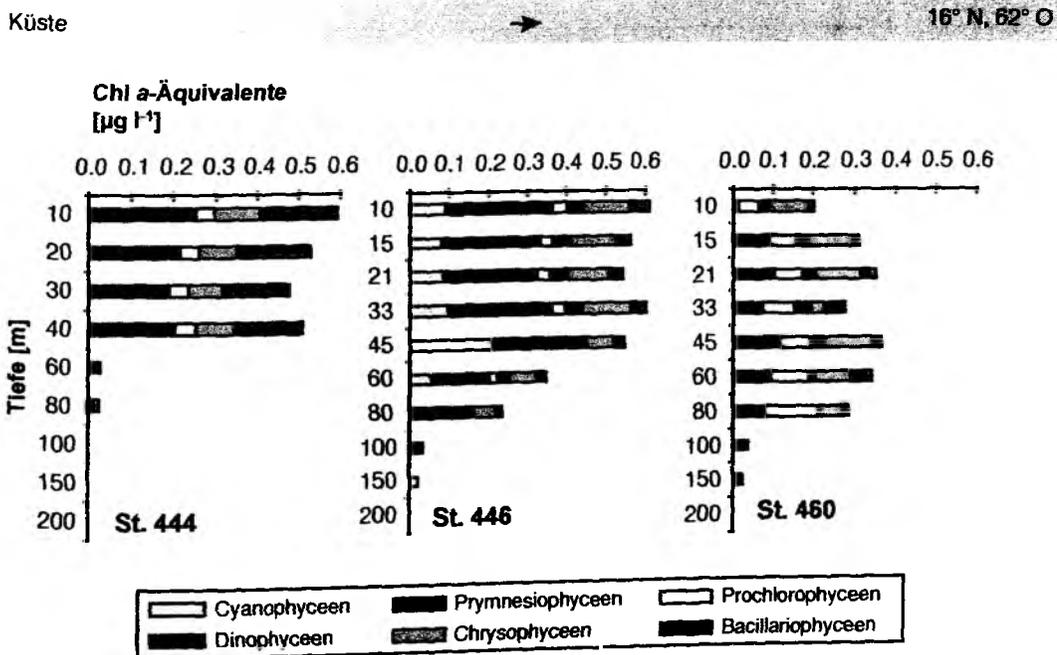


Abb. 4.37 Chl a-Äquivalente der einzelnen Phytoplanktonklassen in µg l⁻¹ in den oberen 150 m der Wassersäule entlang des Schnittes von der Küste bis 16° N, 62° O während der Expedition METEOR 32/5.

Die Phytoplanktonzählungen ergaben PPC-Biomassen von 1849 mg m^{-2} (St. 444) bzw. 1285 mg m^{-2} (St. 446). Für St. 460 liegen keine Phytoplanktonzählungen vor. Auf St. 444 stellten die Bacillariophyceen mit 52 % (Abb. 4.38) den höchsten und die Prymnesiophyceen mit 27 % den zweithöchsten Anteil (Tab. 4.5). Die Bacillariophyceen-Biomasse setzte sich aus diversen Arten zusammen, wobei *Rhizosolenia* spp. den Hauptanteil bildete. Weiterhin konnten *Nitzschia* spp., *Thalassionema* spp., *Thalassiotrix* spp., *Thalassiosira* spp., *Chaetoceros* spp., *Navicula* spp., *Cerataulina bergonii*, *Actinocyclus ehrenbergii*, *Hemiaulus* spp. und *Corethron hystrix* gefunden werden. Die Dinophyceen wurden von *Peridinium* spp. bestimmt, außerdem konnten diverse Ceratienarten und in geringen Mengen *Dinophysis hastata* und *Dinophysis miles* gefunden werden. Den höchsten Beitrag zur PPC-Biomasse der Prymnesiophyceen leisteten die Coccolithophoriden (65 %) mit überwiegend Arten der Syracosphaeraceen. Im Lichtmikroskop konnten weiterhin *Calciosolenia murrayi* sowie *Calciopappus* spp. identifiziert werden. Erstmals trat hier eine weitere Gruppe innerhalb der Prymnesiophyceen auf, *Phaeocystis pouchetii*, die bis in 100 m vorgefunden wurde. Sie stellte 35 % der Prymnesiophyceen-Biomasse. St. 446 kennzeichnete sich durch eine ähnliche Artenzusammensetzung, wobei hier wieder picoplanktische Organismen auftraten und mit 39 % des PPC sogar die Phytoplanktonbiomasse dominierten (Tab. 4.5). *Phaeocystis pouchetii* konnte hier weiterhin bestimmt werden. Coccolithophoriden gewannen weiter an Bedeutung und machten hier sogar 84 % der Prymnesiophyceen-Biomasse aus. Chrysophyceen konnten auf beiden Stationen mit dem Lichtmikroskop nicht nachgewiesen werden.

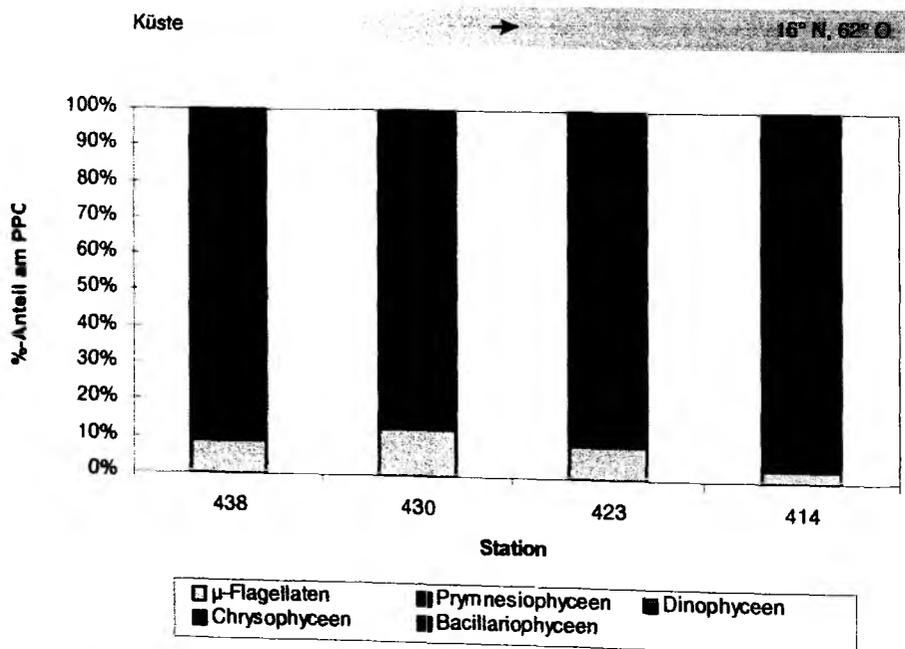


Abb. 4.38 Prozentuale Anteile der Phytoplanktonklassen (UTERMÖHL-Mikroskopie) am Phytoplanktonkohlenstoff (PPC) integriert über die oberen 100 m der Wassersäule entlang des Schnittes von der Küste bis 16° N , 62° O während der Expedition METEOR 32/5.

Tab. 4.5 Vergleich Phytoplanktonkohlenstoff (PPC) und Chl a (mittels HPLC-Analyse) jeweils in mg m^{-2} integriert über die oberen 100 m der Wassersäule entlang des Schnittes von der Küste in Richtung 16° N , 62° O während der Expedition METEOR 32/5.

St.	BACILLARIOPHYCEEN		DINOPHYCEEN		PRYMNESIOPHYCEEN		CHRYSOPHYCEEN		μ -FLAGELLATEN	
	PPC	Chl a	PPC	Chl a	PPC	Chl a	PPC	Chl a	PPC	Chl a
444 mg m^{-2}	828.84	8.68	64.42	0	501.45	11.51	0	4.99	459.12	2.31
%	45	32	3	0	27	42	0	5	25	8
446 mg m^{-2}	395.60	2.52	28.60	2.84	355.99	18.43	0	8.14	505.85	9.29
%	31	6	2	7	28	45	0	20	39	22

Die POC und PON Werte in der durchmischten Schicht lagen bei $39.91 - 312.44 \mu\text{g POC l}^{-1}$ und $8.85 - 46.67 \mu\text{g PON l}^{-1}$. Das molare C:N-Verhältnis entlang des Schnittes von der Küste lag in den oberen 150 m der Wassersäule zwischen 4.11 und 8.86 (Abb. 4.39) und zeigte eine abnehmende Tendenz. Die über die oberen 100 m der Wassersäule integrierten POC- bzw. PON-Werte (hier nicht dargestellt) lagen zwischen 8608 mg m^{-2} und 15620 mg m^{-2} (POC) bzw. 1727 mg m^{-2} und 2636 mg m^{-2} (PON). Die minimalen POC und PON-Werte wurden jeweils auf St. 448 gemessen. Die maximalen POC-Werte wurden auf St. 442, die maximalen PON-Werte auf St. 441 registriert.

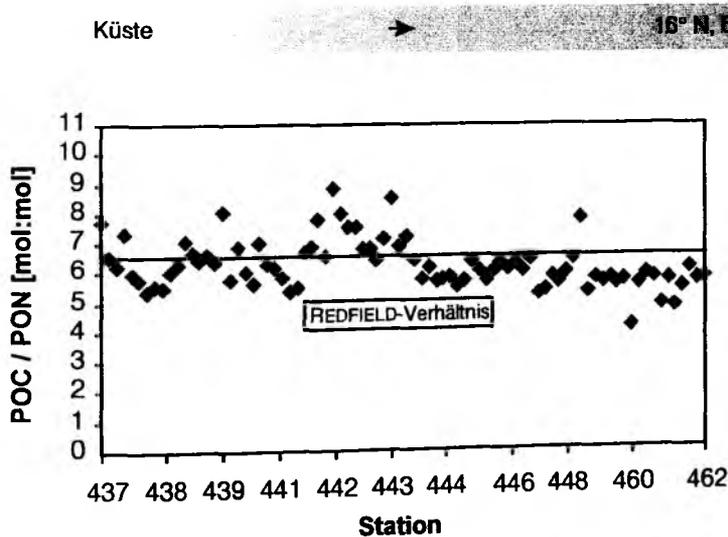


Abb. 4.39 Das molare C:N-Verhältnis entlang des Schnittes von der Küste bis 16° N , 62° O während der Expedition METEOR 32/5. Aufgetragen sind für jede Station jeweils die Meßwerte der oberen 150 m der Wassersäule.

PSi Messungen entlang des Schnittes von der Küste konnten an fünf Stationen durchgeführt werden. In Abb. 4.40 sind exemplarisch vier Stationen (St. 444, St. 446, St. 460 und St. 462) graphisch dargestellt. Ausgehend vom Küstenauftrieb vor Oman nahmen die PSi Konzentrationen in Richtung 16° N , 62° O innerhalb der durchmischten Schicht konform mit den Zellzahlen der Bacillariophyceen ab und zeigten bis St. 448 unterhalb von 10 m Konzentrationen von $< 4.66 \mu\text{g l}^{-1}$. Auf St. 462 wurden in den oberen 40 m erhöhte Konzentration gemessen ($27.69 - 54.80 \mu\text{g l}^{-1}$) mit dem Maximum in 32 m Tiefe. Die über die oberen 100 m der Wassersäule integrierten PSi-Werte

(hier nicht dargestellt) reichten von 442.67 - 2441.05 mg m^{-2} . Die Werte nahmen ausgehend von der Küste zunächst ab, erreichten auf St. 446 und St. 448 die geringsten Werte, und nahmen schließlich in Richtung offener Ozean wieder zu.

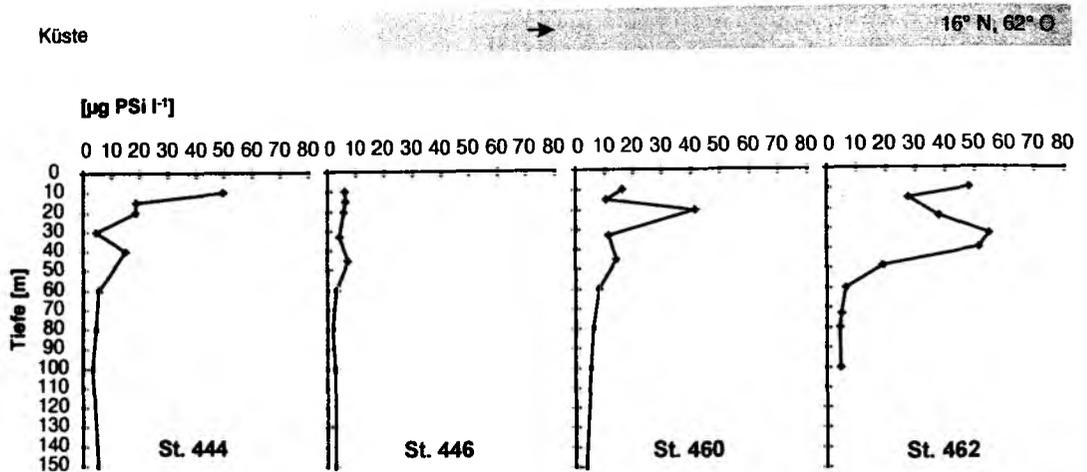


Abb. 4.40 Partikuläres Silikat (PSi) in $\mu\text{g l}^{-1}$ auf St. 444, St. 446, St. 460 und St. 462 entlang des Schnittes von der Küste bis 16° N , 62° O während der Expedition METEOR 32/5.

4.3.3 Produktivität des Phytoplanktons

Die *in situ* Primärproduktion entlang des Schnittes von der Küste spiegelten die voranschreitende Entwicklung innerhalb des Epipelagials wider (Abb. 4.41). Die Werte waren mit $46 - 288 \text{ mg C m}^{-3} \text{ d}^{-1}$ in den oberen 12 m der Wassersäule höher als noch eine Woche zuvor. Besonders auffällig sind die sehr hohen Werte bis einschließlich in der 10 % LT auf St. 444. Hier wurden in 5 m die maximalen Produktionswerte von $288 \text{ mg C m}^{-3} \text{ d}^{-1}$ erreicht. Doch auch in der 5 % LT und der 1 % LT war die Produktion mit Werten von $127 \text{ mg C m}^{-3} \text{ d}^{-1}$ bzw. $89 \text{ mg C m}^{-3} \text{ d}^{-1}$ noch sehr hoch. Auf St. 446 änderte sich dieses Bild. Maximale Werte wurden in der 50 % LT erreicht. Die Produktion nahm mit der Tiefe deutlich ab. St. 460 zeigte wieder ein ganz anderes Bild, die Produktion war divers über alle Lichthorizonte verteilt und nahm erst deutlich in der 5 % LT ab. Auf allen Stationen konnte wie bei allen bisherigen Untersuchungen dieser Expedition eine positive Aufnahme des radioaktiv markierten Natriumhydrogenkarbonats in der 0.1 % LT aufgezeigt werden. Die integrierten Werte bis in die 0.1 % LT variierten zwischen $2042 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und $7979 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Abb. 4.41). Während auf dem Schnitt zur Küste die integrierte Primärproduktion von der Findlater Jet Region in Richtung Küste kontinuierlich abnahm, war auf dem Schnitt von der Küste eine Woche später eine deutlich erhöhte Produktion mit erstaunlichen $7979 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ auf St. 444 zu beobachten. Danach nahm die Primärproduktion wieder ab.

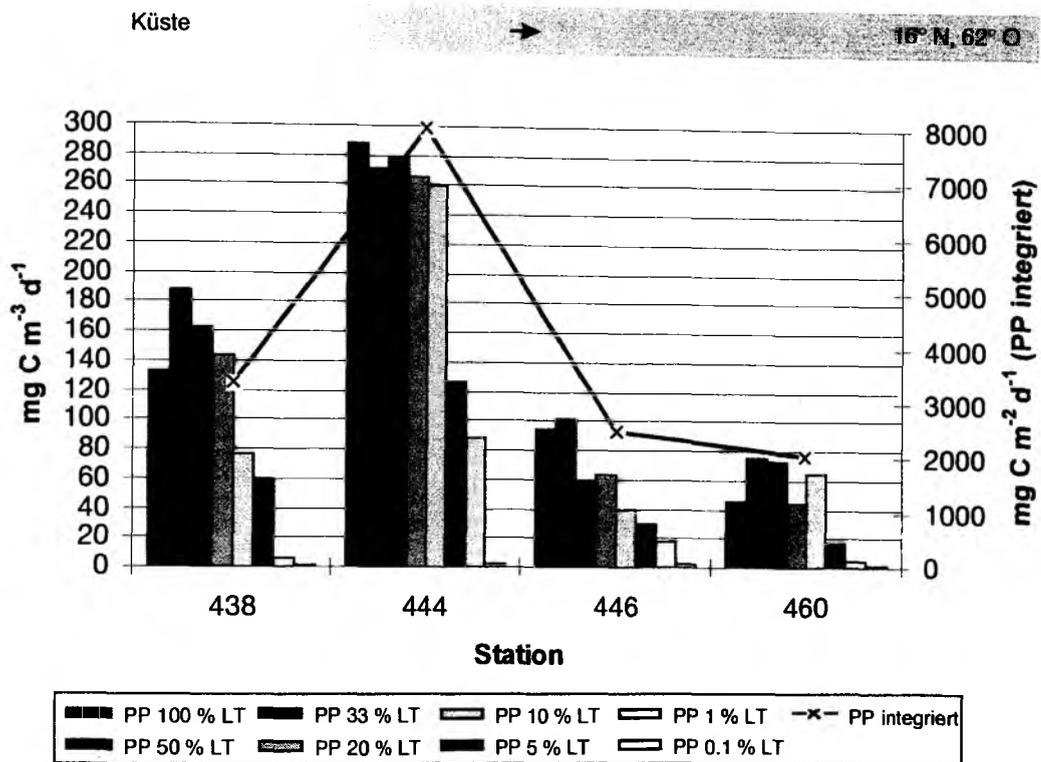


Abb. 4.41 *In situ* Primärproduktion (PP) des Phytoplanktons in den verschiedenen Lichttiefen (LT) in $\text{mg m}^{-3} \text{d}^{-1}$ und integriert über die euphotische Zone in $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ entlang des Schnittes von der Küste bis 16°N , 62°O während der Expedition METEOR 32/5.

Die **Primärproduktionsmessungen in den verschiedenen Größenklassen** spiegeln das Bild der dargestellten Größenfraktionierung des *Chl a* wider (Abb. 4.42). Ausgehend von der Küste zeigte sich auf St. 444 mit einem Anteil von 52 % in der 55 % LT bzw. 69 % in der 20 % LT eine deutlich Dominanz der Phytoplanktonzellen $> 20 \mu\text{m}$. Die 1 % LT wurde hingegen dominiert von Zellen $< 0.8 \mu\text{m}$. Für den Gesamtanteil der verschiedenen Größenklassen an der Primärproduktion der drei untersuchten Lichthorizonte stellte das Mikroplankton mit 47 % den Hauptanteil. Das Nanoplankton war mit ca. 7 % von untergeordneter Bedeutung. Das Picoplankton zwischen $0.8 - 2 \mu\text{m}$ stellte 27 % und das Picoplankton $< 0.8 \mu\text{m}$ 20 % an der Gesamtproduktion. Dieses Bild verschob sich im Verlauf der Untersuchung zugunsten der kleinen Picoplankter, wie schon die Pigmentanalysen und die lichtmikroskopischen Zählungen zeigten. Auf St. 460 machte das Picoplankton $< 0.8 \mu\text{m}$ 44 % der Gesamtproduktion aus. Das Mikroplankton stellte 26 %, das Nanoplankton sowie das Picoplankton im Größenbereich $0.8 - 2 \mu\text{m}$ jeweils 15 % der Gesamtproduktion.

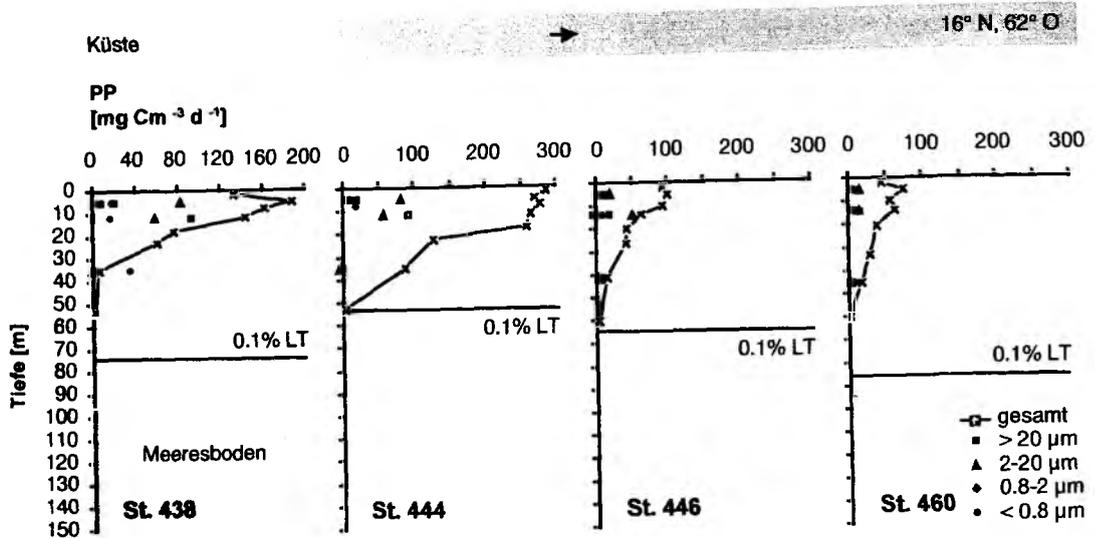


Abb. 4.42 *In situ* Primärproduktion (PP) der unterschiedenen Größenfraktionen in $\text{mg m}^{-3} \text{d}^{-1}$ in den verschiedenen Lichttiefen (LT) entlang des Schnittes von der Küste bis 16°N , 62°O während der Expedition METEOR 32/5.

Messungen zur **Neuen Produktion** entlang des Schnittes von der Küste von Oman in Richtung Findlater Jet Region konnten auf St. 444, St. 446, St. 448 und St. 460 durchgeführt werden (Tab. 4.6). Die maximale Neue Produktion während der gesamten Untersuchung wurde im Küstenauftrieb gemessen (Tab. 4.4). Doch auf St. 444, etwa 170 km entfernt von St. 438, wurde noch eine erhöhte Neue Produktion von $42.55 \text{ mg C m}^{-3} \text{d}^{-1}$ gemessen (Tab. 4.6). Im Verlauf der Untersuchung sanken zwar die absoluten Aufnahmeraten, aber der Anteil der Neuen Produktion an der Primärproduktion stieg an. St. 446 und St. 448 waren durch die geringste Beteiligung der Neuen Produktion an der Gesamtproduktion gekennzeichnet. Dies lief konform mit den geringsten Nitratkonzentrationen. Auf diesen Stationen betragen die Nitratkonzentrationen in den oberen 60 m $3.0 - 4.5 \mu\text{mol l}^{-1}$. Entsprechend der hohen Nitratkonzentrationen von $> 8 \mu\text{mol l}^{-1}$ in den oberen 60 m der Wassersäule auf St. 460 wurden hier die höchsten Beiträge der Neuen Produktion an der Gesamtproduktion gemessen. Das zeigte sich in einem *f*-ratio von bis zu 0.55 in 33 m Tiefe. Die höchsten Werte der Neuen Produktion wurden stets in tieferen Schichten der euphotischen Zone unterhalb der 20 % LT gemessen.

Das zentrale Arabische Meer zeichnete sich als ein von Regenerierter Produktion dominiertes System aus (Kap. 4.1.3). An der unteren Grenze der durchmischten Schicht (0.1 - 1 % LT) fand jedoch Produktion beruhend auf neuen Nährstoffen statt (Tab. 4.2). In der Findlater Jet Region und im Küstenauftrieb fand Neue Produktion auch in den oberen Lichttiefen statt (Tab. 4.2 und Tab. 4.4) und wurde auf St. 460 sogar bis in die Wasseroberfläche (100 % LT) gemessen. Die höchsten Anteile der Neuen Produktion an der Gesamtproduktion waren aber während der gesamten Studie stets in der $\leq 20\%$ LT zu verzeichnen.

Tab. 4.6 Neue Produktion (NP) des Phytoplanktons in $\text{mg C m}^{-3} \text{d}^{-1}$ entlang des Schnittes von der Küste bis 16°N , 62°O während der Expedition METEOR 32/5. LT: Lichttiefe, PP: Primärproduktion (Gesamtproduktion), RP: Regenerierte Produktion, *f*-ratio: NP/PP.

ST.	POSITION	DATUM/TAG DES JAHRES	TIEFE [m]	LT [%]	NP [$\text{mg C m}^{-3} \text{d}^{-1}$]	PP [$\text{mg C m}^{-3} \text{d}^{-1}$]	RP [$\text{mg C m}^{-3} \text{d}^{-1}$]	<i>f</i> -ratio
444	18° 11.0N 58° 08.1O	06.08.95 218	10	50	39.37	33.30	164.44	0.19
			10	30	42.55	94.44	137.30	0.24
			15	20	26.53	94.44	67.92	0.28
446	17° 41.2N 58° 50.7O	07.08.95 219	10	50	13.77	103.38	89.61	0.13
			10	30	13.68	60.29	46.61	0.23
			15	20	10.33	35.33	25.00	0.29
			21	10	8.38	50.29	41.91	0.17
			33	5	5.13	15.26	10.13	0.34
45	1	0.86	5.98	5.12	0.14			
448	17° 12.0N 58° 46.0O	08.08.95 220	10	50	2.98	52.51	49.53	0.06
			10	30	2.13	39.73	37.60	0.05
			15	20	2.88	14.08	11.21	0.20
			21	10	1.62	18.98	17.36	0.09
			33	5	1.15	5.23	4.08	0.22
45	1	0.50	1.03	0.53	0.48			
460	16° 20.2N 61° 24.5E	10.08.95 222	10	100	2.78	35.40	32.53	0.08
			10	50	4.51	34.62	30.11	0.13
			15	30	5.32	36.17	30.85	0.15
			15	20	5.44	10.98	5.54	0.50
			21	10	4.32	21.45	17.13	0.20
			33	5	3.70	6.78	3.08	0.55
45	1	0.46	1.28	0.82	0.36			

4.3.4 Zusammenfassung

Zusammenfassend läßt sich festhalten, daß auf dem Schnitt von der Küste eine zeitliche Veränderung der Strukturen im Küstenauftrieb und dem beprobten Filament beobachtet werden konnte. Es zeigte sich sowohl die voranschreitende Bewegung des beprobten Filamentes von der Küste weg als auch eine Änderungen in den hydrographischen, chemischen und biologischen Strukturen, die durch vertikale Prozesse bedingt wurden. Im Küstenauftrieb wurde innerhalb von zwei Tagen eine Abkühlung um 2°C in 150 m Tiefe und um 1°C in den oberen 60 m der Wassersäule registriert. Der Salzgehalt zeigte anstelle eines Maximums in 90 m nach zwei Tagen zwei Maxima von 36.20 (in 90 m und 70 m Tiefe). Die Dichte war ebenfalls durch eine Zunahme gekennzeichnet. Nitrat stieg in der Oberfläche von $2 \mu\text{mol l}^{-1}$ auf $3 - 4 \mu\text{mol l}^{-1}$ und Phosphat von $< 0.01 \mu\text{mol l}^{-1}$ (Nachweisgrenze) auf $> 0.6 \mu\text{mol l}^{-1}$ an. Die $3 \mu\text{mol l}^{-1}$ Silikat-Isoplethe verflachte sich von maximal 90 m auf 60 m. Die Sauerstoffwerte nahmen bis auf 4.9 ml l^{-1} zu und die durchmischte Schicht war weniger mächtig (28 - 80 m). Die Chl *a*-Konzentration stieg bis zur St. 444 in der Oberfläche auf $0.96 \mu\text{g l}^{-1}$, drei Tage zuvor wurden lediglich $0.45 \mu\text{g l}^{-1}$ registriert (St. 430). Die integrierten Chl *a*-Werte nahmen von 27.0 mg m^{-2} auf 61.0 mg m^{-2} zu. Auf St. 444 wurde die höchste Primärproduktion der gesamten Studie gemessen ($7979 \text{ mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$). Die Neue Pro- duktion nahm ebenfalls kontinuierlich zu (*f*-ratio bis zu 0.55). Auf dem Schnitt zur Küste wurde die zunehmende Bedeutung der Prymnesiophyceen beobachtet. Dies zeigte sich auf dem Schnitt von der Küste noch deutlicher. Ihr PPC-Anteil stieg innerhalb von drei Tagen von 10 % auf 31 % und ihr Anteil an den Chl *a*-Äquivalenten von 34 % auf 45 %. Die Bedeutung der μ -Flagellaten nahm ebenfalls weiterhin zu. Diese Ergebnisse spiegeln deutlich die Heterogenität dieser Meeresregion wider.

4.4 Driftexperimente

Die Ergebnisse der elf Driftexperimente (Tagesdrifter) in den drei beschriebenen geographischen Provinzen werden im folgenden zusammen vorgestellt. Bei einer Deckschichttiefe von ca. 80 m wurde die Sinkstofffalle zunächst in 110 m positioniert (Tab. 3.1). Der Gesamtpartikelfluß (Trockengewicht, TG) nahm vom Äquator ($42.67 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) nach Norden zu und erreichte auf St. 404 seine maximale Konzentration von $96.75 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Abb. 4.43). In der Findlater Jet Region (St. 414) lag der Partikelfluß lediglich bei $48.85 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, stieg Richtung Küste wieder leicht an und lag in der Region des Küstenauftriebs bei $53.44 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Der Gesamtpartikelfluß war auf den drei Driftstationen von der Küste in Richtung zentrales Arabisches Meer deutlich geringer, und auf St. 444 wurde die geringste Sedimentationsrate des Driftexperimentes von $24.11 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ gemessen.

Bei der Untersuchung des Sinkstoffallenmaterials der Tagesdrifter von St. 444 und St. 446 traten analytische Probleme bei der Bestimmung des Trockengewichtes und seiner Hauptkomponenten (s.u.) auf, weswegen die absoluten Werte aller Parameter nur als relative Werte betrachtet werden dürfen. Auf diesen Stationen überstieg die Zusammensetzung der Hauptkomponenten (s.u.) den Gesamtpartikelfluß (TG). Daher ist die prozentuale Zusammensetzung des Sinkstoffallenmaterials hier nicht dargestellt.

Im folgenden wird die relative Zusammensetzung des partikulären Materials hinsichtlich der Hauptkomponenten Kalziumkarbonat (CaCO_3), POC, PON, P*Si* und Chl *a* beschrieben. CaCO_3 machte stets mit 29 - 97 % den Hauptanteil des Gesamtpartikelflusses aus. Sein Anteil war im zentralen Arabischen Meer am höchsten und zeigte eine leicht abnehmende Tendenz bis in die Findlater Jet Region. Gleichzeitig stiegen der POC- und der P*Si*-Anteil von 9 % bzw. 1 % auf 16 % bzw. 3 % leicht an. In Richtung Küste wurde dieses Phänomen noch deutlicher, wobei v.a. POC und P*Si* weiter an Bedeutung gewannen (24 % bzw. 13 %). Das molare C:N-Verhältnis verringerte sich bis hinein in den Küstenauftrieb von 11.4 auf 5.5. In den letzten drei Driftexperimenten in Richtung Findlater Jet Region nahmen die POC- und P*Si*-Anteile zu. Die molaren C:N-Verhältnisse lagen mit Werten zwischen 6.4 und 6.8 nahe dem C:N-Verhältnis nach REDFIELD [1934]. Während der gesamten Driftstudie kam in der Sinkstofffalle nur noch sehr wenig unabgebautes Chl *a* an. Sein Anteil am Trockengewicht lag nur zwischen 0.002 % und 0.082 %. Die abgesunkene Chl *a*-Menge lag bei $0.707 - 1.97 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, was einer Sedimentationsrate von 0.03 - 0.46 % des in der Wassersäule über der Sinkstofffalle enthaltenen Chl *a* entsprach. Die höchsten Chl *a*-Anteile am Trockengewicht wurden auf St. 446 gemessen. Wie oben beschrieben sind hier die absoluten Werte jedoch fehlerbehaftet.

Abschließend läßt sich zusammenfassen, daß CaCO_3 mit maximal 97 % stets den Hauptanteil des Sinkstoffallenmaterials ausmachte. Die höchsten Sedimentationsraten wurden im offenen Ozean erreicht, die geringsten im Küstenauftrieb. Hier war jedoch der POC-Anteil am höchsten. Von allen Grundparametern wurde stets lediglich ca. 1 % des in der Wassersäule integriert vorliegenden partikulären Materials in der Sinkstofffalle wiedergefunden.

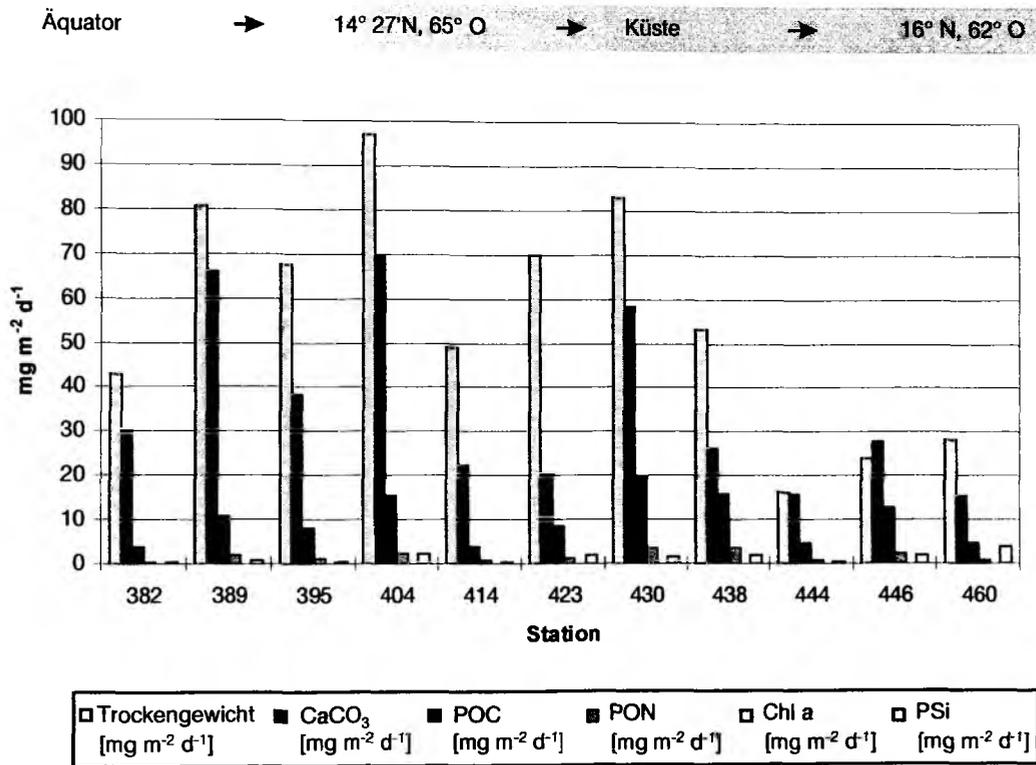


Abb. 4.43 Zusammensetzung des Sinkstoffallenmaterials (Trockengewicht, TG, und dessen Hauptkomponenten) in $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ für den gesamten Untersuchungszeitraum während der Expedition METEOR 32/5. CaCO_3 : Kalziumkarbonat, POC: partikulärer organischer Kohlenstoff, PON: partikulärer organischer Stickstoff, Chl a: Chlorophyll a, PSi: partikuläres Silikat.

5 ERGEBNISSE DER EXPEDITION SONNE 120

5.1 Vorstudie

Ziel dieser Studie war die Untersuchung und Beschreibung einer Besonderheit der Findlater Jet Region (Kap. 4.2.4). Es sollte ein Filament von seinem Entstehungsort im Küstenauftrieb vor Oman mit einem Drifter markiert, bis in den offenen Ozean verfolgt und physikalisch, chemisch und biologisch untersucht und beschrieben werden. Hierzu wurden täglich Satellitenbilder der Oberflächentemperatur (Abb. 5.1a+b) sowie die kontinuierliche Registrierung der Temperatur (hier nicht dargestellt), des Salzgehaltes (hier nicht dargestellt), der *in situ* Chl *a*-Fluoreszenz (hier nicht dargestellt) und des Kohlendioxid Partialdruckes [$p\text{CO}_2$; R. LENDT, IFBM, Hamburg; hier nicht dargestellt] in 6.5 m Tiefe ausgewertet. Diese Vorstudien lieferten die notwendigen Informationen über die Strukturen in der Küstenauftriebsregion vor Oman und ließ die Bildung eines Filamentes erkennen. Der Küstenauftrieb war durch deutlich geringere Oberflächentemperaturen von 23-24 °C gegenüber den benachbarten Stationen mit Temperaturen >28 °C gekennzeichnet. Mit der Temperaturabnahme ging eine Zunahme der *in situ* Chl *a*-Fluoreszenz und des $p\text{CO}_2$ einher. Die Fluoreszenzwerte nahmen von 0.07 $\mu\text{g Chl } a \text{ l}^{-1}$ außerhalb des Küstenauftriebes auf bis zu 4.82 $\mu\text{g Chl } a \text{ l}^{-1}$ zu und der $p\text{CO}_2$ stieg von 400 $\mu\text{mol mol}^{-1}$ auf ca. 800 $\mu\text{mol mol}^{-1}$ [R. LENDT, IFBM, Hamburg, persönliche Mitteilung] an. Die Satellitenbilder der Oberflächentemperatur¹ (Abb. 5.1b) zeigten, wie sich ein Filament aus dem Küstenauftrieb von der Küste von Oman zu lösen begann. So wurde am 19. Juni 1997 (Tag 170) dieses Filament mit dem Drifter markiert (Abb. 3.3, Kap. 3.1.2) und über einen Zeitraum von 19 Tagen verfolgt. Die Beprobung des Epipelagials erfolgte während der ersten elf und der letzten drei Tage (Kap. 3.1.2).

5.2 Driftrajektorie

Abb. 3.2 (Kap. 3.1.2) zeigt die Route des Drifters während des 19-tägigen Experimentes. Der Drifter bewegte sich zunächst in nordöstliche Richtung auf dem omanischen Schelf (Wassertiefe < 200 m). Diese ersten Stationen waren durch Wassertiefen zwischen 41 - 140 m gekennzeichnet (Tab. 3.2). Die Driftrichtung änderte sich abrupt nach elf Tagen (Tag 181) und das System bewegte sich von da an nach Süden und während der letzten Untersuchungstage (Tag 186 - 188) nach Südsüdosten in Richtung offener Ozean. Die Lottiefe lag auf den letzten drei Driftstationen zwischen 1040 - 2461 m.

¹ Die Satellitenaufnahmen der Oberflächentemperatur wurden vom Rosenstiel Institute of Marine Science (RSMAS), Miami, Florida, zur Verfügung gestellt.

a)



b)

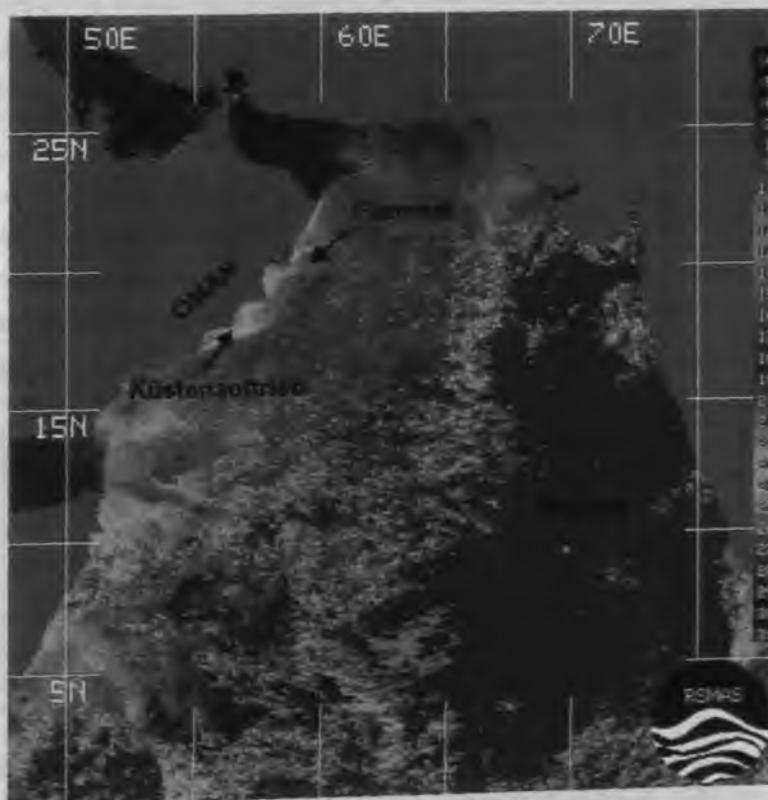


Abb. 5.1 Satellitenaufnahme der Oberflächentemperatur (Sea Surface Temperature, SST) in °C des Arabischen Meeres vom a) 15. Juni 1997 und vom b) 19. Juni 1997. RSMAS: Rosenstiel Institute of Marine Science, Miami, Florida. Dunkelgrau: Wolken.

5.3 Das Epipelagial entlang der Driftrajektorie

5.3.1 Abiotische Umweltparameter

Die Oberflächenschicht (in 6.5 m Tiefe) war während der gesamten Driftstudie durch Temperaturen zwischen 23 °C und 24 °C charakterisiert. St. 22 und St. 25 wiesen die geringsten Oberflächentemperaturen von 23.1 °C bzw. 23.0 °C auf. Abb. 5.2a zeigt die **Temperaturverteilung** in den oberen 100 m der Wassersäule entlang der Driftrajektorie. Der Küstenauftrieb war deutlich durch geringe Temperaturen und das Wölben der Isothermen Richtung Oberfläche sichtbar und wies sich durch geringe **Durchmischungstiefen** (Kreuze in Abb. 5.2a) zwischen 13 m und 23 m aus. St. 28 grenzte sich durch eine einheitlichere Temperaturverteilung (22.0 - 23.0 °C) und der größeren Durchmischungstiefe von 33.8 m deutlich von den Stationen im Küstenauftrieb und den nachfolgenden Stationen ab, nahm somit eine Sonderstellung ein und kennzeichnet den Übergang in eine andere Phase der Untersuchung. St. 32, St. 36, St. 41 und St. 45 zeichneten sich durch Wassertiefen > 100 m aus und wiesen unterhalb von ca. 40 m Tiefe deutlich geringere Temperaturen (< 21.0 °C) auf. Es waren größere Gradienten in der Temperaturverteilung gegenüber den vorangegangenen Stationen sichtbar. Das Wölben der Isothermen zeigte das stete Auftreiben von kälterem Wasser aus tieferen Schichten. Die Tiefe der durchmischten Schicht war in diesem Bereich nicht so variabel wie in der Region des direkten Küstenauftriebs und war mit 21 - 30 m etwas tiefer. Während der abrupten Richtungsänderung des Drifters nach Süden wurden die Gradienten in der Temperaturverteilung geringer. Die Durchmischungstiefe nahm von 51 m auf 76 m zu. Während der letzten Untersuchungstage änderte der Drifter erneut seinen Kurs und trieb in eine südöstliche Richtung. Während dieses Zeitraumes verflachte sich die durchmischte Schicht von 76 m (St. 67) auf 60 m (St. 73) und die Isothermen wölbten sich erneut in Richtung Oberfläche.

Der Oberflächensalzgehalt (Abb. 5.2b) nahm von der Küste bis in den offenen Ozean zu, wobei jedoch im Verlauf der Untersuchung kein stetiger Anstieg zu verzeichnen war. Im Küstenauftrieb lag der Salzgehalt bei 36.00 und war auf den folgenden Stationen durch geringere Werte um 35.53 gekennzeichnet. Im weiteren Verlauf nahm er zunächst leicht zu und erreichte auf St. 67 einen Wert von 35.65. Während der beiden letzten Stationen nahm der Oberflächensalzgehalt wieder ab und erreichte auf der letzten Station (St. 73) einen Wert von 35.60. Von der Küste bis in den offenen Ozean zeigte sich in den oberen 100 m der Wassersäule ebenfalls eine Zunahme des Salzgehaltes. Die geringsten Werte wurden unterhalb von 40 m im Bereich der höchsten Temperaturgradienten gemessen (St. 32 - St. 41). St. 28 nahm erneut, was sich schon in der Temperaturverteilung zeigte, gegenüber den sie umgebenden Stationen eine Sonderstellung ein. Einheitliche Salzgehalte bis in ca. 30 m Tiefe und minimale Salzgehalte von 35.34 in ca. 65 m kennzeichneten diese Station. Die der drei letzten Stationen, im offenen Ozean, zeichneten sich durch höhere Salzgehalte in den oberen 100 m gegenüber den vorangegangenen Stationen aus. Maximale Salzgehalte von 35.65 wurden auf St. 67 gemessen und nahmen im weiteren Verlauf ab.

Die oberen Meter der Wassersäule (6.5 m) waren während der Studie durch eine **Dichte** (Abb. 5.2c) im Bereich von 24.6 - 24.8 kg m⁻³ gekennzeichnet, wobei die maximalen Werte im Küstenauftrieb gemessen wurden. Die Dichteverteilung in den oberen 100 m der Wassersäule lief während der gesamten Untersuchungsperiode konform mit der Temperaturverteilung und nahm mit der Tiefe kontinuierlich zu. Der Küstenauftrieb war durch ein Aufwölben der Isopyknen sichtbar.

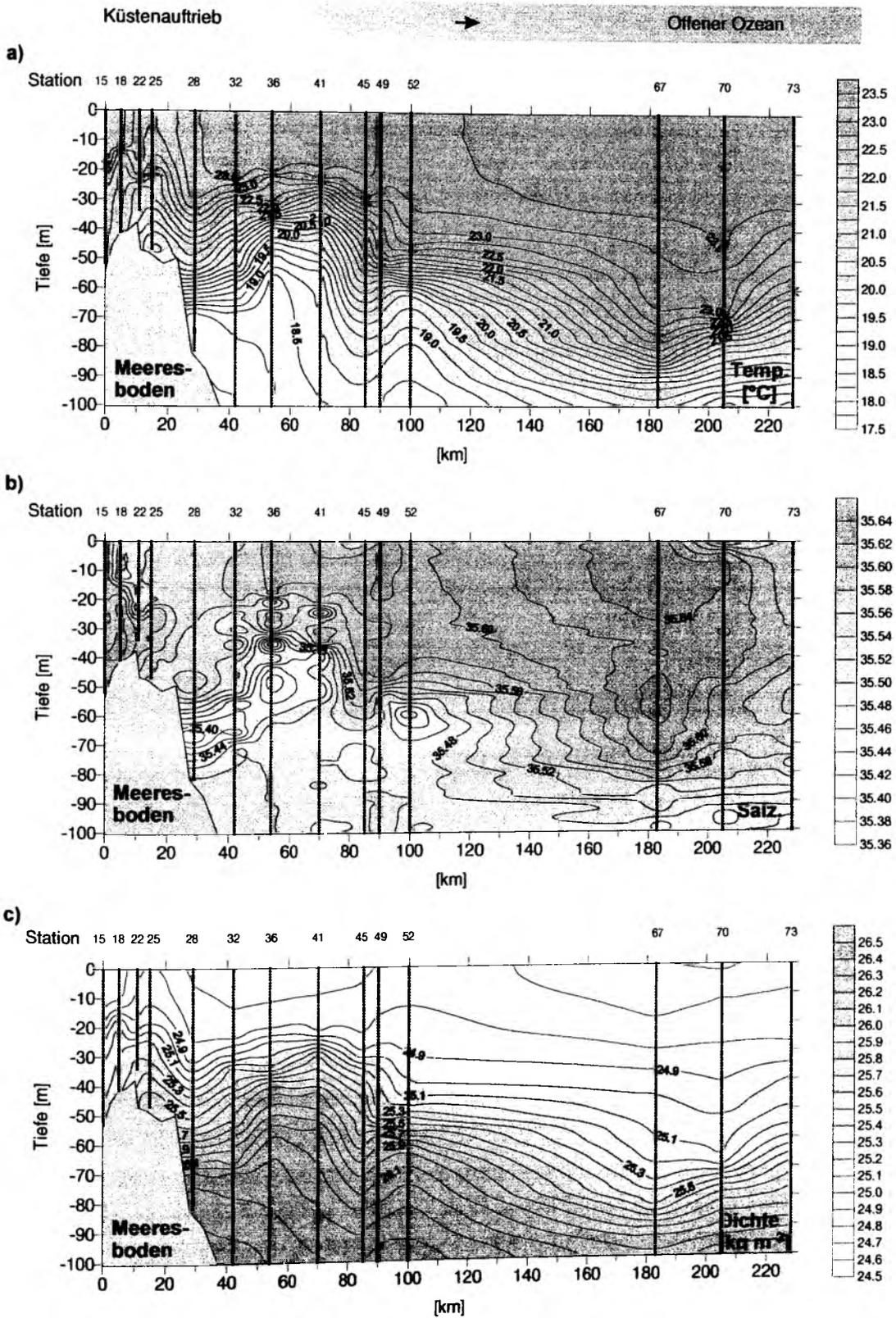


Abb. 5.2a-c Temperatur (a) in °C, Salzgehalt (b) und Dichte (c) in kg m⁻³ in den oberen 100 m der Wassersäule entlang der Drifttrajektorie während der Expedition SONNE 120. a) Die Kreuze markieren die Tiefe der durchmischten Schicht.

Die anorganisch gelösten Nährsalze **Nitrat** (Abb. 5.3a), **Silikat** (Abb. 5.3b) und **Phosphat** (Abb. 5.3c) zeigten in der Oberfläche (6.5 m) eine kontinuierliche Konzentrationszunahme entlang der Drifttrajektorie. Die ersten beiden Stationen (St. 15 und St. 18) zeichneten sich durch die geringsten Oberflächenkonzentrationen (in 6.5 m Tiefe) dieser drei Nährsalze aus (NO_3^- : $6.4 \mu\text{mol l}^{-1}$ bzw. $6.1 \mu\text{mol l}^{-1}$, Si(OH)_4 : $0.9 \mu\text{mol l}^{-1}$ bzw. $1.1 \mu\text{mol l}^{-1}$, PO_4^{3-} : $0.80 \mu\text{mol l}^{-1}$ bzw. $0.84 \mu\text{mol l}^{-1}$). Schon auf der darauffolgenden St. 22 waren die Werte deutlich höher (Abb. 5.3a-c), nahmen im Verlauf der Untersuchung kontinuierlich zu und erreichten im offenen Ozean auf der letzten Station des Driftexperimentes jeweils ihre maximale Konzentration (NO_3^- : $14.9 \mu\text{mol l}^{-1}$, Si(OH)_4 : $8.6 \mu\text{mol l}^{-1}$, PO_4^{3-} : $1.4 \mu\text{mol l}^{-1}$). Es war ebenfalls mit der Tiefe eine Konzentrationszunahme dieser Nährsalze über den gesamten Untersuchungszeitraum zu beobachten. Analog zu den geringen Temperaturen unterhalb von ca. 40 m zwischen St. 32 und St. 45 (Abb. 5.2a) wurden die maximalen Nitratkonzentrationen von bis zu $24.4 \mu\text{mol l}^{-1}$ gemessen. Während sich diese Struktur auch in der Phosphatverteilung zeigte (maximal $2.4 \mu\text{mol l}^{-1}$), war sie in der Silikatverteilung nicht so deutlich ausgeprägt. Die maximalen Silikatkonzentrationen wurden auf St. 32 unterhalb von 60 m gemessen ($19.1 \mu\text{mol l}^{-1}$). Das molekulare Verhältnis von Nitrat zu Silikat (NO_3^- : Si(OH)_4 -Verhältnis) war während der ersten beiden Untersuchungstage mit maximal 8.8 (10 m Tiefe) recht hoch. Dieses Verhältnis lag jedoch am dritten Untersuchungstag (Tag 172, St. 22) bei lediglich 2.2 und nahm im Verlauf der Studie weiterhin leicht ab. Auf den letzten drei Stationen der Studie war dieses Verhältnis mit 1.7 - 1.9 in den oberen 80 m der Wassersäule recht konstant.

Die Konzentrationen von **Ammonium** (Abb. 5.3d) und **Nitrit** (Abb. 5.3e) waren sowohl in der Oberfläche (6.5 m) als auch in der Tiefe deutlich diverser verteilt. Ammonium lag auf den beiden ersten Stationen in der Oberfläche in geringen Konzentrationen von $0.16 \mu\text{mol l}^{-1}$ vor. Die Werte schwankten auf den nachfolgenden Stationen zwischen $0.35 \mu\text{mol l}^{-1}$ und $0.56 \mu\text{mol l}^{-1}$ und gingen ab St. 45 auf Konzentrationen von $0.05 - 0.11 \mu\text{mol l}^{-1}$ zurück. Die drei Stationen im offenen Ozean waren durch Werte zwischen $0.20 \mu\text{mol l}^{-1}$ und $0.29 \mu\text{mol l}^{-1}$ gekennzeichnet. Hohe Ammoniumwerte wurden im Küstenauftrieb auf St. 15 ($0.97 \mu\text{mol l}^{-1}$) und auf St. 36 ($1.15 \mu\text{mol l}^{-1}$) jeweils in 25 m gemessen. Auf St. 28 waren erhöhte Konzentrationen ($0.63 \mu\text{mol l}^{-1}$) in ca. 15 - 30 m auffällig, die konform liefen mit niedrigen Nitrat- und Silikatkonzentrationen. Mit der Tiefe nahmen die Ammoniumkonzentrationen während der Untersuchung stetig ab und erreichten lediglich auf St. 36 bis in 100 m Tiefe Werte $> 0.20 \mu\text{mol l}^{-1}$. Die Nitritkonzentration stieg in der Oberfläche von der Küste von zunächst $0.22 \mu\text{mol l}^{-1}$ (St. 15) auf $0.43 \mu\text{mol l}^{-1}$ (St. 25) an und nahm im weiteren Verlauf auf Werte um $0.28 \mu\text{mol l}^{-1}$ (St. 36) ab. Bis zur St. 52 nahmen die Oberflächenwerte kontinuierlich zu ($0.94 \mu\text{mol l}^{-1}$, St. 25) und im offenen Ozean, auf den drei letzten Stationen, wurden maximale Nitritkonzentrationen in der Oberfläche von $1.31 \mu\text{mol l}^{-1}$ erreicht. Die Oberflächensituation setzte sich generell in der Tiefe fort. Die geringsten Konzentrationen wurden im Bereich erhöhter Ammoniumkonzentration vorgefunden (St. 36). Maximale Werte von $1.51 \mu\text{mol l}^{-1}$ in 40 m Tiefe auf St. 49 liefen konform mit geringen Sauerstoffwerten von ca. 0.6 ml l^{-1} (s.u., Abb. 5.4). Maximale Werte im offenen Ozean wurden auf St. 67 bis in 60 m Tiefe gemessen ($1.31 \mu\text{mol l}^{-1}$) und zeigten nur eine geringe Abnahme im weiteren Verlauf der Driftstudie.

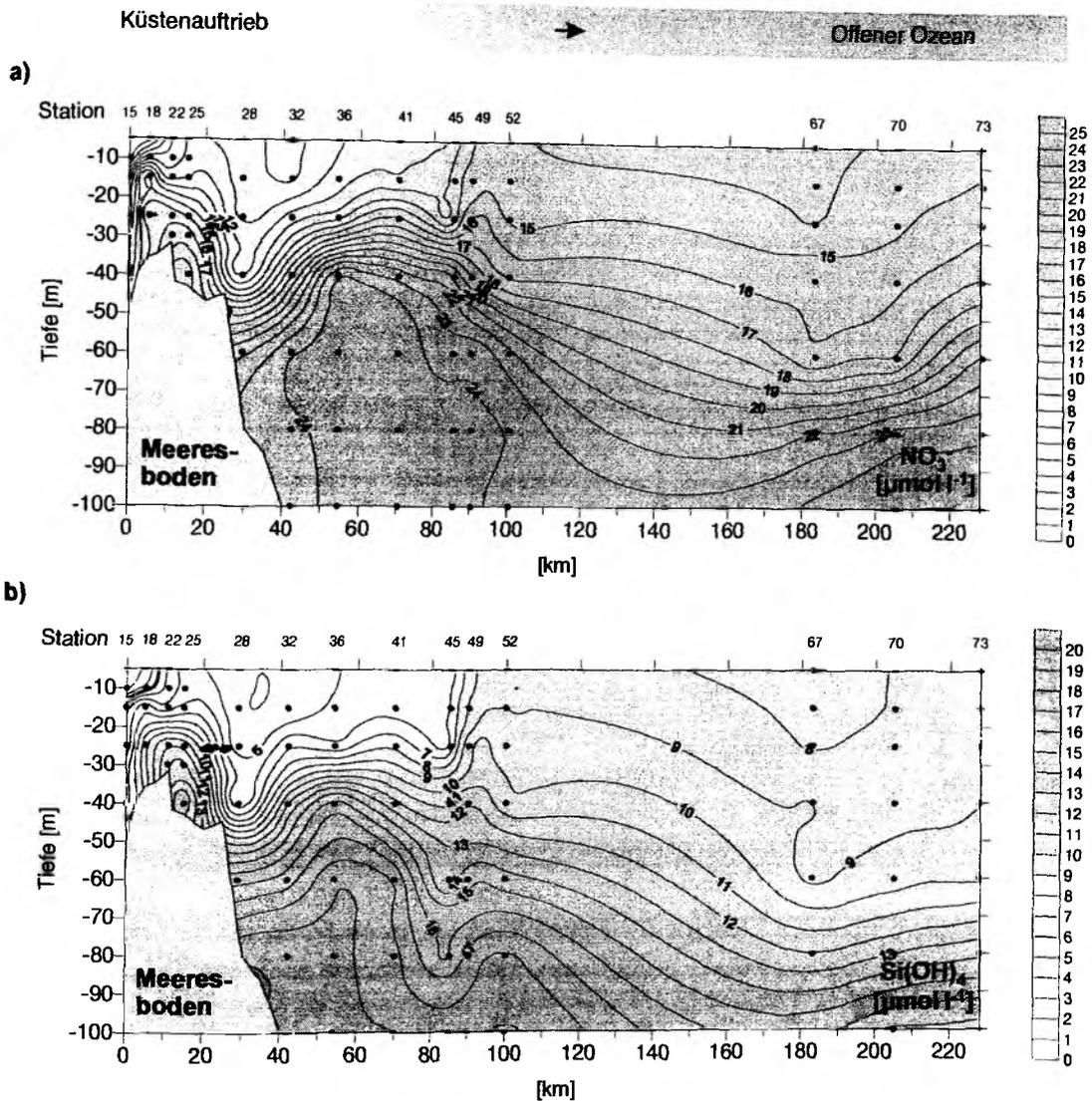


Abb. 5.3a+b Konzentration von a) Nitrat und b) Silikat jeweils in $\mu\text{mol l}^{-1}$ in den oberen 100 m der Wassersäule entlang der Drifttrajektorie während der Expedition SONNE 120. b) Die 3 $\mu\text{mol l}^{-1}$ Silikat-Isoplethe ist fettgedruckt.

Die **Sauerstoffkonzentration** (Abb. 5.4) lag in den oberen ca. 20 m der Wassersäule während des Untersuchungszeitraumes zwischen 4.0 ml l^{-1} und 5.0 ml l^{-1} . Unterhalb dessen nahmen die Konzentrationen stark ab und lagen während des ersten Teils der Studie (St. 15 - St. 52) schon ab ca. 60 - 80 m unterhalb von 0.2 ml l^{-1} . Im weiteren Verlauf der Driftstudie war die Wassersäule hinsichtlich der Sauerstoffverteilung tiefer durchmisch. Die Gradienten über die oberen 80 m waren deutlich geringer, wobei die Sauerstoffkonzentrationen im Verlauf der Untersuchung stärker mit der Tiefe abnahmen. Die $0.2 \text{ ml O}_2 \text{ l}^{-1}$ Isoplethe lag jedoch stets unterhalb von 100 m.

9° N) und verflachte sich dann im weiteren Verlauf der Untersuchung auf ca. 73 m Tiefe (St. 414, 14° 27'N). Die gewählten Probertiefen für die Produktionsmessungen (Kap. 4.1.3) bis maximal 114 m deckten die gesamte euphotische Zone ab. Mit einer Ausnahme (St. 382: 0.1 % LT = 134 m) war die lichtdurchflutete Zone stets tiefer als die durchmischte Schicht.

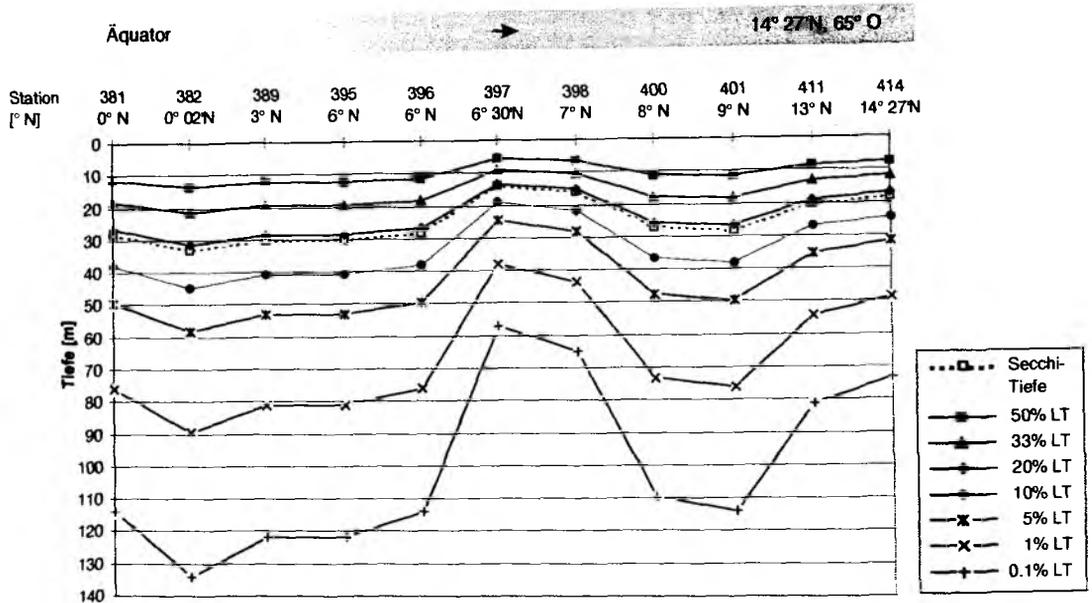


Abb. 4.4 Secchi-Tiefe in m und daraus berechnete Lichttiefen (LT) in m entlang des Süd-Nord-Schnittes (65° O) während der Expedition METEOR 32/5.

4.1.2 Abundanz und Biomasse des Phytoplanktons

In der Registrierung der *in situ* Chl *a*-Fluoreszenz (Abb. 4.5a) als relatives Maß für die Verteilung des Chlorophylls zeigte sich das Muster der physikalischen und chemischen Parameter. Zu Beginn des Schnittes befand sich das Maximum an der unteren Grenze der durchmischten Schicht (60 - 80 m) und erreichte Werte um $0.3 \mu\text{g l}^{-1}$. Richtung Norden kam es zu einer Verschiebung von diesem Tiefen-Chl *a*-Fluoreszenzmaximum zu einer einheitlichen Chl *a*-Fluoreszenzverteilung von der Oberfläche bis hinab in etwa 80 m Tiefe. Die Werte lagen bei $0.4 \mu\text{g Chl } a \text{ l}^{-1}$ (11° N bis 12° N) bzw. bei $0.6 \mu\text{g Chl } a \text{ l}^{-1}$ (14° 27' N, St. 414).

Die fluorometrisch ermittelten Chl *a*-Werte folgten im allgemeinen dem Trend der *in situ* Fluoreszenz, wiesen aber einen unruhigeren Kurvenverlauf auf (Abb. 4.5b). Bis ca. 4° N lag das Tiefen-Chl *a*-Maximum (TCM) mit Werten zwischen $0.4 - 0.6 \mu\text{g l}^{-1}$ an der unteren Grenze der durchmischten Schicht. Richtung Norden kam es zu einem stetigen Anstieg der Chl *a*-Konzentration in den oberen 80 m. Ab ca. 12° N (St. 409) war die obere Wassersäule hinsichtlich der Chl *a*-Verteilung gut durchmischt und zeigte von der Oberfläche bis in 80 m Tiefe einheitliche

Werte zwischen $0.4 - 0.6 \mu\text{g l}^{-1}$. Unterhalb von 100 m betragen die Konzentrationen über den gesamten Schnitt weniger als $0.2 \mu\text{g l}^{-1}$.

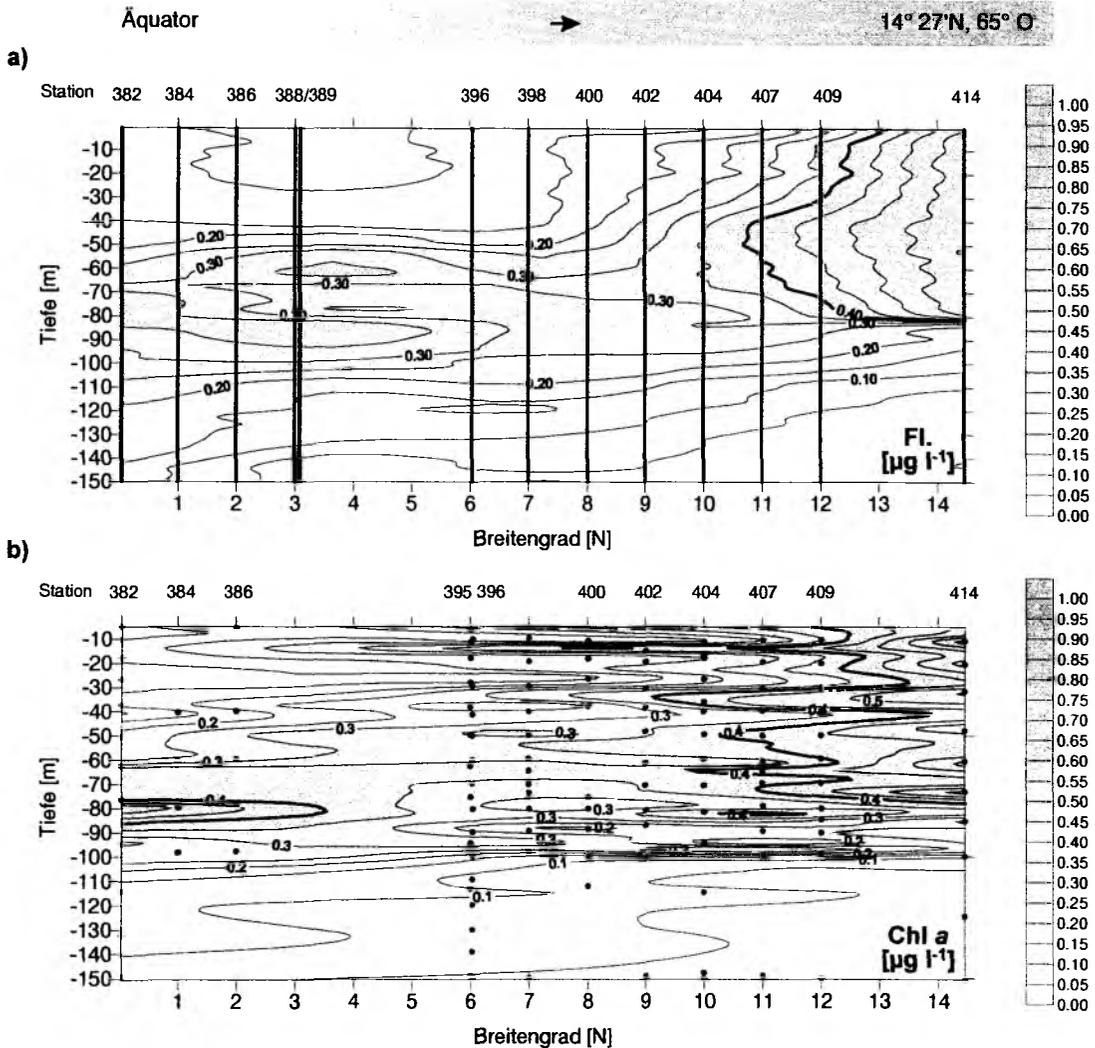


Abb. 4.5a+b *In situ* Chl a-Fluoreszenz (a) und fluorometrisch ermittelte Chl a-Konzentration (b) jeweils in $\mu\text{g l}^{-1}$ in den oberen 150 m der Wassersäule entlang des Süd-Nord-Schnittes (65°O) während der Expedition METEOR 32/5.

Die über die oberen 100 m der Wassersäule integrierten Chl a-Werte lagen entlang des Schnittes zwischen $14.3 - 50.7 \mu\text{g m}^{-2}$, wobei sie Richtung Norden zunahm (Abb. 4.6). Während im Süden die Werte zwischen $14.3 - 33.6 \text{ mg m}^{-2}$ schwankten, stiegen sie ab 9°N (St. 402) erheblich an. Das Maximum von $50.7 \text{ mg Chl a m}^{-2}$ wurde entsprechend der absoluten Werte auf der letzten Station dieses Schnittes (St. 414) gemessen.

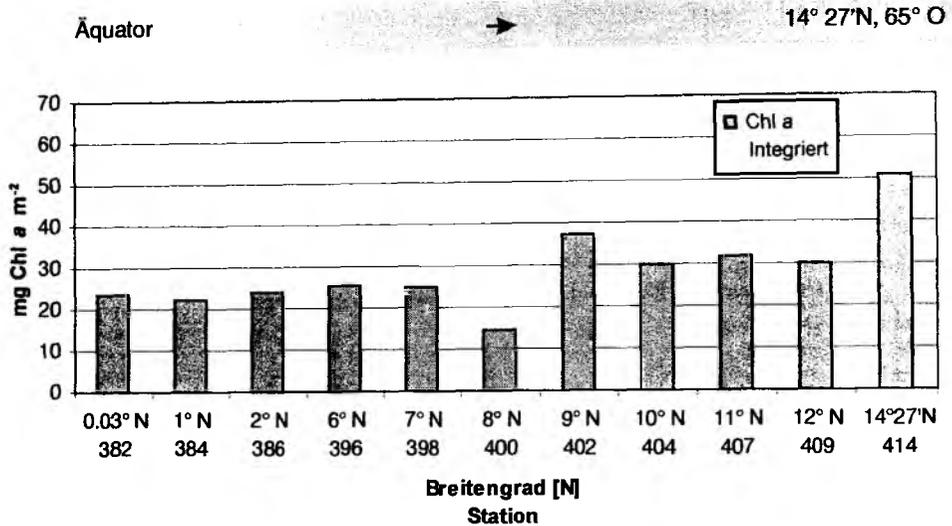


Abb. 4.6 Chl a-Konzentration in mg m^{-2} integriert über die oberen 100 m der Wassersäule entlang des Süd-Nord-Schnittes (65° O) während der Expedition METEOR 32/5.

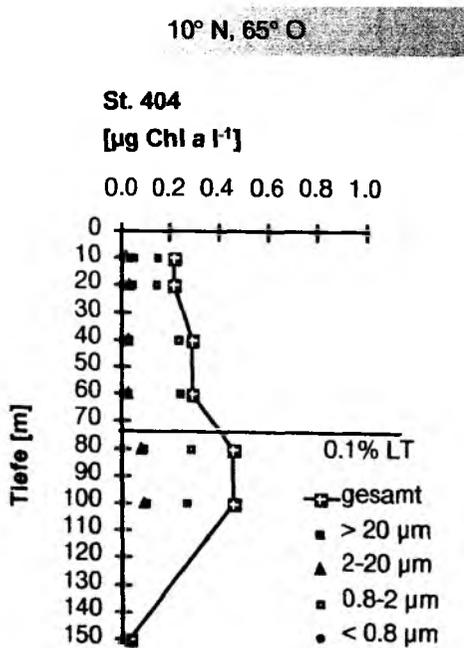


Abb. 4.7 Größenfraktioniertes Chl a in $\mu\text{g l}^{-1}$ in den oberen 150 m der Wassersäule auf St. 404 während der Expedition METEOR 32/5.

Eine Größenfraktionierung des Chlorophylls liegt in dieser Region nur von St. 404 vor (Abb. 4.7). Hier zeigte die Größenfraktion $0.8 - 2 \mu\text{m}$ eine deutliche Dominanz in der gesamten euphotischen Zone. Ein Konzentrationsmaximum in 82 - 95 m, an der unteren Grenze der durchmischten Schicht, zeigten die Größenfraktionen $> 20 \mu\text{m}$, $2 - 20 \mu\text{m}$ und $0.8 - 2 \mu\text{m}$. Die Größenklasse $< 0.8 \mu\text{m}$ war hier nicht am Chl a-Bestand beteiligt. Das Mikroplankton erreichte maximal $0.09 \mu\text{g l}^{-1}$ (20 % in 95 m Tiefe), das Nanoplankton $0.08 \mu\text{g l}^{-1}$ (18 % in 95 m Tiefe) und das Picoplankton im Größenbereich von $0.8 - 2 \mu\text{m}$ stellte mit $0.28 \mu\text{g l}^{-1}$ (68 % in 82 m Tiefe) den Hauptanteil des Chl a dieser Station. Die über die oberen 100 m der Wassersäule integrierten größenfraktionierten Chl a-Werte (hier nicht dargestellt) lagen für das Mikroplankton bei 5.08 mg m^{-2} , für das Nanoplankton bei 4.00 mg m^{-2} und für das Picoplankton im Größenbereich von $0.8 - 2 \mu\text{m}$ bei 22.19 mg m^{-2} . Dies entsprach prozentualen Anteilen dieser drei Fraktionen am Gesamtchlorophyll in den oberen 100 m der Wassersäule von 16 %, 13 % bzw. 71 %.

HPLC-Pigmentanalysen konnten für drei Stationen entlang des Süd-Nord-Schnittes durchgeführt werden (St. 382, St. 404, St. 414). Die aus den Chlorophyll *a*-Äquivalenten berechnete prozentuale Zusammensetzung der Phytoplanktongemeinschaft (Tab. 4.1) zeigte zu Beginn der Untersuchung eine Dominanz der Cyanophyceen (41 % auf St. 382 bzw. 37 % auf St. 404) gegenüber den anderen Gruppen der Bacillariophyceen, Dinophyceen, Prymnesiophyceen, Chrysophyceen und Prochlorophyceen (Abb. 4.8). Im Verlauf der Untersuchung nahm die Bedeutung der Cyanophyceen und ebenfalls der Dinophyceen stark ab. Konform dazu stieg die Beteiligung der Chrysophyceen und vor allem der Bacillariophyceen am Gesamtchlorophyll stetig an. Auf der nördlichsten Station dieses Schnittes (St. 414) erreichten die Bacillariophyceen 12.75 mg Chl *a* m⁻² (Tab. 4.1). Dies entsprach mit 31 % auch dem höchsten Anteil am Gesamtchlorophyll. Die Prymnesiophyceen waren hier mit 25 % und die Chrysophyceen mit 26 % vertreten. Die Cyanophyceen stellten auf dieser Station lediglich einen Anteil von 0.2 %.

Tab. 4.1 Vergleich Phytoplanktonkohlenstoff (PPC) und Chl *a* (mittels HPLC-Analyse) jeweils in mg m⁻² integriert über die oberen 100 m der Wassersäule entlang des Süd-Nord-Schnittes (65° O) während der Expedition METEOR 32/5.

St.	BACILLARIOPHYCEEN		DINOPHYCEEN		PRYMNESIOPHYCEEN		CHRYSOPHYCEEN		µ-FLAGELLATEN	
	PPC	Chl <i>a</i>	PPC	Chl <i>a</i>	PPC	Chl <i>a</i>	PPC	Chl <i>a</i>	PPC	Chl <i>a</i>
382	10.51	0.13	39.12	3.63	1.06	4.09	0.69	3.84	38.83	24.26
mg m ⁻²										
%	12	0	44	10	1	11	1	11	43	68
404	151.56	3.32	244.13	0.83	66.19	10.71	0.06	6.31	126.84	12.69
mg m ⁻²										
%	26	10	41	2	11	32	0	19	22	38
414	1922.93	12.75	95.62	0.64	49.66	10.42	0	10.88	70.36	6.54
mg m ⁻²										
%	90	31	4	2	2	25	0	26	3	16

Die Vertikalprofile der Chl *a*-Äquivalente der einzelnen Phytoplanktongruppen (Abb. 4.9) zeigt deutlich die unterschiedlichen Verteilungsmuster im Verlauf der Untersuchung. Auf St. 382 dominierten Cyanophyceen die oberen ca. 70 m der Wassersäule, wobei ihre Konzentration mit der Tiefe abnahm. Unterhalb dessen konnten keine Cyanophyceen mehr nachgewiesen werden. Hier setzte sich die Phytoplanktongemeinschaft aus Prymnesiophyceen, Prochlorophyceen und Chrysophyceen zusammen. Auffällig ist das plötzliche, zahlreiche Auftreten von Dinophyceen in 76 m Tiefe. Auf St. 404 war ein ähnliches, aber nicht so stark ausgeprägtes Muster wie auf St. 382 zu beobachten. Das Phytoplanktonartenspektrum auf St. 414 unterschied sich deutlich von dem der Stationen im zentralen Arabischen Meer. Bacillariophyceen dominierten hier zwar die Phytoplanktongemeinschaft, waren aber gemeinsam mit Prymnesiophyceen, Prochlorophyceen und Chrysophyceen einheitlich über die oberen 73 m der Wassersäule verteilt. Unterhalb von 73 m wurden keine Bacillariophyceen mehr nachgewiesen. Die Konzentration der anderen Gruppen nahm mit der Tiefe kontinuierlich ab. Unterhalb von 125 m konnten auf St. 414 keine Pigmente mehr nachgewiesen werden.

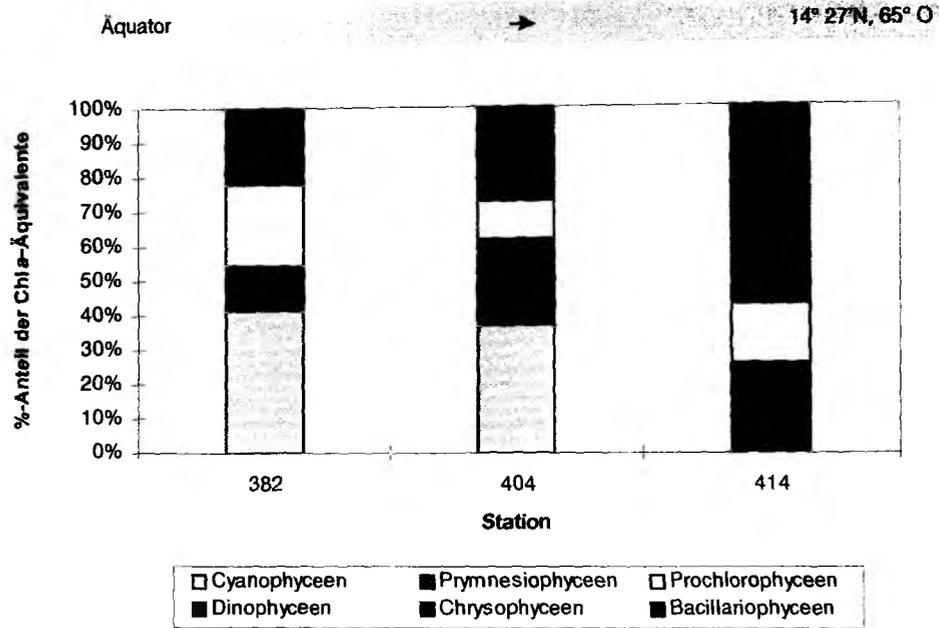


Abb. 4.8 Prozentuale Anteile der Phytoplanktonklassen an den Chl a-Äquivalenten integriert über die oberen 100 m der Wassersäule entlang des Süd-Nord-Schnittes (65° O) während der Expedition METEOR 32/5.

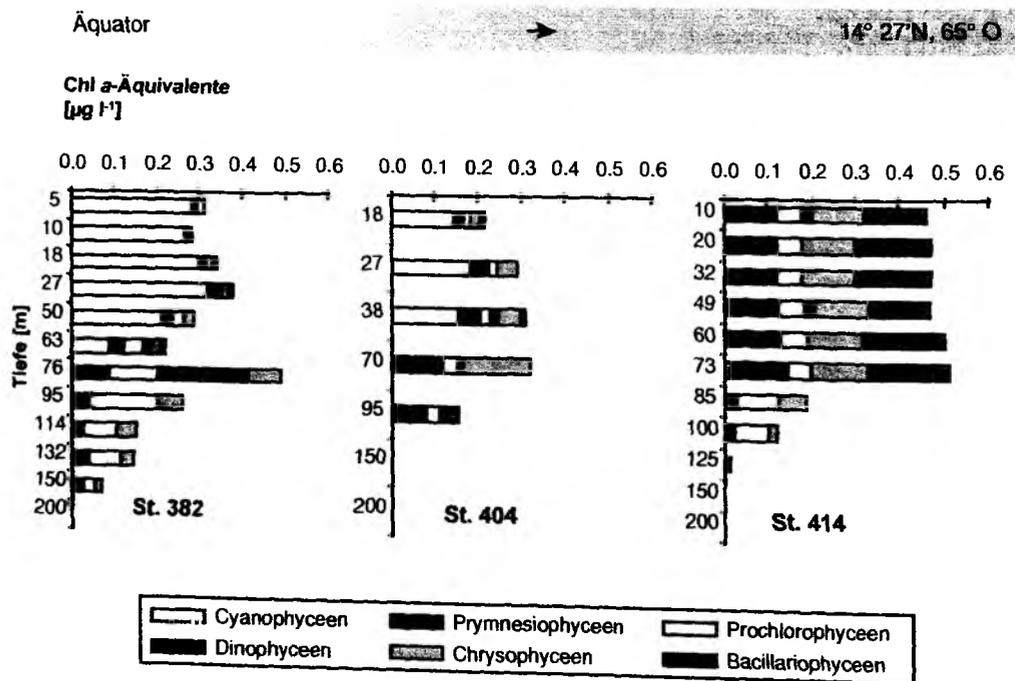


Abb. 4.9 Chl a-Äquivalente in $\mu\text{g l}^{-1}$ der einzelnen Phytoplanktonklassen in den beprobten Tiefen der St. 382, St. 404 und St. 414 entlang des Süd-Nord-Schnittes (65° O) während der Expedition METEOR 32/5.

Die lichtmikroskopischen Zählungen erfolgten auf vier Stationen entlang des Süd-Nord-Schnittes (St. 382, St. 395, St. 404, St. 414). Sowohl die Artendiversität als auch die Individuenanzahl und die Individuengröße des Phytoplanktons nahm nach Norden zu. Somit stieg die **Phytoplanktonkohlenstoffmenge** (PPC-Menge) von anfänglich 90 mg m^{-2} (St. 382) auf bis zu 2139 mg m^{-2} (St. 414). Die Cyanophyceen sind wegen ihrer geringen Größe im Lichtmikroskop schwer identifizierbar. Sie werden hauptsächlich unter der Kategorie Picoplankton mit den anderen Phytoplanktern, die kleiner als $10 \mu\text{m}$ sind, erfaßt. Zusätzlich zählen Prasinophyceen, Chlorophyceen und Cryptophyceen zum Picoplankton. Diese Gruppen werden im weiteren in der Kategorie 'µ-Flagellaten' zusammengefaßt und bei dem Vergleich mit den Chl a-Anteilen der HPLC-Pigmentanalysen den mit dieser Methode nachgewiesenen picoplanktischen Cyanophyceen und Prochlorophyceen gegenübergestellt (Tab. 4.1).

Entgegen der Pigmentanalysen waren nach den in Kohlenstoff umgerechneten Phytoplanktonzählungen (Abb. 4.10) im Süden die Dinophyceen und die 'µ-Flagellaten' mit einem PPC-Anteil von 44 % bzw. 43 % etwa gleich bedeutend. Die Dinophyceen waren vertreten durch *Ceratium* spp., *Peridinium* spp. und *Dinophysis hastata*. Den Hauptanteil bildeten jedoch nicht näher identifizierte kugelförmige athekate (nackte) Flagellaten $< 30 \mu\text{m}$. Zweithäufigste Gruppe waren hier die Bacillariophyceen mit einem PPC-Anteil von 12 %, die mittels HPLC nicht nachgewiesen werden konnten. Im Verlauf der Untersuchung nahm zwar insgesamt der Phytoplanktonkohlenstoff (hier als 'echtes' Maß der Biomasse) zu, die Anteile der Dinophyceen und der 'µ-Flagellaten' gingen aber stark zurück (4 % bzw. 3 %). Gleichzeitig nahm der PPC-Anteil und die Artendiversität der Bacillariophyceen stetig zu. Zu Beginn der Untersuchung waren sie mit lediglich 12 %, im Norden mit 90 % am PPC beteiligt und waren hier somit dominierende Phytoplanktongruppe. Auf St. 382 kamen nur *Nitzschia bicaptata* und kleine nadelförmige pennate Bacillariophyceen vor. Weiter Richtung Norden traten zusätzlich vor allem *Nitzschia seriata*, *Nitzschia lineola*, *Rhizosolenia delicatula*, *Rhizosolenia imbricata*, *Rhizosolenia stouterfothii*, *Chaetoceros* spp., *Thalassiotrix* spp., *Corethron hystrix*, *Climacodium frauenfeldianum* und *Bacteriastrium* spp. auf, wobei *Nitzschia seriata* den Hauptanteil des Bacillariophyceen-Kohlenstoff stellte. Chrysophyceen konnten bei den mikroskopischen Zählungen lediglich auf St. 382 gefunden werden, vertreten durch die Art *Dictyocha fibula*. Coccolithophoriden, als einzige Vertreter der Prymnesiophyceen, waren entlang dieses Schnittes mit einem PPC-Anteil zwischen 1 - 11 % von untergeordneter Bedeutung. Zu dieser Gruppe gehörend konnten die Arten *Emiliania huxleyi*, *Gephyrocapsa oceanica*, *Calciosolenia murrayi* und *Syracosphaera* spp. identifiziert werden.

Wie die Ergebnisse all dieser Methoden zeigten, war die Phytoplanktongemeinschaft ausgehend vom Äquator zunächst von kleinen Zellen dominiert. Untersuchungen mittels **Durchflußzytometrie** [A. DETMER, persönliche Mitteilung] ergaben, daß sich das autotrophe Picoplankton ($0.2 - 2.0 \mu\text{m}$) aus coccalen Cyanophyceen der Gattung *Synechococcus* und Prochlorophyceen zusammensetzte. Das autotrophe Nanoplankton ($2.0 - 20.0 \mu\text{m}$) war von ein bis zwei Populationen Nanoflagellaten bestimmt. Bis etwa 6°N dominierten Prochlorophyceen diese beiden Größenklassen ($45 - 60 \times 10^6 \text{ Zellen l}^{-1}$). Ihr Maximum lag unterhalb der durchmischten Schicht in 90 - 100 m Tiefe. Die Zellzahlen von *Synechococcus* spp. nahmen innerhalb der durchmischten Schicht kontinuierlich ab. In Richtung Norden nahmen die Zellzahlen der Prochlorophyceen ab, die von *Synechococcus*

spp. jedoch zu. Die Zellzahlen stiegen von $5 - 13 \times 10^6$ Zellen Γ^{-1} auf $15 - 22 \times 10^6$ Zellen Γ^{-1} an. Ihr Maximum lag in 40 - 60 m Tiefe. Nördlich von 12° N bis zur letzten Station des Süd-Nord-Schnittes ($14^\circ 27'N$, St. 414) zeigte *Synechococcus* spp. kein Maximum in einer bestimmten Tiefe. Sie waren vielmehr einheitlich in den oberen 60 - 70 m der Wassersäule verteilt. Auf dieser Station zeigte sich wie schon in den Pigmentanalysen und mikroskopischen Untersuchungen beobachtet, die zunehmende Bedeutung von größeren Zellen ($> 20 \mu m$). Bacillariophyceen dominierten nicht nur diese Größenklasse sondern die gesamte Phytoplanktongemeinschaft.

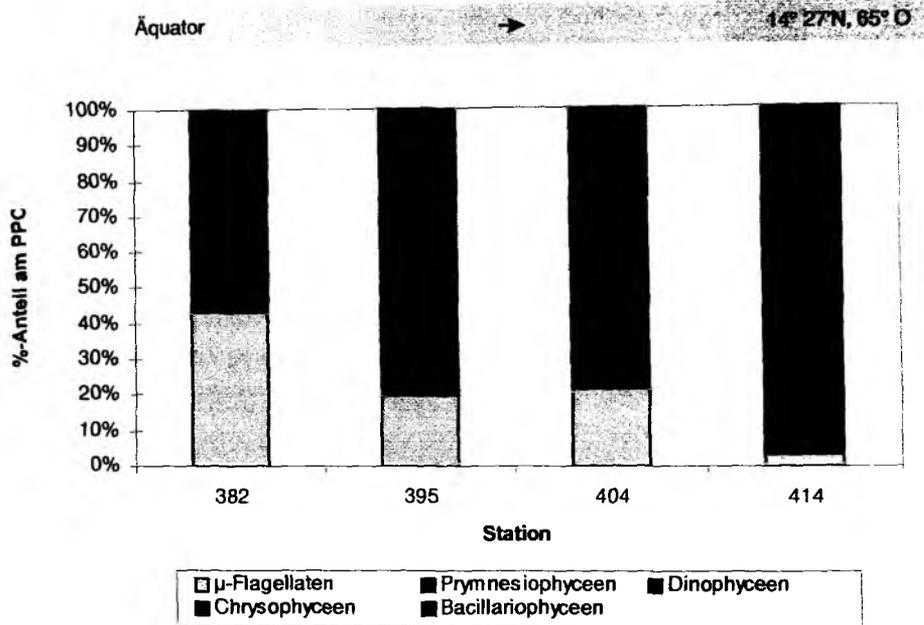


Abb. 4.10 Prozentuale Anteile der Phytoplanktonklassen (UTERMÖHL-Mikroskopie) am Phytoplanktonkohlenstoff (PPC) integriert über die oberen 100 m der Wassersäule entlang des Süd-Nord-Schnittes (65° O) während der Expedition METEOR 32/5.

Die Verteilung des POC-Gehaltes innerhalb der oberen 100 m der Wassersäule entlang des Schnittes (hier nicht dargestellt) schwankte zwischen $43.77 - 224.21 \mu g \Gamma^{-1}$ und zeigte eine leicht zunehmende Tendenz Richtung Norden. Die über die oberen 100 m der Wassersäule integrierten POC-Werte lagen zwischen $7173 mg m^{-2}$ (St. 404) und $12356 mg m^{-2}$ (St. 414). Dies entsprach Verhältnissen des POC zum PPC (POC:PPC-Verhältnis) von 109:1 (St. 382), 61:1 (St. 404) bzw. 6:1 (St. 414). Die PON-Werte lagen bei $8.89 - 42.66 \mu g \Gamma^{-1}$ und nahmen ebenfalls Richtung Norden zu. Die über die oberen 100 m der Wassersäule integrierten PON-Werte lagen zwischen $1273 mg m^{-2}$ (St. 411) und $2645 mg m^{-2}$ (St. 398). Das molare Verhältnis von POC zu PON (C:N-Verhältnis) in der durchmischten Schicht zeigte sich entsprechend der Einzelwerte mit einer leichten Zunahme entlang des Schnittes. Die Werte variierten von 4.8 - 8.6 mit einem Mittelwert innerhalb der oberen 100 m von 6.2 (Abb. 4.11) und lagen somit nahe dem C:N-Verhältnis von 6.6 nach REDFIELD [1934].

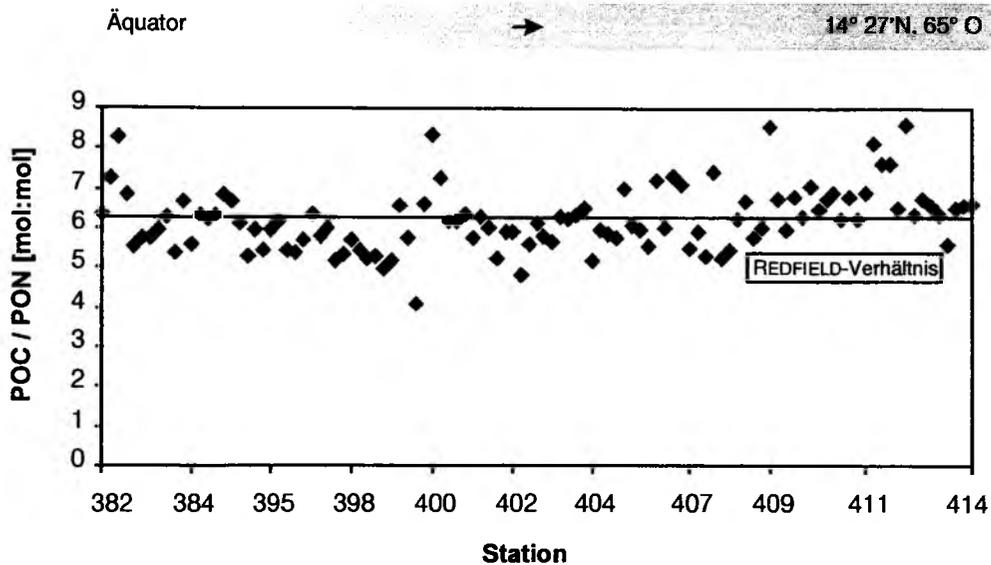


Abb. 4.11 Das molare C:N-Verhältnis entlang des Süd-Nord-Schnittes (65° O) während der Expedition METEOR 32/5. Aufgetragen sind für jede Station jeweils alle Meßwerte der oberen 150 m der Wassersäule.

Die Konzentration des biogenen **partikulären Silikats** (PSi) wurde auf St. 382, St. 396, St. 404 und St. 414 bestimmt (Abb. 4.12). Die Werte variierten zwischen $1.32 \mu\text{g l}^{-1}$ und $11.09 \mu\text{g l}^{-1}$. Auf St. 382 schwankten die Werte zwischen $2.75 \mu\text{g l}^{-1}$ und $7.70 \mu\text{g l}^{-1}$ und erreichten in 60 m Tiefe ein Maximum von $9.83 \mu\text{g l}^{-1}$. Auf St. 396 waren die Konzentrationen etwas geringer. Das Maximum lag hier ebenfalls im unteren Bereich der euphotischen Zone mit $5.17 \mu\text{g l}^{-1}$ (95 m). Wie die mikroskopischen Zählungen dieser Station zeigten, lief dieses Maximum konform mit einem erhöhten Anteil der Bacillariophyceen am PPC in entsprechender Tiefe. Auf St. 404 waren die PSi-Konzentrationen im oberflächennahen Ozean erhöht und erreichten in 50 m Tiefe eine maximale Konzentration von $10.70 \mu\text{g l}^{-1}$. Auch hier wurden maximale Zellzahlen der Bacillariophyceen und ein entsprechender PPC-Anteil beobachtet. Auf der letzten Station dieses Schnittes waren die PSi-Konzentrationen deutlich angestiegen und über die oberen ca. 90 m durch Werte von $8.48 - 11.09 \mu\text{g l}^{-1}$ gekennzeichnet. Die über die oberen 100 m integrierten PSi-Werte (hier nicht dargestellt) nahmen entsprechend der absoluten Konzentrationen entlang dieses Schnittes Richtung Norden zu. Sie lagen zwischen 255.70 mg m^{-2} (St. 396) und 891.61 mg m^{-2} (St. 414). Somit zeigte sich innerhalb der durchmischten Schicht die zunehmende Bedeutung des biogenen partikulären Silikats entlang des Schnittes, wie es bereits die Ergebnisse der lichtmikroskopischen Untersuchungen und die HPLC Analysen zeigten.

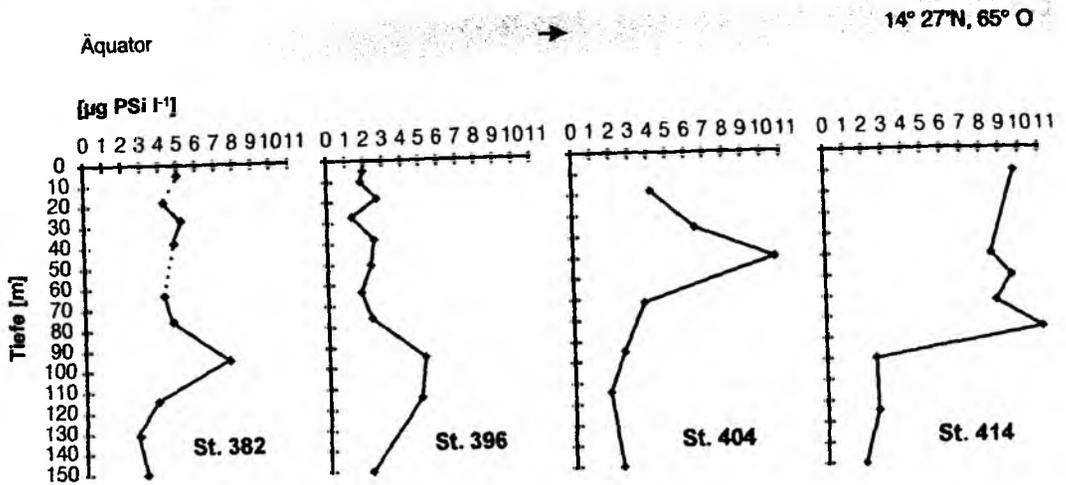


Abb. 4.12 Partikuläres Silikat (PSi) in $\mu\text{g l}^{-1}$ auf St. 382, St. 396, St. 404 und St. 414 entlang des Süd-Nord-Schnittes (65° O) während der Expedition METEOR 32/5.

4.1.3 Produktivität des Phytoplanktons

Die *in situ* Primärproduktion (Abb. 4.13) lag vom Äquator bis 8° N (St. 382, St. 396, St. 400) bei $4 - 15 \text{ mg C m}^{-3} \text{ d}^{-1}$ und war einheitlich über alle Lichthorizonte verteilt. Die integrierten Werte bis in die 0.1 % LT variierten zwischen $807 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und $914 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Abb. 4.13). Im Verlauf des Schnittes nahmen lediglich die Produktionswerte in und unterhalb der 1 % LT ab. Auf allen Stationen war jedoch noch eine Aufnahme rate des radioaktiv markierten Natriumhydrogenkarbonats in der 0.1 % LT festzustellen.

Die Produktionswerte stiegen auf der letzten Station des Süd-Nord-Schnittes (St. 414) drastisch an. Die Maximalwerte lagen bei $79 \text{ mg C m}^{-3} \text{ d}^{-1}$ in 5 m Tiefe (50 % LT). Die Produktion war jedoch nicht mehr einheitlich über alle Lichthorizonte verteilt, sondern nahm unterhalb der 10 % LT stark ab. Der über die euphotische Zone integrierte Wert lag bei $2307 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Doch auch auf dieser Station zeigte sich noch eine positive ^{14}C -Aufnahmerate des Phytoplanktons in der 0.1 % LT, wenn auch deutlich geringer als auf den vorherigen Stationen.

Die Primärproduktionsmessungen in den verschiedenen Größenfraktionen zeigten wie oben beschrieben zu Beginn des Schnittes eine deutliche Dominanz der Phytoplanktonzellen $< 0.8 \mu\text{m}$ über die gesamte euphotische Zone (Abb. 4.14). Diese Größenklasse stellte hier 49 - 74 % der Gesamtproduktion. Auf der letzten Station dieses Schnittes (St. 414) waren hingegen große Zellen ($> 20 \mu\text{m}$, dominiert von Bacillariophyceen) bis in die 20 % LT mit 46 - 47 % maßgeblich an der Gesamtproduktion beteiligt. Lediglich in der 1 % LT dominierte die Fraktion $< 0.8 \mu\text{m}$ mit nahezu 100 % die Produktion auf dieser Station. Die drei anderen Fraktionen waren aber dennoch bis in die 20 % LT mit 14 - 20 % zu einem erheblichen Anteil an der Gesamtproduktion beteiligt.

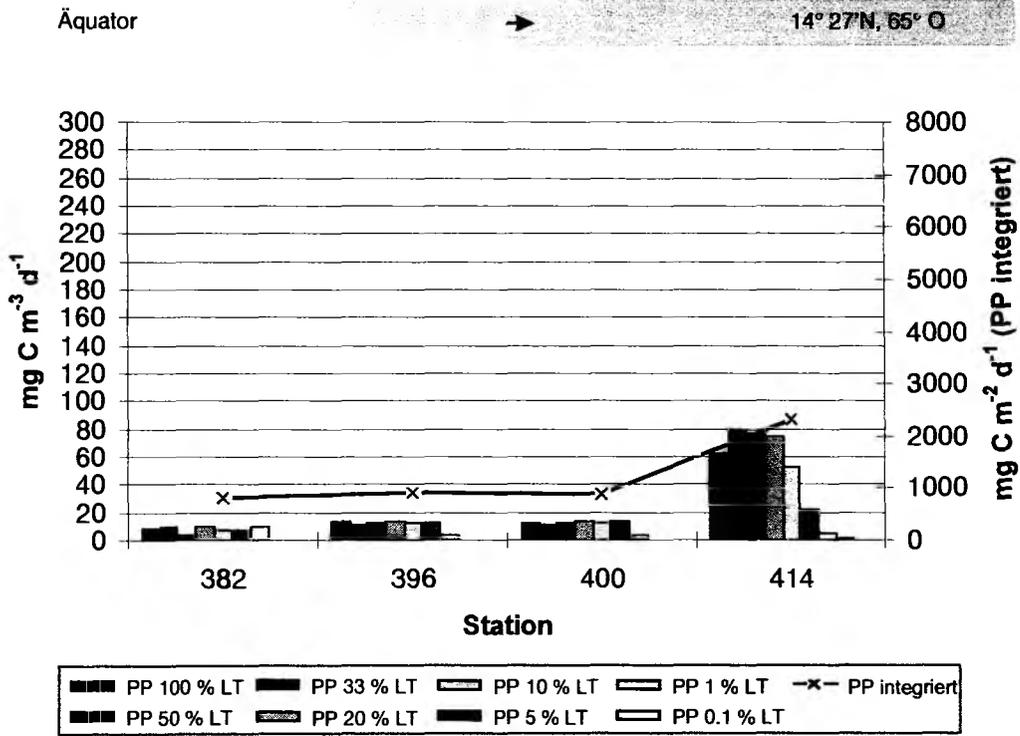


Abb. 4.13 *In situ* Primärproduktion (PP) des Phytoplanktons in den verschiedenen Lichttiefen (LT) in $\text{mg m}^{-3} \text{ d}^{-1}$ und integriert über die euphotische Zone in $\text{mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ entlang des Süd-Nord-Schnittes (65° O) während der Expedition METEOR 32/5.

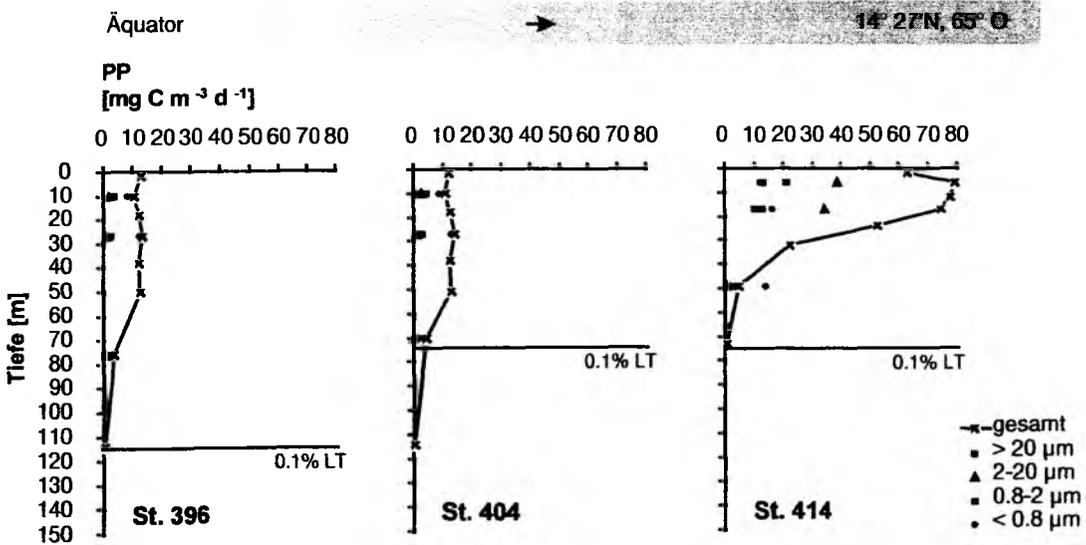


Abb. 4.14 *In situ* Primärproduktion (PP) der unterschiedenen Größenfraktionen in $\text{mg m}^{-3} \text{ d}^{-1}$ in den verschiedenen Lichttiefen (LT) entlang des Süd-Nord-Schnittes (65° O) während der Expedition METEOR 32/5.

Aufgrund der Nitraterschöpfung entlang des 65. Meridians waren Messungen zu ^{15}N -Aufnahmeraten des Phytoplanktons nur auf St. 382 und St. 396 in wenigen Tiefen sinnvoll (Tab. 4.2). Wenngleich die absoluten Werte zu Beginn des Schnittes aufgrund der Nitraterschöpfung und methodischer Fehler im Simulationsverfahren nicht verlässlich sind, vermögen die Ergebnisse aber einen qualitativen Eindruck über die relativen Anteile der Neuen und der Regenerierten Produktion an der Gesamtproduktion zu vermitteln. Neue Produktion fand lediglich unterhalb der durchmischten Schicht in der 1 - 0.1 % LT statt und wurde von Prochlorophyceen gestellt. Das f -ratio [EPPLEY, 1989] nimmt nach Norden zu und kennzeichnet einen Übergang von einer typischen oligotrophen in eine eutrophe Meeresregion. Die Stationen entlang dieses Schnittes spiegelten somit das Bild eines von Regenerierter Produktion bestimmten Systems wider.

Tab. 4.2 Neue Produktion (NP) des Phytoplanktons in $\text{mg C m}^{-3}\text{d}^{-1}$ entlang des Süd-Nord-Schnittes während der Expedition METEOR 32/5. LT: Lichttiefe; PP: Primärproduktion (Gesamtproduktion); RP: Regenerierte Produktion; f -ratio: NP/PP.

ST.	POSITION	DATUM TAG	TIEFE [m]	LT [%]	NP [$\text{mg C m}^{-3}\text{d}^{-1}$]	PP [$\text{mg C m}^{-3}\text{d}^{-1}$]	RP [$\text{mg C m}^{-3}\text{d}^{-1}$]	f -ratio
382	00° 02.1N	18.07.95	76	1	0.00	0.33	0.33	0.00
	65° 00.0O	199	114	0.1	0.00	0.20	0.20	0.00
396	06° 02.1N	22.07.95	95	1	0.09	0.22	0.13	0.40
	65° 00.0O	203						

4.1.4 Zusammenfassung

Die in Kap. 4.1 vorgestellten Ergebnisse sind typisch für einen oligotrophen Ozean. Diese Region wird im folgenden 'Zentrales Arabisches Meer' genannt. Zusammenfassend läßt sich das zentrale Arabische Meer folgendermaßen charakterisieren. Die Oberflächentemperatur betrug ca. 28.2 °C, die durchmischte Schicht lag zwischen 75 - 111 m. Die euphotische Zone (0.1 % LT) reichte bis maximal 114 m und war damit tiefer als die durchmischte Schicht. Die Nutrikline war deutlich ausgeprägt, wobei die Nährstoffe bis in ca. 80 m Tiefe nahezu erschöpft waren. Durchschnittliche Nitrat- und Silikatwerte lagen in der durchmischten Schicht bei $0.7\ \mu\text{mol l}^{-1}$. Unterhalb der durchmischten Schicht lagen die Werte entsprechend bei $15.0\ \mu\text{mol NO}_3^- \text{l}^{-1}$ bzw. $10.9\ \mu\text{mol Si(OH)}_4 \text{l}^{-1}$. In 60 - 80 m Tiefe lag ein Tiefen-Chl a -Maximum (TCM) mit Werten bis zu $0.6\ \mu\text{g l}^{-1}$. Oberflächen-Chl a -Werte betragen ca. $0.28\ \mu\text{g l}^{-1}$, und die über die euphotische Zone integrierten Chl a -Werte betragen $27.4\ \text{mg m}^{-2}$. Das TCM verlagerte sich Richtung Norden und zeigte auf der nördlichsten Station (St. 414) einheitliche Werte um $0.5\ \mu\text{g a l}^{-1}$ von der Oberfläche bis in ca. 80 m Tiefe. Der ermittelte PPC lag bei $265\ \text{mg C m}^{-2}$ und die Primärproduktion erreichte durchschnittlich $872\ \text{mg C m}^{-2}\text{d}^{-1}$. Die Phytoplanktongemeinschaft wurde von Pico- und Nanoplankton dominiert, wobei Prochlorophyceen und Cyanophyceen (*Synechococcus* spp.) Hauptvertreter dieser Größenklassen waren.

4.2 Das Epipelagial bei 14° 27'N, 65° O in Richtung der Küste von Oman

4.2.1 Abiotische Umweltparameter

Der Schnitt vom zentralen Teil des Arabischen Meeres in Richtung der Küste von Oman stand unter dem Einfluß eines Filamentes (Kap. 2.3). Vom 27. Juli - 04. August 1995 wurden ca. 1050 km entlang dieses Schnittes in Richtung Küste zurückgelegt und beprobt. In den folgenden Abbildungen ist jeweils die Entfernung (km) von der ersten Küstenstation (St. 439) aufgetragen.

Das Filament wurde zunächst in den Aufzeichnungen der im Schiff fest installierten Sensoren (Temperatur-, und Salzgehaltssensoren) sichtbar. Die kontinuierlichen Registrierungen in der Oberfläche (6.5 m Tiefe) von **Temperatur** und **Salzgehalt** (hier nicht gesondert dargestellt, s. Abb. 4.15a+b) zeigten auf St. 426 erheblich niedrigere Werte als die benachbarter Stationen. Deutlich zu sehen war ein starker Temperaturabfall von 25.8 °C auf weniger als 24 °C, was verbunden war mit einer Salzgehaltsabnahme von 36.3 auf 35.8. Der an der Oberfläche stark ausgeprägte Temperatur- und Salzgehaltsgradient setzte sich auch in der Tiefe fort (Abb. 4.15a und Abb. 4.15b). Die CTD-Aufzeichnungen zwischen St. 423 und St. 428 - St. 430 zeigten in dieser Region eine für ein Auftriebsphänomen charakteristische Aufwölbung sowohl der Isothermen als auch der Isohalinen. Die graphische Darstellung der Isopyknen veranschaulicht dieses Phänomen (Abb. 4.15c). Die **Dichtelinien** wölbten sich ebenfalls bis zur Meeresoberfläche und zeigten das Auftreiben schwereren Wassers aus tieferen Schichten. In dem von uns gestreiften 'Zentrum' dieses Filamentes wurden z.B. in 100 m Tiefe lediglich 21 °C (St. 426) und ein Salzgehalt von 36.0 erreicht. Außerhalb des Filamentes (St. 419) in der gleichen Tiefe waren es jedoch 25 °C und ein Salzgehalt von 36.3. Anhand der dargestellten physikalischen Größen war ebenfalls der Küstenauftrieb vor Oman durch eine entsprechende Wölbung der Isolinien bis an die Oberfläche deutlich sichtbar (Abb. 4.15a-c). Sowohl die Temperatur als auch der Salzgehalt nahmen stark ab. An der Meeresoberfläche wurden Temperaturen zwischen 20 °C und 21 °C registriert, der Salzgehalt lag bei 35.6 - 35.7. Eine Dichtezunahme (von 24.10 kg m⁻³ auf 25.10 kg m⁻³) kennzeichnete weiterhin das Auftreiben von Wasser aus tieferen Schichten.

Die **durchmischte Schicht** (Kreuze in Abb. 4.15a) lief konform mit den Strukturen von Temperatur, Salzgehalt und Dichte. Die geringste Durchmischungstiefe wurde auf St. 426 im Filament mit ca. 36 m erreicht. Die maximale Durchmischungstiefe von ca. 102 m wurde auf St. 421 erreicht. Im Küstenauftrieb (St. 437 und St. 439) konnte keine thermische Sprungschicht nach dem angewandten Kriterium beobachtet werden.

Die Auftriebsstruktur des Filamentes hatte gleichzeitig eine Verlagerung der **Sauerstoffminimumzone** nach oben zur Folge (Abb. 4.16). Außerhalb des Filamentes wurden in 100 m Tiefe Sauerstoffkonzentrationen von 3.5 ml l⁻¹ (St. 419) gemessen, wohingegen im 'Zentrum' in vergleichbarer Tiefe nur 1.5 ml l⁻¹ Sauerstoff vorlag. Die Schicht, in der kein Sauerstoff mehr nachgewiesen werden konnte, lag vom Beginn des Schnittes (St. 414) bis zur St. 435 zwischen 140 m und 150 m. Im Küstenauftrieb lag der Sauerstoffgehalt schon unterhalb von 50 m nahe der Nachweisgrenze (< 0.50 ml l⁻¹).

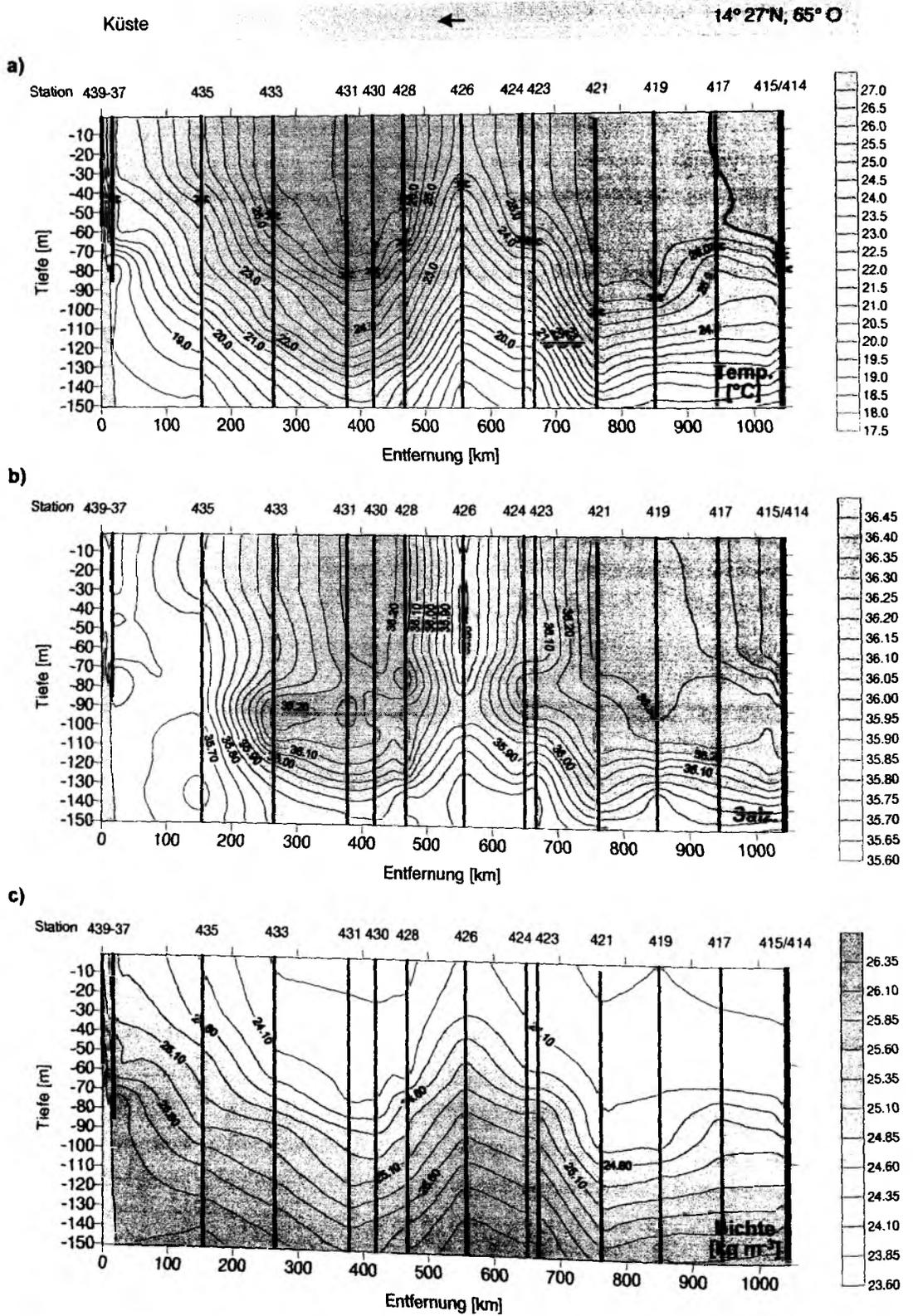


Abb. 4.15a-c Temperatur (a) in °C, Salzgehalt (b) und Dichte (c) in kg m⁻³ in den oberen 150 m der Wassersäule entlang des Schnittes von 14° 27' N, 65° O bis in den Küstenauftrieb vor Oman während der Expedition METEOR 32/5. a) Die 27 °C Isotherme ist fettgedruckt, die Kreuze markieren die Tiefe der durchmischten Schicht.

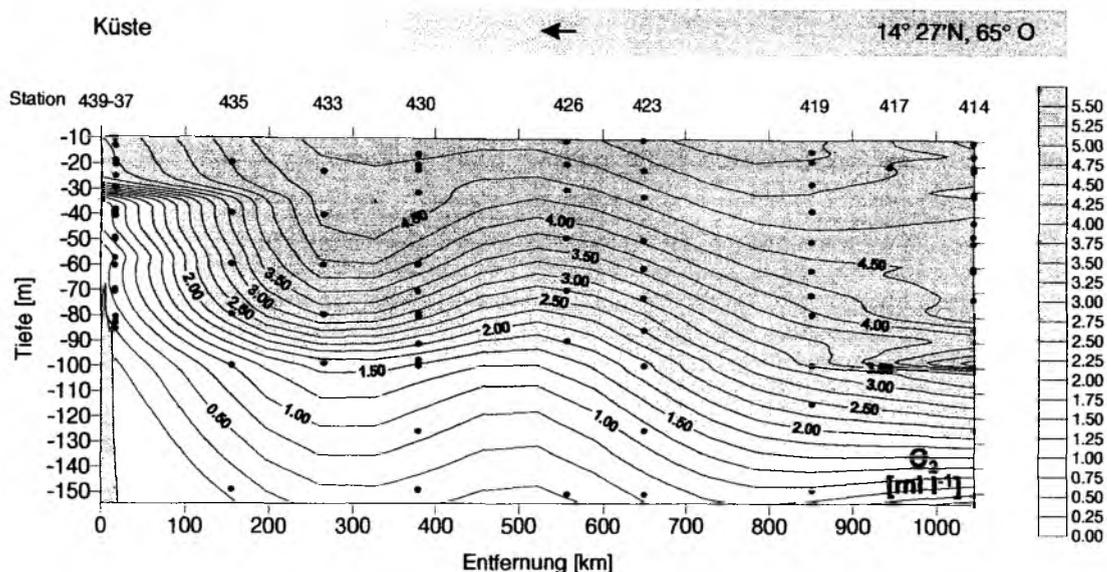


Abb. 4.16 Sauerstoff in ml l^{-1} in den oberen 150 m der Wassersäule entlang des Schnittes von $14^{\circ} 27' \text{N}$, 65°O bis in den Küstenauftrieb vor Oman während der Expedition METEOR 32/5.

Dieses Bild in den hydrographischen Strukturen zeigte sich ebenfalls in den chemischen Parametern. Während **Nitrat** (Abb. 4.17a) entlang des Süd-Nord-Schnittes in der gesamten euphotischen Zone erschöpft war, nahmen die Konzentrationen kontinuierlich in Richtung der Küste von Oman zu. Die $1 \mu\text{mol l}^{-1}$ Isoplethe verflachte sich deutlich und auf St. 423 waren die oberen ca. 20 m der Wassersäule sogar Nitrat erschöpft (Nachweisgrenze: $0.15 \mu\text{mol l}^{-1}$). Die Vertikalverteilung des Nitrats lief konform mit der Temperaturverteilung. Die Isoplethen wölbten sich entsprechend zwischen St. 423 und St. 430 bis zur Oberfläche. Maximale Konzentrationen in den oberen 10 m lagen hier bei ca. $14 \mu\text{mol l}^{-1}$. Der Anstieg der Isoplethen bis zur Oberfläche in Richtung der Küste kennzeichnete deutlich den Küstenauftrieb vor Oman. Maximale Nitratkonzentrationen in den oberen 10 m betragen $18 \mu\text{mol l}^{-1}$.

Die **Silikatverteilung** (Abb. 4.17b) zeigte sich entsprechend der von Nitrat. Die $3 \mu\text{mol l}^{-1}$ Isoplethe verflachte sich ebenfalls und wölbte sich zwischen St. 423 und St. 428 bis an die Oberfläche auf. Weiter in Richtung der Küste vertiefte sie sich zunächst auf etwa 90 m und wölbte sich im Zuge des Einflüßbereiches des Küstenauftriebs bei St. 435 wieder bis zur Oberfläche. Maximale Oberflächenkonzentrationen im Filament lagen bei $5 \mu\text{mol l}^{-1}$, im Küstenauftrieb bei $10 \mu\text{mol l}^{-1}$.

Die **Phosphatverteilung** (Abb. 4.17c) verlief konform mit der Nitrat- und Silikatverteilung. Die $0.5 \mu\text{mol l}^{-1}$ Isoplethe verflachte sich übereinstimmend mit der $3 \mu\text{mol l}^{-1}$ Silikat-Isoplethe. Maximale Oberflächenkonzentrationen lagen im Filament bei $1.0 \mu\text{mol l}^{-1}$ und im Küstenauftrieb bei $1.7 \mu\text{mol l}^{-1}$.

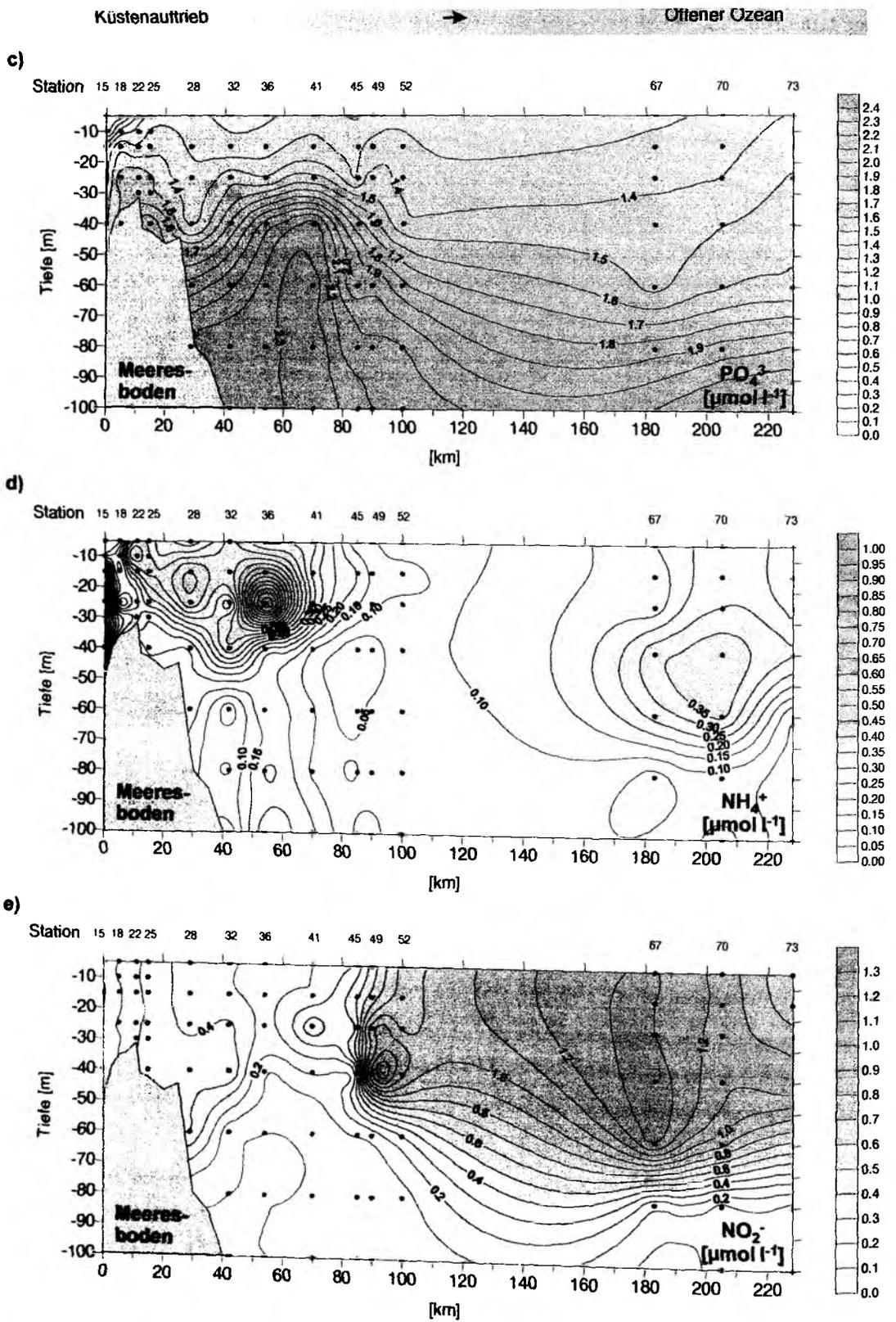


Abb. 5.3c-e Konzentration von c) Phosphat, d) Ammonium und e) Nitrit jeweils in $\mu\text{mol l}^{-1}$ in den oberen 100 m der Wassersäule entlang der Drifttrajektorie während der Expedition SONNE 120.

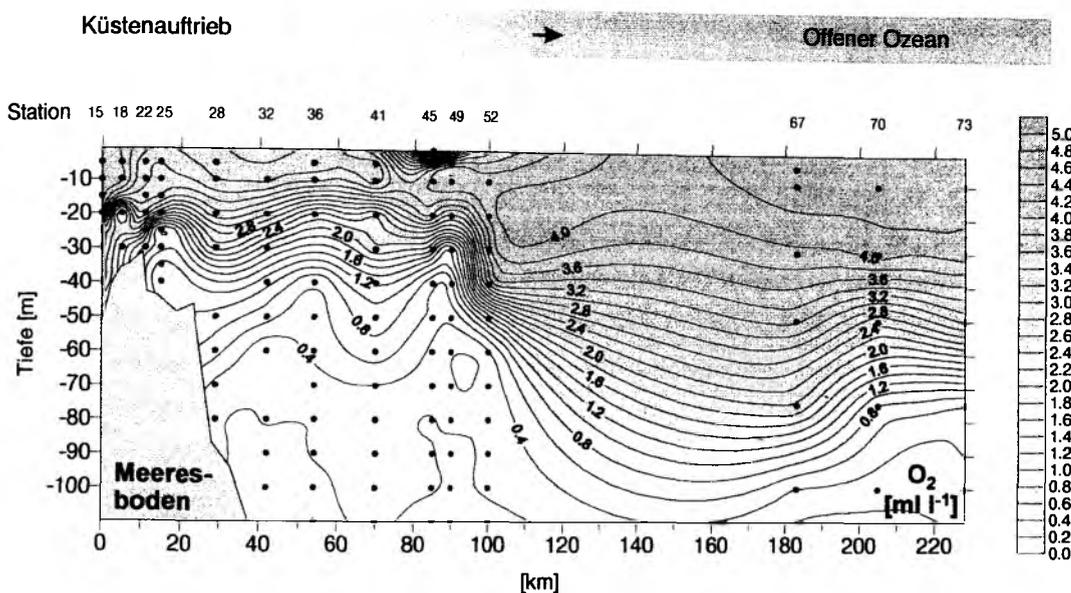


Abb. 5.4 Sauerstoff in ml l^{-1} in den oberen 100 m der Wassersäule entlang der Drifttrajektorie während der Expedition SONNE 120.

Die **Secchi-Tiefen** während des gesamten Untersuchungszeitraumes lagen zwischen 7 m und 18 m (Abb. 5.5). Daraus ergab sich eine euphotische Zone (0.1 % Lichttiefe) von 28 - 73 m. Die geringste Tiefe der euphotischen Zone wurde im Küstenauftrieb gemessen. Sie nahm während der weiteren Untersuchung zunächst zu und erreichte auf St. 28 ihr Maximum. Im weiteren Verlauf der Driftstudie nahm sie bis zur St. 45 erneut zu. Während der letzten Tage dieser Studie wurde die Tiefe der euphotischen Zone entsprechend der Durchmischungstiefe flacher. Während der ersten Untersuchungsperiode war die euphotische Zone stets tiefer als die durchmischte Schicht. Nur auf den Stationen im offenen Ozean lag die euphotische Zone innerhalb der durchmischten Schicht.

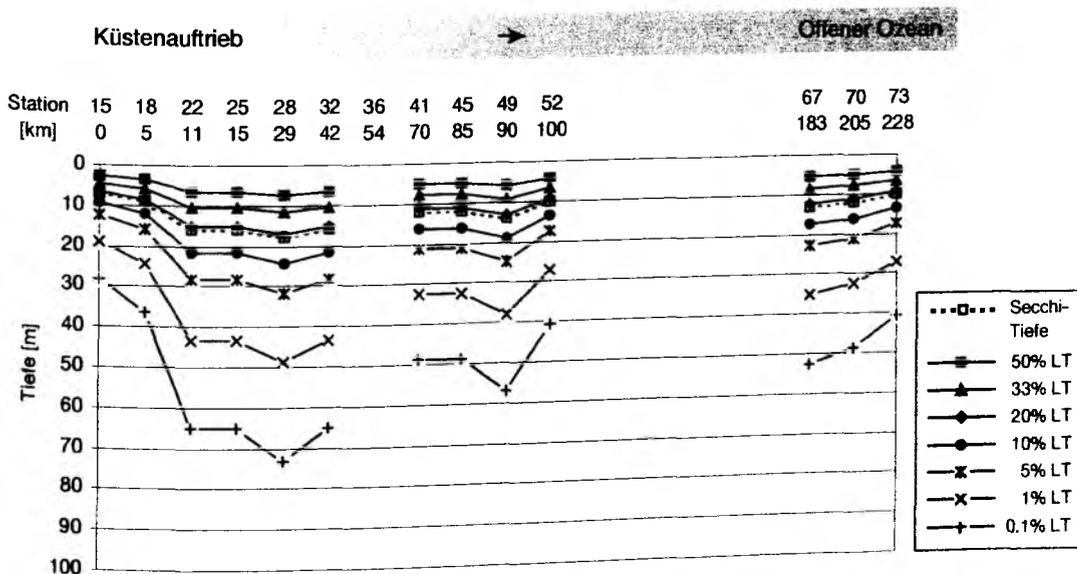


Abb. 5.5 Secchi-Tiefe in m und daraus berechnete Lichttiefen (LT) in m entlang der Drifttrajektorie während der Expedition SONNE 120.

5.3.2 Abundanz und Biomasse des Phytoplanktons

Abb. 5.6a zeigt die mit den fluorometrisch ermittelten Chl *a*-Werte kalibrierte vertikale *in situ* Chl *a*-Fluoreszenz [$\mu\text{g l}^{-1}$] entlang der Drifttrajektorie. Obwohl die vertikale Auflösung der Fluoreszenzprofile wesentlich höher ist als die der fluorometrisch ermittelten Chl *a*-Gehalte, sind dennoch alle Strukturen in den aus den Wasserproben gewonnenen Chl *a*-Konzentrationen (Abb. 5.6b) zu erkennen. Die maximalen Chl *a*-Konzentrationen von $3.63 \mu\text{g l}^{-1}$ wurden in der Oberfläche (in 5 m Tiefe) auf den ersten beiden Stationen im Küstenauftrieb detektiert. Die Chl *a*-Werte nahmen nach diesen ersten beiden Untersuchungstagen deutlich ab und zeigten anschließend eine einheitliche Chl *a*-Verteilung in den oberen 15 m. Ab St. 45 stiegen die Konzentrationen wieder leicht an und waren auf St. 52 bis in ca. 40 m durch Werte um $1 \mu\text{g l}^{-1}$ gekennzeichnet. Im weiteren Verlauf der Untersuchung, mit ansteigender Wassertiefe, nahmen die Chl *a*-Konzentrationen in den oberen 40 m wieder auf $0.8 \mu\text{g l}^{-1}$ ab. Auf den drei letzten Stationen, im offenen Ozean, waren die Chl *a*-Konzentrationen in den oberen 40 m deutlich geringer, zeigten aber eine zunehmende Tendenz. Während auf St. 67 in 15 m Tiefe $0.71 \mu\text{g l}^{-1}$ gemessen wurden, lag der Chl *a*-Gehalt auf der darauffolgenden St. 70 bei $0.8 \mu\text{g l}^{-1}$ und erreichte auf der letzten Station der Studie (St. 73) einen maximalen Wert von $1.31 \mu\text{g l}^{-1}$.

Die Chl *a*-Konzentration integriert über die jeweilige Tiefe, in der sich die Sinkstoffalle befand (Tab. 3.3), variierten zwischen 16.3 mg m^{-2} und 76.9 mg m^{-2} (Abb. 5.7). Die höchsten Werte wurden entsprechend der absoluten Konzentrationen im Küstenauftrieb gemessen (St. 15). Im weiteren Verlauf nahmen die Chl *a*-Gehalte zunächst kontinuierlich ab und erreichten auf St. 28 die geringste Konzentration während der gesamten Untersuchung. Bis zur St. 52 stiegen die Chl *a*-Werte stetig an und erreichten hier 50.7 mg m^{-2} . Auf den letzten drei Stationen der Driftstudie wurden $30.5 - 52.2 \text{ mg m}^{-2}$ gemessen, wobei ebenfalls entsprechend der absoluten Chl *a*-Konzentrationen eine zunehmende Tendenz während dieser letzten drei Untersuchungstage detektiert wurde.

Die über die oberen 25 m der Wassersäule integrierten **größenfraktionierten Chl *a***-Gehalte (Abb. 5.8) lagen zwischen 10.5 mg m^{-2} und 68.3 mg m^{-2} und zeigten den gleichen Verlauf wie das über die Tiefe der Sinkstoffalle integrierte Gesamtchlorophyll. Die hohen Werte der Größenfraktionierungen vor allem während der ersten vier Untersuchungstage zeigten deutlich die Konzentrierung des Chl *a*-Bestandes auf die oberen 25 m der Wassersäule.

Wie aus der **Vertikalverteilung des größenfraktionierten Chl *a*** (Abb. 5.9) ersichtlich ist, dominierte zunächst die Fraktion $> 20 \mu\text{m}$ den Chl *a*-Bestand. Auf den ersten drei Stationen (St. 15, St. 18, St. 22) waren sie mit 60.0 - 61.5 % am integrierten Chl *a* (über 25 m) vertreten und weitgehend einheitlich über die oberen 25 m verteilt. Die Größenfraktion 5 - $20 \mu\text{m}$ machte hier 24.9 - 29.3 % des Chl *a*-Bestandes aus und war hauptsächlich unterhalb von 25 m Tiefe bedeutend. Zellen zwischen 2 - $5 \mu\text{m}$ stellten 1.7 - 7.2 % und das Picoplankton ($< 2 \mu\text{m}$) 5.7 - 8.8 % des Chl *a*. Im weiteren Verlauf änderte sich dieses Bild abrupt. Auf St. 28 trug das Mikroplankton lediglich 8.4 % zum Chl *a*-Bestand bei. Hier dominierte das Picoplankton mit 47.6 %. Das

Nanoplankton war weiterhin erheblich am Gesamtchlorophyll beteiligt, wobei die Größenfraktion zwischen 2 - 5 μm 13.1 - 26.2 % und die Größenfraktion zwischen 5 - 20 μm 16.2 - 45.0 % des Chl a stellten. Ab St. 41 war das Mikroplankton nicht mehr im Chl a-Bestand vertreten. Die letzten drei Stationen zeigten noch deutlicher die Dominanz des Picoplanktons (53.3 - 61.2 %). Während in dieser Gruppe eine abnehmende Tendenz deutlich wurde, war in den drei anderen Größenklassen kein einheitlicher Trend zu erkennen.

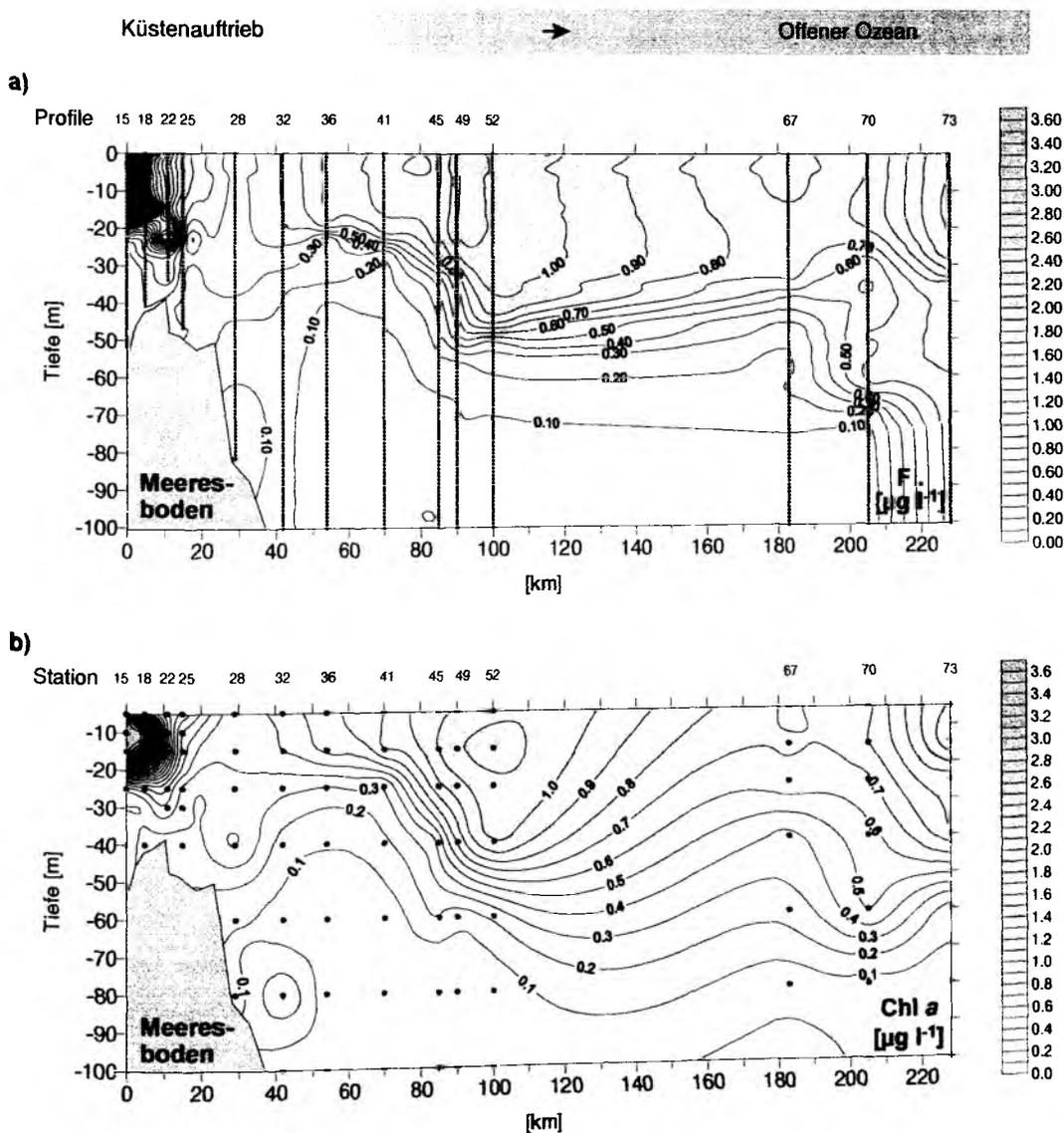


Abb. 5.6a+b *In situ* Chl a-Fluoreszenz (a) und fluorometrisch ermittelte Chl a-Konzentration (b) jeweils in $\mu\text{g l}^{-1}$ in den oberen 100 m der Wassersäule entlang der Drifttrajektorie während der Expedition SONNE 120.

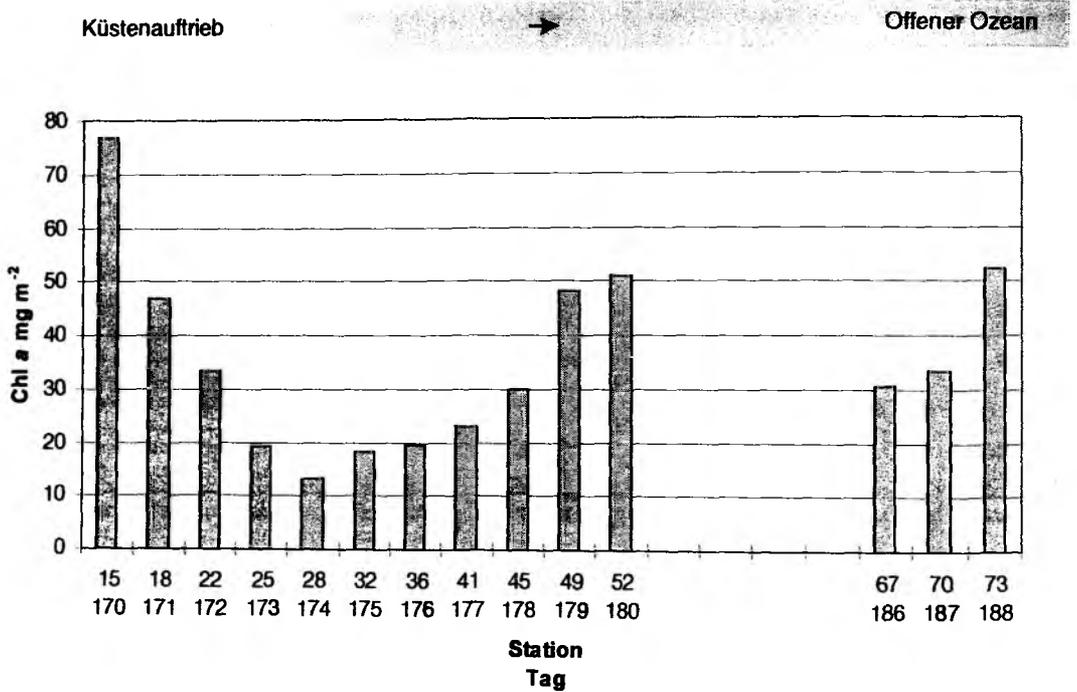


Abb. 5.7 Chl a-Konzentration in mg m⁻² integriert über die Tiefe der Sinkstoffalle entlang der Drifttrajektorie während der Expedition SONNE 120.

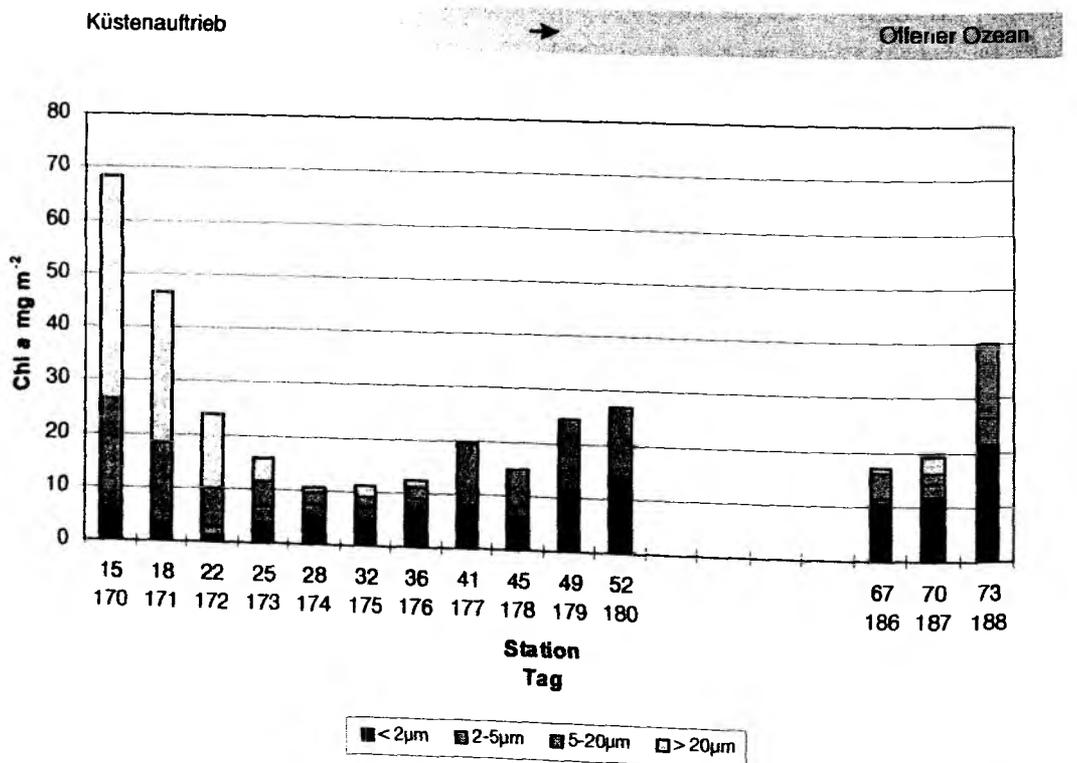


Abb. 5.8 Größenfraktionierte Chl a-Konzentration in mg m⁻² integriert über die oberen 25 m der Wassersäule entlang der Drifttrajektorie während der Expedition SONNE 120.

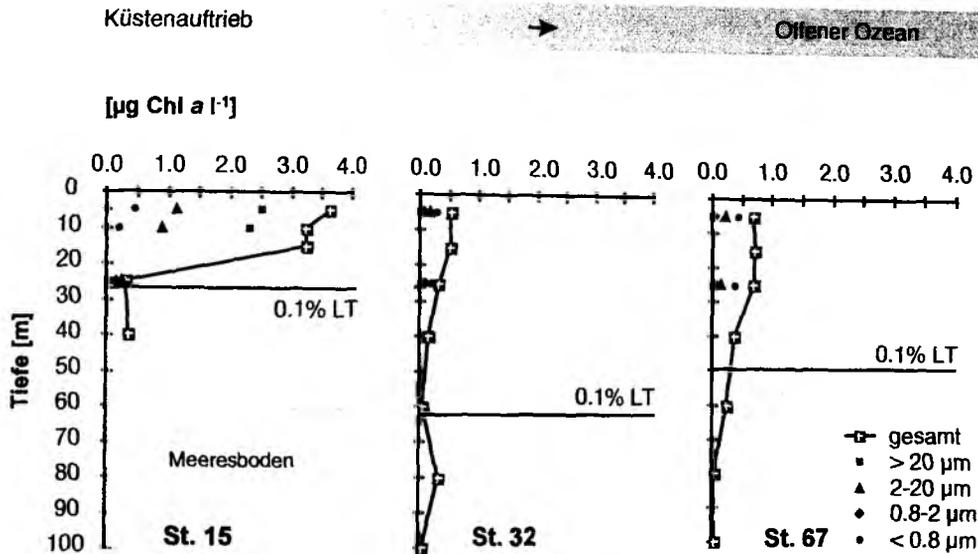


Abb. 5.9 Größenfraktionierte Chl *a*-Konzentration in $\mu\text{g l}^{-1}$ in den oberen 100 m der Wassersäule auf ausgewählten Stationen entlang der Drifttrajektorie während der Expedition SONNE 120.

Die aus den **Chlorophyll *a*-Äquivalenten** berechnete prozentuale Zusammensetzung der Phytoplanktongemeinschaft (Abb. 5.10) zeigte zu Beginn der Driftstudie, entsprechend der Bedeutung der Zellen $> 20 \mu\text{m}$ in der Größenfraktionierung des Chl *a*, eine deutliche Dominanz der Bacillariophyceen. Diese waren mit zunächst 75 % des Gesamtchlorophylls wichtigste Algengruppe. Zweithäufigste Gruppe waren die μ -Flagellaten, die 14 % des Chl *a* ausmachten. Dinophyceen, Prymnesiophyceen und Chrysophyceen waren mit maximal 5 % von untergeordneter Bedeutung. Beginnend mit St. 28 zeigte sich ein deutlicher Wechsel in der Phytoplanktonzusammensetzung. Im weiteren Verlauf nahm die Bedeutung der Bacillariophyceen kontinuierlich ab. Gleichzeitig war eine Zunahme der μ -Flagellaten zu verzeichnen. Auf St. 25 stellten die μ -Flagellaten 43 % des Gesamtchlorophyll und waren damit bedeutendste Algengruppe. Die Bacillariophyceen machten hier nur noch 35 % des Chl *a* aus. Dinophyceen und Chrysophyceen zeigten keine auffälligen Änderungen, während nun aber die Prymnesiophyceen mit 13 % dritt wichtigste Algengruppe waren. Der Umschwung in der prozentualen Beteiligung am Chl *a*-Bestand von den Bacillariophyceen zu den μ -Flagellaten war dann auf St. 28 am deutlichsten. Hier stellten die μ -Flagellaten 70 % des Gesamtchlorophylls, während die Bacillariophyceen nur noch 12 % ausmachten. Die drei anderen Gruppen zeigten weiterhin keine auffälligen Veränderungen in ihrer Beteiligung am Chl *a*. Nach dieser Phase des Driftexperimentes nahmen die Bacillariophyceen weiter an Bedeutung ab. Auf St. 52 waren sie lediglich mit 6 % am Chl *a*-Bestand beteiligt und damit etwa gleichbedeutend mit den Dinophyceen (5 %) und den Chrysophyceen (6 %). Die μ -Flagellaten dominierten weiterhin deutlich mit 70 % des Gesamtchlorophylls das Phytoplankton. Die Prymnesiophyceen waren während dieser Phase stets zweitwichtigste Algengruppe und stellten auf dieser Station (St. 52) 13 % des Chl *a*-Bestandes.

Auf den drei letzten Stationen, im offenen Ozean, zeigte sich ein ganz anderes Bild. Die μ -Flagellaten waren zwar weiterhin mit 43 - 54 % des Chl *a*-Bestandes dominierende Algengruppe, zeigten aber im weiteren Verlauf eine abnehmende Tendenz. Die Beteiligung der Bacillariophyceen am Gesamtchlorophyll nahm wieder zu und auf St. 73 waren sie mit 20 % erneut zweitwichtigste Gruppe. Die Bedeutung der Dinophyceen nahm von 8 % auf 12 % zu, die der Prymnesiophyceen von 15 % auf 18 %. Lediglich in der Beteiligung der Chrysophyceen am Chl *a*-Bestand war eine Abnahme von 10 % auf 8 % zu verzeichnen.

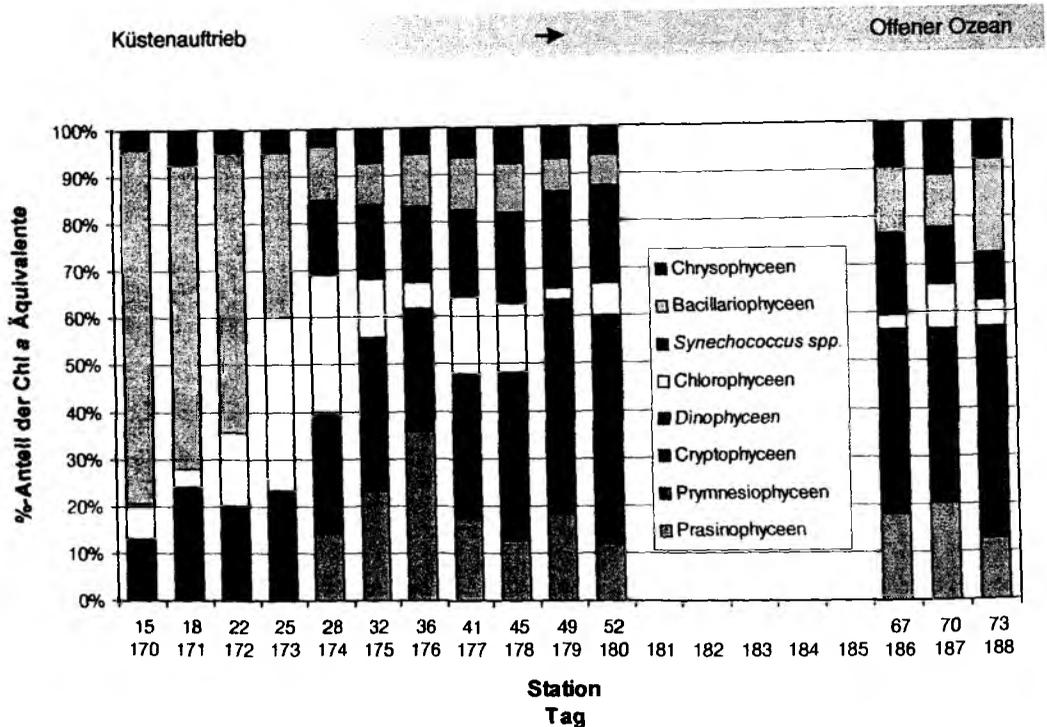


Abb. 5.10 Prozentuale Anteile der Phytoplanktonklassen an den Chl *a*-Äquivalenten integriert über die jeweilige Tiefe der Sinkstoffalle entlang der Drifttrajektorie während der Expedition SONNE 120.

Auf allen Stationen wurden die Markerpigmente für Bacillariophyceen, Dinophyceen, Prymnesiophyceen, Chrysophyceen, Chlorophyceen und Cryptophyceen gefunden, während die Markerpigmente für die Cyanophyceen (hier *Synechococcus* spp.) und die Prasinophyceen erst ab St. 28 vorgefunden wurden. Die **Vertikalverteilung der Chlorophyll *a*-Äquivalente** der einzelnen Phytoplanktongruppen ist exemplarisch für drei typische Stationen im Verlauf der Driftstudie in Abb. 5.11 dargestellt. Diese drei Stationen (St. 15, St. 32, St. 67) werden im folgenden näher beschrieben. Zu Beginn der Untersuchung (St. 15) zeigte sich die deutliche Dominanz der Bacillariophyceen und eine Konzentration der Chlorophyll *a*-Äquivalente in den oberen 15 m der Wassersäule. Sie erreichten in diesem Tiefenhorizont maximal $1.48 \mu\text{g Chl } a\text{-Äquivalente l}^{-1}$, was 82 % des Gesamtchlorophylls entsprach. In 25 m stieg der Chl *a*-Anteil der Prymnesiophyceen deutlich an, mit $0.8 \mu\text{g Chl } a\text{-Äquivalente l}^{-1}$ bzw. 38 % dominierten sie sogar den Chl *a*-Bestand.

Die Bacillariophyceen machten hier 36 % und die Chrysophyceen 10 % des Gesamtchlorophylls aus. In 40 m Tiefe dominierten wieder die Bacillariophyceen mit 52 % den Chl *a*-Bestand, die Prymnesiophyceen waren zweitwichtigste Gruppe. Der Chl *a*-Anteil der Dinophyceen stieg von vorher 1 - 5 % auf 9 % an und die Chrysophyceen stellten 8 %. Des Chl *a*. Cryptophyceen und Chlorophyceen konnten in dieser Tiefe nicht mehr nachgewiesen werden.

Auf St. 28 war die Chl *a*-Konzentration wesentlich geringer als auf den vorangegangenen Stationen (Abb. 5.6a+b). In den oberen 25 m dominierten die Chlorophyceen mit 0.17 - 0.18 µg Chl *a*-Äquivalente l⁻¹ bzw. 40 - 51 % den Chl *a*-Bestand. Bacillariophyceen und Cyanophyceen waren mit jeweils 11 - 17 % gleichbedeutend, wobei die maximalen Chl *a*-Äquivalente l⁻¹ der Bacillariophyceen in 25 m, die der Cyanophyceen in 5 m gefunden wurden. Die Cryptophyceen waren mit 0.03 - 0.04 µg Chl *a*-Äquivalente l⁻¹ bzw. 10 - 11 % die nächst bedeutende Gruppe. In 40 m Tiefe dominierten die Prasinophyceen mit 41 % deutlich den Chl *a*-Bestand. Die Cyanophyceen waren mit 0.08 µg Chl *a*-Äquivalente l⁻¹ bzw. 23 % zweitwichtigste Gruppe. In 60 m Tiefe hingegen dominierten die Bacillariophyceen mit 0.02 µg Chl *a*-Äquivalente l⁻¹ (46 %). Die Chrysophyceen waren mit 40 %, die Prymnesiophyceen mit 14 % am Gesamtchlorophyll beteiligt. Alle anderen Gruppen konnten hier nicht mehr nachgewiesen werden.

Während der letzten drei Tage zeigte sich das System anhand der Chl *a*-Äquivalente der einzelnen Gruppen recht divers. Auf St. 67 waren alle Gruppen nahezu einheitlich in den oberen 25 m verteilt. Lediglich die Chl *a*-Äquivalente der Chlorophyceen nahmen mit der Tiefe ab, und unterhalb von 40 m konnte diese Gruppe nicht mehr nachgewiesen werden. Die höchsten Konzentrationen der Chl *a*-Äquivalente erreichten die Cyanophyceen in 5 m mit 0.11 µg l⁻¹. In 40 m Tiefe nahm die Beteiligung der Bacillariophyceen und der Prasinophyceen am Chl *a* deutlich zu und sie stellten mit 22 % bzw. 28 % den Hauptanteil am Gesamtchlorophyll. In 60 m Tiefe nahm die Chl *a*-Konzentration noch weiter ab und die Cryptophyceen waren hier mit 0.04 µg Chl *a*-Äquivalente l⁻¹ bzw. 22 % des Chl *a* die wichtigste Algengruppe.

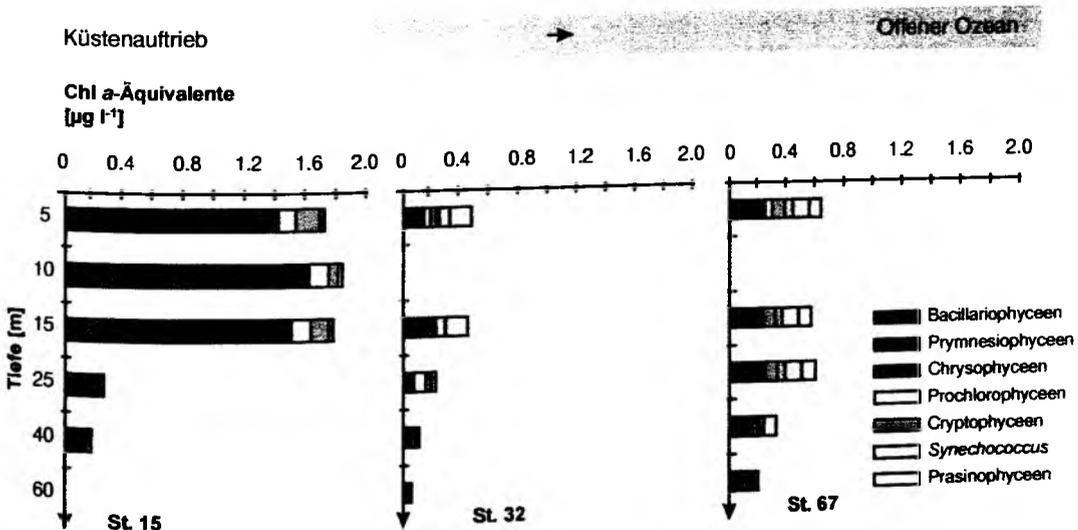


Abb. 5.11 Chl *a*-Äquivalente der einzelnen Phytoplanktonklassen in µg l⁻¹ in den beprobten Tiefen an drei ausgewählten Stationen entlang der Drifttrajektorie während der Expedition SONNE 120.

Die lichtmikroskopischen Zählungen ergaben **Phytoplanktonkohlenstoffmengen** (PPC, Abb. 5.12) von 940.5 mg m^{-2} (St. 36) bis 5183.0 mg m^{-2} (St. 15). Die prozentualen Anteile der verschiedenen Klassen am PPC (Abb. 5.12) wichen z.T. leicht von denen am Chl *a* ab (Tab. 5.1), zeigten aber grundlegend die gleichen Tendenzen. Der Gesamt-PPC nahm bis zur St. 36 (s.o.) kontinuierlich ab und erreichte hier die geringste PPC-Menge der gesamten Driftstudie. Er stieg dann im weiteren Verlauf stetig an und stellte auf St. 52 die zweithöchste PPC-Biomasse (3724.9 mg m^{-2}) der gesamten Untersuchung. Auf den drei letzten Stationen der Studie war dann erneut eine Zunahme der PPC-Menge von 1719.9 mg m^{-2} (St. 67) auf 2805.1 mg m^{-2} (St. 73) zu verzeichnen.

Es konnten während der gesamten Studie 41 Bacillariophyceennarten bestimmt und zusätzlich mehrere zentrale und pennate Arten identifiziert werden. Die Dinophyceen waren durch sieben, die Chrysophyceen durch zwei Arten und die Prymnesiophyceen lediglich durch eine Art vertreten. Die μ -Flagellaten, hier die Gruppen Chlorophyceen, Cryptophyceen, Prasinophyceen und Cyanophyceen zusammengefaßt, konnten unter dem Lichtmikroskop nicht genauer identifiziert werden.

Die Bacillariophyceen waren zu Beginn der Studie durch 14 Arten vertreten, die jeweils über die oberen 40 m der Wassersäule integrierte Zellzahlen von $> 100 \times 10^3 \text{ l}^{-1}$ aufwiesen. Aufgelistet nach ihrem quantitativen Vorkommen waren es folgende Arten: *Chaetoceros pseudocurvisetus*, *Nitzschia sereata*, *Pseudonitzschia* sp., *Nitzschia* sp., *Thalassiotrix nitzschioides*, *Lauderia* sp., *Rhizosolenia stolterfothii*, *Bacteriastrum* sp., *Chaetoceros curvis*, *Ceratulina bergonii*, *Leptrocylindricus* sp., *Guinardia* sp., *Eucampia* sp. und *Thalassiotrix* spp.. *Chaetoceros pseudocurvisetus*, *Ceratulina bergonii* und *Nitzschia sereata* waren stets die bedeutendsten Arten während der gesamten Driftstudie. Die hohen Zellzahlen (hier nicht dargestellt) nahmen im Verlauf der Untersuchung stetig ab. Auf St. 28 war lediglich *Ceratulina bergonii* mit $> 100 \times 10^3$ Zellen l^{-1} vertreten (209×10^3 Zellen l^{-1}). Erst auf den drei Stationen im offenen Ozean nahmen die Zellzahlen der Bacillariophyceen konform zu ihrer PPC-Biomasse wieder zu.

Im Vergleich zu dem mit der HPLC ermittelten Chi *a*-Anteil stellten die Bacillariophyceen während des gesamten Untersuchungszeitraumes einen höheren Beitrag am PPC und waren bezogen auf beide Biomasseparameter (Chl *a* und PPC) stets die dominierende Gruppe. Der beschriebene Übergang von der Bedeutung der Bacillariophyceen zu den μ -Flagellaten (s. HPLC-Untersuchungen) auf St. 28 zeigte sich jedoch im PPC noch deutlicher. Während auf der Station davor (St. 25) die Bacillariophyceen 75 % der PPC-Biomasse stellten, waren es auf St. 28 lediglich 35 %. Entsprechend stieg der prozentuale Anteil der μ -Flagellaten am PPC von 24 % auf 68 % an. Die maximalen Zellzahlen der μ -Flagellaten auf St. 49 und St. 52 entsprachen gleichzeitig ihrem höchsten prozentualen Anteil am PPC von jeweils 95 %.

Die Dinophyceen waren zunächst durch *Prorocentrum* sp., *Peridinium* spp. und *Ceratium furca* vertreten. Im weiteren Verlauf kamen v.a. *Dinophysis* sp., *Ceratium* sp. und *Ceratium candelabrum* hinzu. Ihre größte Artendiversität und ihre höchsten Zellzahlen erreichten sie auf St. 70, stellten aber nur 4 % des PPC. Ihre maximale Beteiligung am PPC mit 6 % erreichten sie auf St. 41. Während des gesamten Driftexperimentes kam dieser Gruppe bezogen auf den PPC keine besondere Bedeutung zu.

Phaeocystis pouchetii (Prymnesiophyceen) stellte stets < 1 % des PPC und war damit während der gesamten Driftstudie von untergeordneter Bedeutung. Ebenfalls eine sehr geringe Beteiligung an der PPC-Biomasse stellten die Chrysophyceen. Die beiden Vertreter dieser Gruppe, *Distephanus* sp. und *Dactyocha fibula*, machten ebenfalls < 1 % des PPC aus. Einzige Ausnahme bildete St. 73, hier waren die Chrysophyceen mit 1 % am PPC beteiligt.

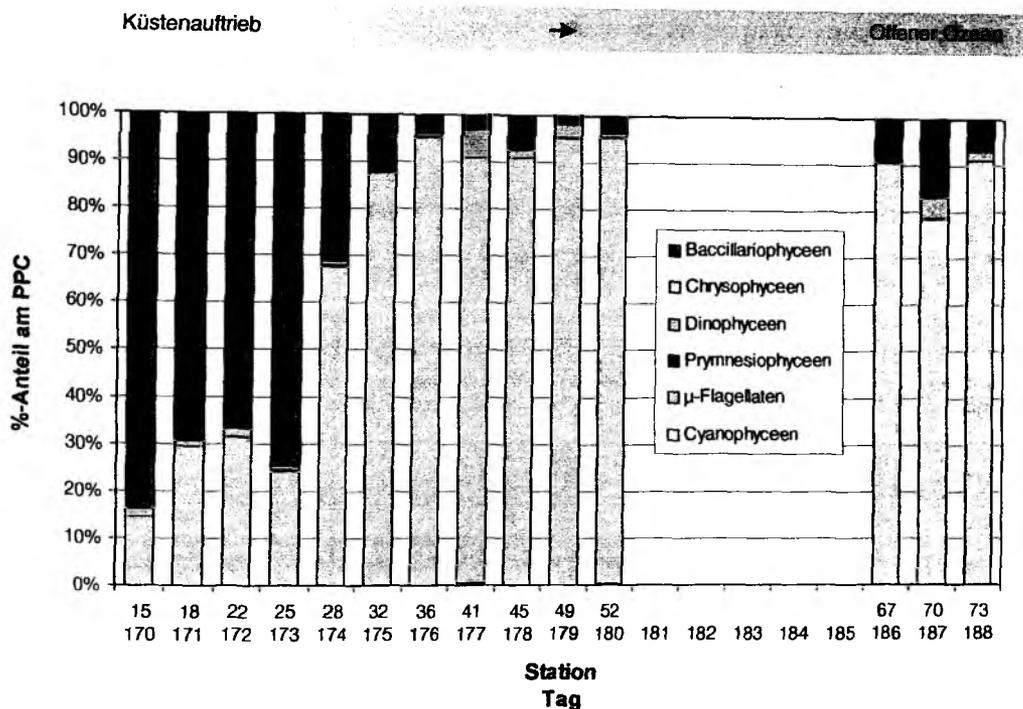


Abb. 5.12 Prozentuale Anteile der Phytoplanktongruppen (UTERMÖHL-Mikroskopie) am Phytoplanktonkohlenstoff (PPC) integriert über die jeweilige Tiefe der Sinkstoffalle entlang der Drifttrajektorie während der Expedition SONNE 120.

Die POC- und PON-Werte in den oberen 100 m der Wassersäule (Abb. 5.13 und Abb. 5.14) lagen zwischen $50.69 \mu\text{g POC l}^{-1}$ und $330.87 \mu\text{g POC l}^{-1}$ bzw. $7.98 \mu\text{g PON l}^{-1}$ und $54.60 \mu\text{g PON l}^{-1}$. Die Minima wurden jeweils auf St. 32 und die Maxima auf St. 15 (POC) bzw. St. 18 (PON) gemessen. Das molare C:N-Verhältnis entlang der Drifttrajektorie lag in den oberen 50 m der Wassersäule zwischen 4.51 und 9.44 (Abb. 5.15) und zeigte während der Untersuchungsperiode eine abnehmende Tendenz. Die über die Tiefe der Sinkstoffalle (50 m) integrierten POC- und PON-Werte² (hier nicht dargestellt) lagen bei $4415 - 8638 \text{ mg m}^{-2}$ (POC) bzw. $717 - 1668 \text{ mg m}^{-2}$ (PON). Die minimalen integrierten POC- und PON-Werte wurden jeweils auf St. 22 detektiert. Die maximalen POC-Werte wurden auf St. 15 und die höchsten PON-Werte auf St. 52 gemessen. Das molare C:N-Verhältnis der integrierten Werte (hier nicht dargestellt) lag zwischen 5.23 und 7.48.

Aufgrund der geringen Wassertiefen:

² POC/PON integriert über 40 m: St. 15, St. 18, St. 25; bzw. über 30 m: St. 22

Tab. 5.1 Vergleich Phytoplanktonkohlenstoff (PPC) und Chi *a* (mittels HPLC-Analyse) jeweils in mg m^{-2} integriert über die oberen 60 m der Wassersäule (St. 15, St. 18 und St. 25 über 40 m; St. 22 über 30 m) entlang der Driftrajektorie während der Expedition SONNE 120.

ST.		BACILLARIOPHYCEEN		DINOPHYCEEN		PRYMNESIOPHYCEEN		CHRYSOPHYCEEN		μ -FLAGELLATEN	
		PPC	Chl <i>a</i>	PPC	Chl <i>a</i>	PPC	Chl <i>a</i>	PPC	Chl <i>a</i>	PPC	Chl <i>a</i>
15	mg m^{-2}	4333.10	28.88	81.67	0.71	0.17	1.88	10.93	1.57	758.13	5.33
	%	83	75	2	2	<1	5	<1	4	15	14
18	mg m^{-2}	2015.00	6.87	40.05	0.51	1.67	1.99	0	0.77	853.92	0.49
	%	70	64	1	5	<1	19	0	7	29	5
22	mg m^{-2}	1466.85	7.81	35.88	0.36	2.54	1.21	0.74	0.65	691.94	3.12
	%	67	60	2	3	<1	9	<1	5	31	23
25	mg m^{-2}	1004.96	5.07	12.10	0.56	4.01	1.89	0.37	0.70	325.67	6.30
	%	75	35	1	4	<1	13	<1	5	24	43
28	mg m^{-2}	458.15	2.16	11.00	0.95	5.71	1.72	1.11	0.68	997.88	13.51
	%	31	12	1	5	<1	9	<1	4	68	70
32	mg m^{-2}	149.71	1.17	2.89	0.48	3.67	1.96	0.62	0.95	1097.59	8.56
	%	12	9	<1	4	<1	15	<1	7	88	65
36	mg m^{-2}	36.98	1.57	6.05	0.58	2.95	1.65	0	0.83	894.48	9.87
	%	4	11	1	4	<1	11	0	6	95	68
41	mg m^{-2}	60.68	1.83	115.03	0.81	2.57	2.05	2.15	1.05	1799.46	10.99
	%	3	11	6	5	<1	12	<1	6	91	66
45	mg m^{-2}	149.06	3.27	30.80	1.64	2.71	4.04	0.99	2.46	1849.19	20.38
	%	7	10	2	5	<1	13	<1	8	91	64
49	mg m^{-2}	68.69	2.65	98.66	2.88	4.87	4.11	1.91	2.75	3444.25	27.54
	%	2	7	3	7	<1	10	<1	7	95	69
52	mg m^{-2}	129.90	3.14	30.2	2.73	11.11	6.34	3.09	3.08	3550.57	34.89
	%	4	6	1	5	<1	13	<1	6	95	70
67	mg m^{-2}	145.92	3.56	7.30	2.04	7.18	4.03	2.47	2.49	1557.03	13.96
	%	9	14	<1	8	<1	15	<1	10	91	53
70	mg m^{-2}	408.49	3.41	110.8	3.11	5.91	4.33	10.93	3.48	1975.75	16.62
	%	16	11	4	10	<1	14	<1	11	80	54
73	mg m^{-2}	178.31	7.30	53.08	4.57	1.49	6.54	13.03	3.00	2559.19	16.02
	%	6	20	2	12	<1	18	1	8	91	43

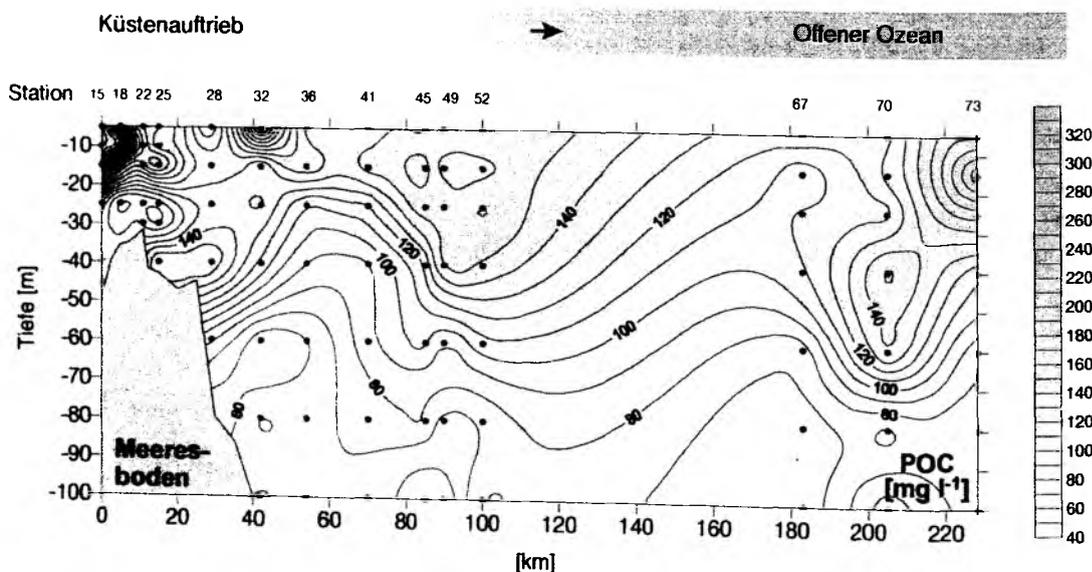


Abb. 5.13 Partikulärer organischer Kohlenstoff (POC) in mg l^{-1} in den oberen 100 m der Wassersäule entlang der Driftrajektorie während der Expedition SONNE 120.

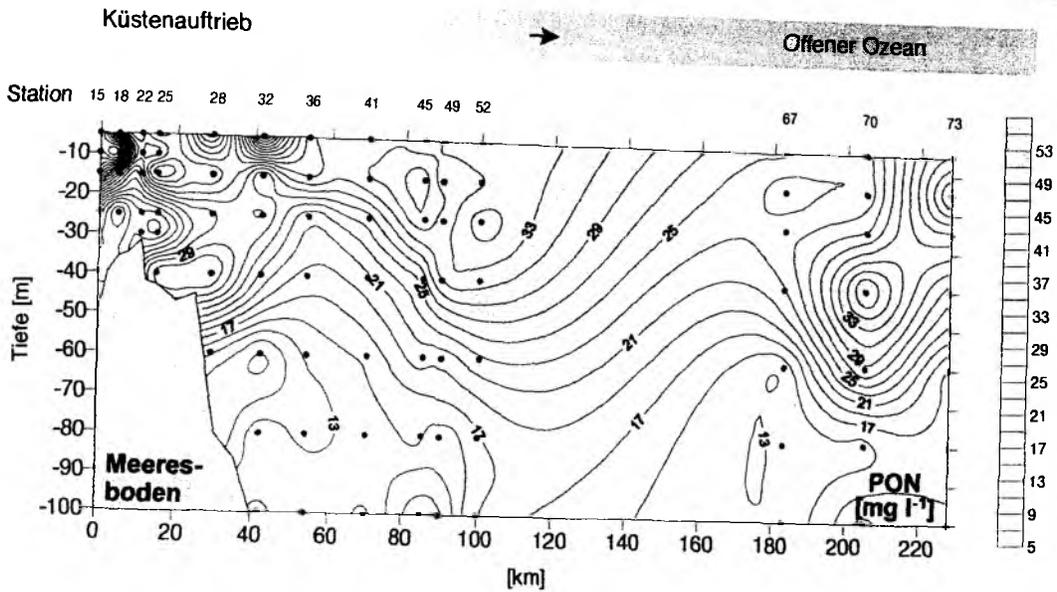


Abb. 5.14 Partikulärer organischer Stickstoff (PON) in mg l^{-1} in den oberen 100 m der Wassersäule entlang der Driftrajektorie während der Expedition SONNE 120.

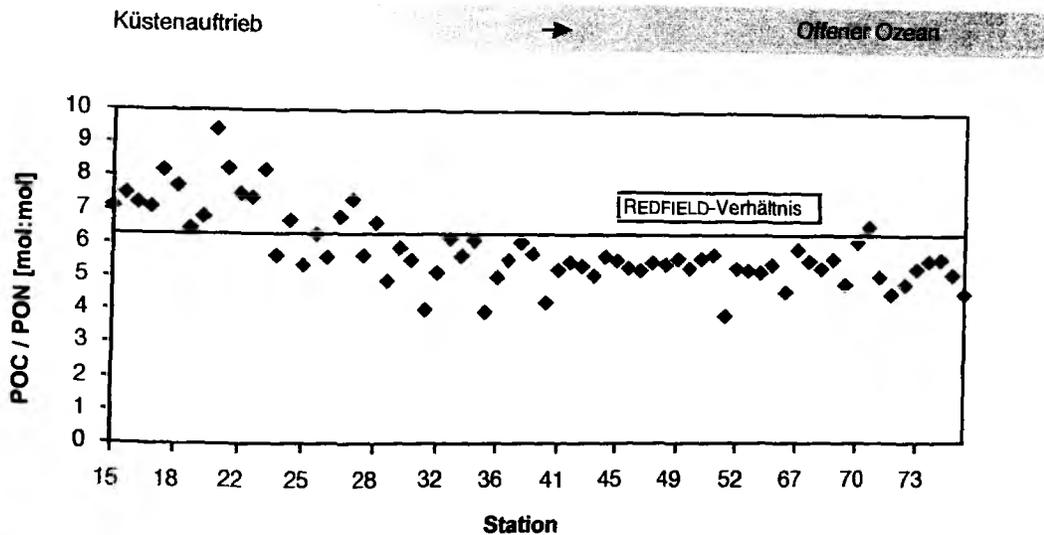


Abb. 5.15 Das molare C:N-Verhältnis entlang der Driftrajektorie während der Expedition SONNE 120. Aufgetragen sind für jede Station jeweils die Meßwerte der oberen 50 m der Wassersäule.

Abb. 5.16 stellt die Entwicklung der Konzentration des **biogenen partikulären Silikats** (PSi) während der Driftstudie dar. Die beobachtete Dominanz der Bacillariophyceen zu Beginn der Untersuchung und ihre Abnahme im weiteren Verlauf spiegelt sich deutlich in der PSi-Verteilung wider. Auf den ersten beiden Stationen wurden die höchsten PSi-Konzentrationen der gesamten Studie von bis zu $101.14 \mu\text{g l}^{-1}$ in den oberen 15 m der Wassersäule gemessen. Darunter fielen die PSi-Werte stark ab und betrugen in 40 m $< 30 \mu\text{g l}^{-1}$. Auf St. 28 waren die Werte in der gesamten Wassersäule $< 20 \mu\text{g l}^{-1}$ und sanken im weiteren Verlauf stetig ab. Auf St. 49 und St. 52 wurden

noch einmal leicht erhöhte Konzentrationen in den oberen 40 m detektiert, wobei sich ein Maximum von $17.64 \mu\text{g l}^{-1}$ in 40 m Tiefe (St. 52) befand. Während der letzten drei Untersuchungstage wurde eine leichte Konzentrationszunahme in den oberen 25 m beobachtet. Maximale Werte lagen auf St. 73 in 40 m Tiefe ($13.99 \mu\text{g l}^{-1}$). Die über die Tiefe der Sinkstoffalle (50 m) integrierten PSi-Werte³ (hier nicht dargestellt) variierten zwischen 381 mg m^{-2} (St. 67) und 2217 mg m^{-2} (St. 18).

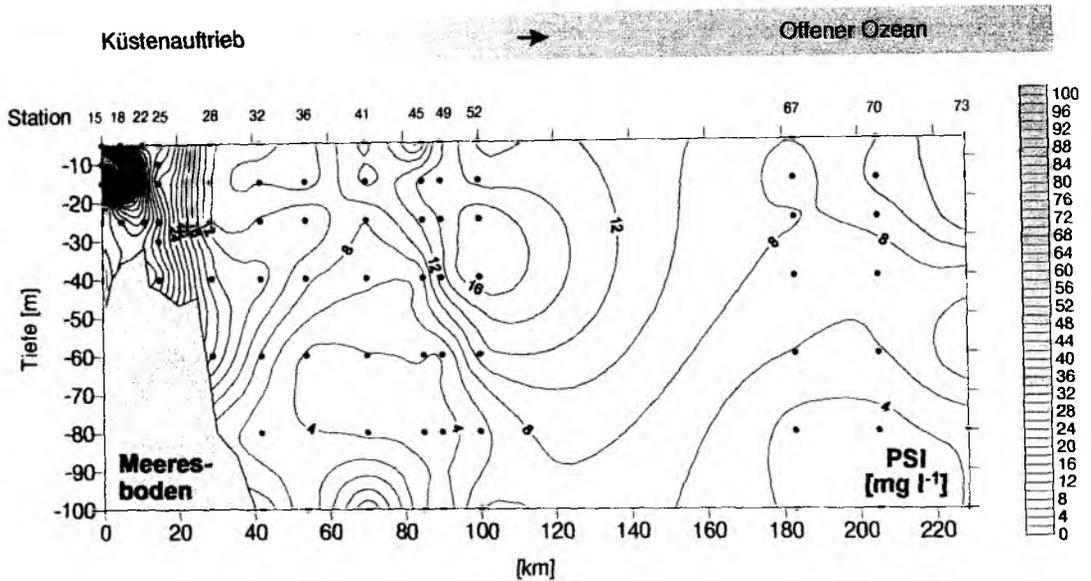


Abb. 5.16 Biogenes partikuläres Silikat (PSi) in mg l^{-1} in den oberen 100 m der Wassersäule entlang der Driftrajektorie während der Expedition SONNE 120.

5.3.3 Coccolithophoriden

5.3.3.1 Zellzahlen

Die Ergebnisse zur Bestimmung der Coccolithophoridenzellzahlen der beiden eingesetzten Methoden, **UTERMÖHL-Mikroskope (UTM)** und **Rasterelektronenmikroskopie (REM)**, zeigen eine sehr gute Übereinstimmungen. In der euphotischen Zone fanden sich Coccolithophoridenzellzahlen von $0.6 - 220 \times 10^3 \text{ l}^{-1}$ (Abb. 5.17a+b). Die Zellzahlen nahmen im Zuge der Untersuchung kontinuierlich zu und erreichten auf St. 52 in 15 m Tiefe nach beiden Zählmethoden ihre maximale Konzentration. Auf den letzten drei Stationen waren die Zellzahlen wieder geringer, ließen aber keinen einheitlichen Trend erkennen. Zu Beginn der Untersuchung bis zur St. 28 wurden mittels Rasterelektronenmikroskopie in der untersuchten Wassersäule in allen Tiefen annähernd gleiche Zellzahlen beobachtet. Im Verlauf des Driftexperimentes wurden jedoch deutliche Unterschiede in den verschiedenen Tiefenhorizonten sichtbar. Hier konzentrierten sich die größten Abundanzen auf die oberen 25 m und nahmen ab 30 m bzw. 40 m stark ab. Diese Beobachtung war anhand der UTERMÖHL-Zählungen nicht so deutlich ausgeprägt. Auffällig war weiterhin, daß mit der UTERMÖHL-

³ PSi integriert über 40 m: St. 15, St. 18, St. 25; bzw. über 25 m: St. 22

Methode bei einem geringeren ausgezählten Volumen (UTM: 50 ml) gegenüber der Rasterelektronenmikroskopie (REM: ca. 100 ml) trotzdem deutlich höhere Zählwerte erreicht wurden. Bei geringen Zellzahlen, die mittels REM erfaßt werden konnten, wurden mit der UTERMÖHL-Methode keine Coccolithophoriden mehr erkannt. Es sei darauf hingewiesen, daß Zählungen aus 80 m Tiefe nur für die Untersuchungen mit dem REM vorliegen.

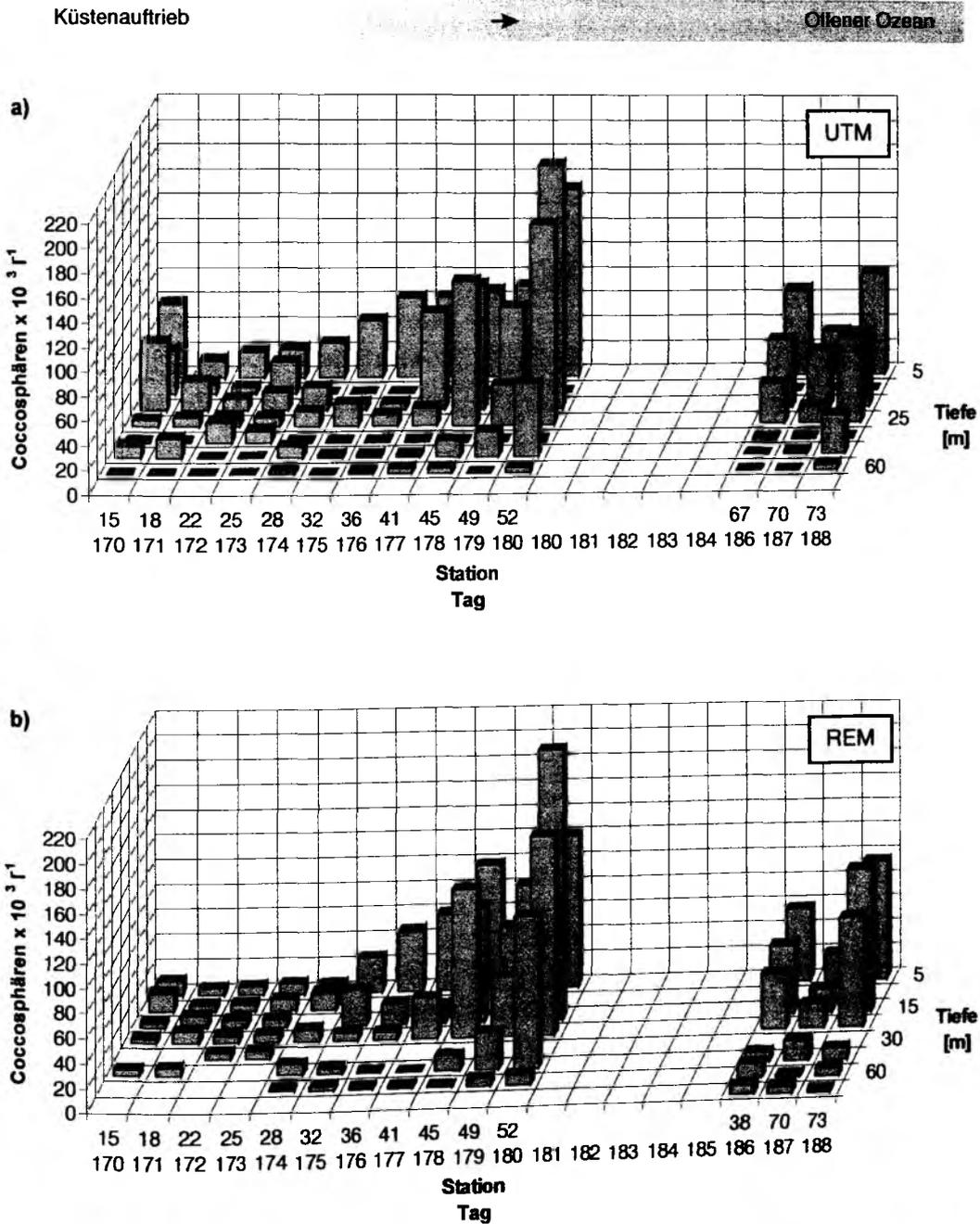


Abb. 5.17a+b Coccolithophoridenzellzahlen [Coccosphären x 10³ l⁻¹] analysiert mittels a) UTERMÖHL- und b) Rasterelektronenmikroskopie (UTM bzw. REM) in verschiedenen Tiefen der euphotischen Zone entlang der Drifttrajektorie während der Expedition SONNE 120.

5.3.3.2 Artenzusammensetzung

Die Ergebnisse zu Vorkommen und Häufigkeiten aller im westlichen Arabischen Meer zur Zeit des SW-Monsuns beobachteten Arten (Tab. 5.2) stützen sich im vorliegenden Fall auf 73 Proben innerhalb der euphotischen Zone über die Dauer des 19-tägigen Driftexperimentes (Kap. 3.1.2). Während der Untersuchung konnten insgesamt 40 Coccolithophoridenarten unter dem Raster-elektronenmikroskop identifiziert werden. Den Hauptanteil stellten die Heterococcolithophoriden mit 38 Arten aus 8 Familien und 21 Gattungen (Tab. 5.2). Dagegen wurden nur zwei Holococcolithophoriden aus zwei Gattungen der Familie der Calyptosphaeraceen erkannt und waren somit während der gesamten Studie von untergeordneter Bedeutung.

Gephyrocapsa oceanica KAMPTNER [1943] (Tafel I) dominierte allgemein das Epipelagial während der gesamten Untersuchungsperiode. Der prozentuale Anteil dieser Art lag zwischen 35 % und 100 %, wobei mit der Tiefe sowohl die absoluten Abundanzen als auch der prozentuale Anteil an der gesamten Coccolithophoridenflora geringer wurde. Ebenso nahm im Verlauf der Untersuchung der prozentuale Anteil von *G. oceanica* ab und somit die Artenvielfalt zu. Die größte Artendiversität zeigte sich stets im unteren Bereich der euphotischen Zone (30 m bzw. 40 - 80 m), wobei maximal zehn Arten pro Tiefe beobachtet wurden.

Neben *G. oceanica* waren die vier Arten *Emiliana huxleyi* var. *huxleyi* (LOHMANN, 1902) HAY & MOHLER, in HAY *et al.* [1967], *Calciopappus rigidus* HEIMDAL, in HEIMDAL & GAARDER [1981], *Florisphaera profunda* OKADA & HONJO [1973] und *Calciosolenia murrayi* GRAN [1912] mit Individuenzahlen $> 1000 \text{ l}^{-1}$ maßgeblich an der Zusammensetzung der Coccolithophoridenflora beteiligt. Hinzu kamen Arten der Gattungen *Syracosphaera* und *Umbellosphaera* (> 600 Zellen l^{-1}). Die Arten *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN, 1898) LOEBLICH & TAPPAN [1978] f. *leptoporus* (Tafel IIa), *Algirosphaera robusta* (LOHMANN, 1902) NORRIS [1984] und *Umbilicosphaera sibogae* (WEBER-VAN BOSSE, 1901) GAARDER [1970] var. *sibogae* erreichten maximal 281 Zellen l^{-1} , alle anderen Arten traten nur vereinzelt auf.

Emiliana huxleyi (Tafel IIb) war die zweithäufigste Art. Sie trat kontinuierlich während der gesamten Untersuchungsperiode auf und war in allen beprobten Tiefen des Epipelagials etwa gleich präsent. Maximale Zellzahlen lagen bei 7000 l^{-1} , ihre Beteiligung an der gesamten Flora der Coccolithophoriden betrug maximal 35 %. Auffällig ist, daß *E. huxleyi* auf der Station mit den höchsten Abundanzen (St. 52, Abb. 5.17a+b) zwar maximale Individuenzahlen aufwies, dies jedoch mit einem Anteil von lediglich 3 - 4 % an der Coccolithophoridenflora in den oberen 15 m seine geringste Beteiligung bedeutete.

Tab. 5.2 Artenliste der bestimmten lebenden Coccolithophoriden im Epipelagial entlang der Drift-trajektorie während der Expedition SONNE 120. Taxonomische Nomenklatur nach JORDAN & KLEIJNE [1995].

ART	FAMILIE	GATTUNG
<i>Algirosphaera robusta</i>	Rhabdosphaeraceae	Algirosphaera
<i>Calcidiscus leptoporus</i> f. <i>leptoporus</i>	Coccolithaceae	Calcidiscus
<i>Calciopappus rigidus</i>	Syracosphaeraceae	Calciopappus
<i>Calciosolenia murrayi</i>	Calciosoleniaceae	Calciosolenia
* <i>Calyptosphaera oblonga</i>	Calyptosphaeraceae	Calyptosphaera
<i>Ceratolithus cristatus</i> var. <i>cristatus</i>	Ceratolithaceae	Ceratolithus
<i>Coccolithus pelagicus</i>	Coccolithaceae	Coccolithus
<i>Cyrtosphaera cucullata</i>	Rhabdosphaeraceae	Cyrtosphaera
<i>Discosphaera tubifera</i>	Rhabdosphaeraceae	Discosphaera
<i>Emiliana huxleyi</i> var. <i>huxleyi</i>	Neolaerhabdaceae	Emiliana
<i>Florisphaera profunda</i> var. <i>elongata</i>	Genera incertae sedis	Florisphaera
<i>Florisphaera</i> sp.	Genera incertae sedis	Florisphaera
<i>Gephyrocapsa ericsonii</i>	Neolaerhabdaceae	Gephyrocapsa
<i>Gephyrocapsa oceanica</i>	Neolaerhabdaceae	Gephyrocapsa
<i>Gephyrocapsa ornata</i>	Neolaerhabdaceae	Gephyrocapsa
<i>Hayaster perplexus</i>	Coccolithaceae	Hayaster
<i>Helicosphaera carteri</i> var. <i>carteri</i>	Helicosphaeraceae	Helicosphaera
<i>Michaelsarsia elegans</i>	Syracosphaeraceae	Michaelsarsia
<i>Oolithus fragilis</i> var. <i>cavum</i>	Coccolithaceae	Oolithus
<i>Papposphaera lepida</i>	Papposphaeraceae	Papposphaera
<i>Papposphaera sarion</i>	Papposphaeraceae	Papposphaera
* <i>Periphyllophora mirabilis</i>	Calyptosphaeraceae	Periphyllophora
<i>Reticulofenestra sessilis</i>	Neolaerhabdaceae	Reticulofenestra
<i>Rhabdosphaera clavigera</i> var. <i>clavigera</i>	Rhabdosphaeraceae	Rhabdosphaera
<i>Rhabdosphaera clavigera</i> var. <i>stylifera</i>	Rhabdosphaeraceae	Rhabdosphaera
<i>Syracosphaera anthos</i>	Syracosphaeraceae	Syracosphaera
<i>Syracosphaera corrugis</i>	Syracosphaeraceae	Syracosphaera
<i>Syracosphaera halldalii</i> f. <i>halldalii</i>	Syracosphaeraceae	Syracosphaera
<i>Syracosphaera histrica</i>	Syracosphaeraceae	Syracosphaera
<i>Syracosphaera lamina</i>	Syracosphaeraceae	Syracosphaera
<i>Syracosphaera molischii</i>	Syracosphaeraceae	Syracosphaera
<i>Syracosphaera nana</i>	Syracosphaeraceae	Syracosphaera
<i>Syracosphaera nodosa</i>	Syracosphaeraceae	Syracosphaera
<i>Syracosphaera prolongata</i>	Syracosphaeraceae	Syracosphaera
<i>Syracosphaera pulchra</i>	Syracosphaeraceae	Syracosphaera
<i>Syracosphaera rotula</i>	Syracosphaeraceae	Syracosphaera
<i>Thorosphaera flabellata</i>	Syracosphaeraceae	Thorosphaera
<i>Umbellosphaera</i> spp.	Genera incertae sedis	Thorosphaera
<i>Umbilicosphaera sibogae</i> var. <i>foliosa</i>	Genera incertae sedis	Umbellosphaera
<i>Umbilicosphaera sibogae</i> var. <i>sibogae</i>	Coccolithaceae	Umbilicosphaera
	Coccolithaceae	Umbilicosphaera

* = Holococcolithophoride

Calciopappus rigidus (Tafel IIIa) trat erstmalig auf St. 28 in 10 m Tiefe mit 1.50×10^3 Zellen Γ^{-1} auf, was einem Anteil von 11 % am gesamten Coccolithophoridenbestand entsprach. Erst wieder auf St. 52 stiegen die Zellzahlen auf $> 1 \times 10^3 \Gamma^{-1}$. Hier erreichte *C. rigidus* in 15 m Tiefe seine maximale Abundanz von 61.45×10^3 Zellen Γ^{-1} , was allerdings lediglich einen Anteil von 28 % an der Coccolithophoridenflora bedeutete. Auf St. 67 waren sie mit 46 % (3.47×10^3 Zellen Γ^{-1}) bestandsbildend. *G. oceanica* stellte hier mit 43 % seinen geringsten Anteil während dieser Untersuchungsperiode. *C. rigidus* kam in 5 - 60 m Tiefe mit $0.09 - 61.45 \times 10^3$ Individuen Γ^{-1} vor, was einem Anteil an der gesamten Coccolithophoridenflora von 1 - 46 % entsprach. Unterhalb von 60 m trat diese Art nicht auf.

Florisphaera profunda (Tafel IIIb) kam bis einschließlich zur St. 41 unterhalb von 10 m Tiefe mit maximal 1.03×10^3 Zellen Γ^{-1} vor und war mit maximal 22 % an der gesamten Coccolithophoridenflora beteiligt. Auf den letzten Stationen wurde diese Spezies dann nur noch in Tiefen unterhalb von 60 m beobachtet und stellte lediglich einen Anteil von 4 - 6 %.

Gegenläufig zum Auftreten von *F. profunda* zeigte sich die Verteilung der Art *Calciosolenia murrayi* (Tafel IV). Bis St. 41 wurden nur einzelne Individuen beobachtet. Danach stiegen die Zellzahlen in den oberen 40 m sprunghaft an, es wurden maximal 2.63×10^3 Zellen Γ^{-1} gezählt. Dies entsprach allerdings lediglich einem Anteil von 1 - 3 % an der Coccolithophoridenflora. Unterhalb von 40 m wurden keine Zellen der Art *F. profunda* beobachtet.

Verschiedene Taxa der Gattung *Umbellosphaera* traten vereinzelt während der gesamten Untersuchungsperiode vorwiegend im unteren Bereich der euphotischen Zone auf. Die höchsten Individuenzahlen lagen bei $0.56 \times 10^3 \Gamma^{-1}$. Der maximale Anteil an der gesamten Coccolithophoridenflora betrug 15 %.

Es wurden elf Arten der Gattung *Syracosphaera* (Tab. 5.2, Tafel Va+b) beobachtet, wobei *Syracosphaera anthos*, *S. lamina* und *S. nana* am häufigsten auftraten. Zu Beginn der Studie wurden verschiedene Spezies vorwiegend im unteren Bereich der euphotischen Zone beobachtet. Bis einschließlich zur St. 49 kamen nur vereinzelt Coccosphären vor. Ab St. 52 wurden dann wieder höhere Zellzahlen beobachtet, wobei sich ihr Auftreten in den oberen Tiefenbereich (5 - 25 m) der euphotischen Zone verschoben hatte. Ihre Beteiligung am gesamten Coccolithophoridenbestand auf diesen letzten Stationen war mit höchstens 4 % aber eher unbedeutend. Der Anteil aller Individuen innerhalb dieser Gattung machte maximal 12 % der Coccolithophoridenflora aus (St. 45). Die absoluten Zellzahlen erreichten auf St. 52 in 15 m ihr Maximum mit 749 Zellen Γ^{-1} .

5.3.3.3 Organischer Kohlenstoffgehalt der Coccolithophoriden

Die lichtmikroskopischen Zählungen ergaben für die Coccolithophoriden **Phytoplanktonkohlenstoffmengen** (Abb. 5.18) von 9.5 mg m^{-2} (St. 22) bis 217.6 mg m^{-2} (St. 52). Zu Beginn der Driftstudie lagen die Werte $< 20 \text{ mg C m}^{-2}$. Im weiteren Verlauf stiegen sie kontinuierlich entsprechend der Zunahme ihrer Abundanz an. Während der drei letzten Stationen der Driftstudie waren die PPC-Mengen wieder deutlich geringer (38.0 mg m^{-2} , St. 67), zeigten aber eine zunehmende Tendenz während der letzten drei Tage und erreichten 77.4 mg m^{-2} auf St. 73.

Wird der organische Kohlenstoffgehalt der Coccolithophoriden, die bei der PPC-Berechnung (Kap. 5.3.2) nicht berücksichtigt wurde, zu diesen hinzu addiert, so erhöht sich der Gesamt-PPC um 0.4 - 5.5 %. Der PPC-Anteil der Coccolithophoriden am Gesamt-PPC nahm im Verlauf der gesamten Studie stetig zu und erreichte auf St. 52 - entsprechend ihrer maximalen PPC-Menge - mit 6 % die höchste Beteiligung. Auf dieser Station waren die Coccolithophoriden auf der Basis des Phytoplanktonkohlenstoffs nach den Flagellaten die zweitwichtigste Phytoplanktongruppe. Der Anteil der Prymnesiophyceen am Gesamt-PPC erhöht sich damit auf maximal 6 % (St. 52) und zeigt die Dominanz der Coccolithophoriden in dieser Algengruppe während des Driftexperimentes.

Küstenauftrieb →

Offener Ozean

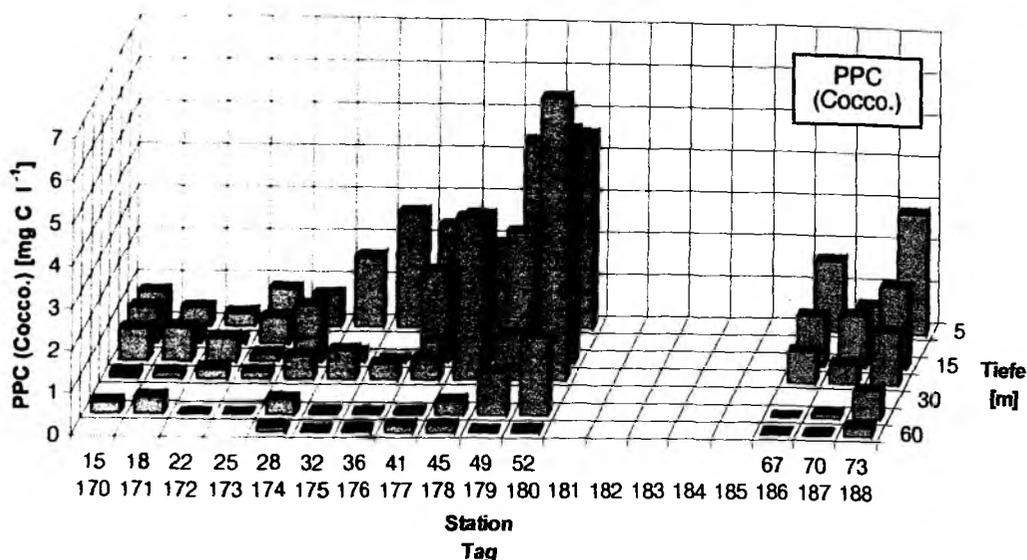


Abb. 5.18 Coccolithophoridenkohlenstoff (Cocco. PPC) in mg C l^{-1} in verschiedenen Tiefen der euphotischen Zone entlang der Drifttrajektorie während der Expedition SONNE 120.

5.3.3.4 *In situ* Kalkbildung

Während des Driftexperimentes wurden Messungen zur gesamten und fraktionierten *in situ* Kalkbildung der Coccolithophoriden durchgeführt. Diese Messungen (hier nicht dargestellt) zeigten sehr starke Schwankungen in den Parallelproben und ergaben v.a. bei den fraktionierten Proben negative Werte. Es konnten dennoch mit steigenden Coccolithophoridenzellzahlen (Kap. 5.3.3.1, Abb. 5. 17a+b) Kalkbildungen registriert werden. Entsprechend der maximalen Zellzahlen auf St. 52 wurden hier die höchsten Kalkbildungsrate von $232.69 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ gemessen. Dies entsprach auf der Basis von Kohlenstoff 12 % der Primärproduktion. Es muß jedoch betont werden, daß diese Messungen aufgrund methodischer Probleme fehlerbehaftet sind. Eine ausführliche Diskussion erfolgt in Kapitel 6.4.

5.3.4 Gemeinschaftsstruktur des Phytoplanktons

Es wurden 77 Phytoplanktonarten in der Gemeinschaftsanalyse berücksichtigt. Die Klassifikation der Stationen entlang der Drifttrajektorie liefert ein Dendrogramm, in dem vier Stationsgruppen erkennbar sind (Abb. 5.19a). Eine Gruppe bilden die ersten vier Stationen (St. 15 - St. 25) der Studie. St. 28 steht aufgrund ihres Arteninventars sehr isoliert da. Die größte Stationsgruppe umfaßt St. 32, St. 36, St. 41, St. 45, St. 49, und St. 52 der Driftstudie. Am ähnlichsten sind sich die drei Stationen im offenen Ozean (St. 67, St. 70, St. 73). Auffällig ist, daß sich jeweils chronologisch aufeinander folgende Stationen der Driftstudie als Gruppen abgrenzen.

Die Ordination bestätigt die Abgrenzung der Stationsgruppen aus der Klassifikation (Abb. 5.19b). Die Schelfstationen nahe der Küste, St. 15, St. 18, St. 22 und St. 25, liegen im MDS-Plot relativ eng beisammen, während St. 28 wiederum eine isolierte Stellung einnimmt. Die sechs Stationen auf dem omanischen Schelf, St. 32, St. 36, St. 41, St. 45, St. 49, St. 52 und die drei Stationen, St. 67, St. 70, St. 73, im offenen westlichen Arabischen Meer setzen sich deutlich als Gruppen ab. Der niedrige Streßfaktor von 0.06 deutet an, daß der zweidimensionale MDS-Plot die Ähnlichkeitsstruktur verzerrungsarm wiedergibt.

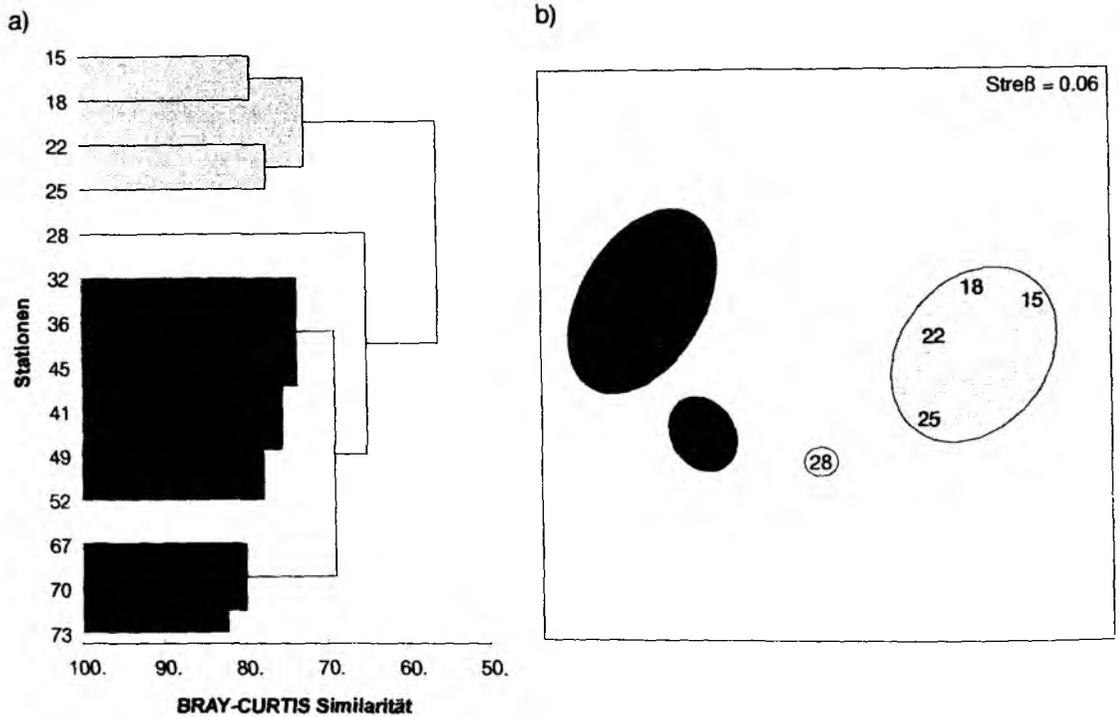


Abb. 5.19 a) Dendrogramm und b) Multidimensionale-Skalierung (MDS) des Phytoplanktondatensatzes während der Expedition SONNE 120. Im MDS-Plot markieren die Kreise die Stationsgruppen aus der Clusteranalyse. Streßfaktor (Streß) = 0.06.

77 Arten, 4_v -Transformation, Distanzmatrix: BRAY-CURTIS-Index, Gruppierungsverfahren: 'group-average linkage'.

Die Einteilung in Cluster spiegelt Unterschiede zwischen neritischen und ozeanischen Assoziationen wider. Die Korrelation der biologischen Verteilungsmuster mit den bekannten Umweltparametern Temperatur, Salzgehalt, NO_3^- , Si(OH)_4 , PO_4^{3-} , NH_4^+ und NO_2^- zeigt, daß die Parameterkombination der Nährstoffe NO_3^- , Si(OH)_4 , PO_4^{3-} und die Temperatur am besten mit der Gemeinschaftsstruktur des Phytoplanktons korreliert ($r = 0.626$). Als Einzelvariable liefert NO_3^- den höchsten Korrelationskoeffizienten ($r = 0.44$). Tab. 5.3 zeigt die Ergebnisse der drei besten Faktoren bzw. bis zu vier Faktorkombinationen. Die Variablen Salzgehalt, NH_4^+ und NO_2^- haben nur einen geringen Bezug zu den gefundenen Phytoplanktongemeinschaften.

Tab. 5.3 Kombination der Umweltparameter mit den höchsten Rangkorrelationen (SPEARMAN'sche Rangkorrelation) zwischen Phytoplanktongemeinschaft und Umweltparametern während der Driftstudie der Expedition SONNE 120. k: Anzahl der berücksichtigten Umweltparameter; T: Temperatur [°C]; S: Salzgehalt; der fettgedruckte Wert kennzeichnet die Parameterkombination mit der höchsten Korrelation.

k	SPEARMAN'sche Rangkorrelation		
1	NO ₃ ⁻ 0.440	Si(OH) ₄ 0.357	PO ₄ ³⁻ 0.341
2	NO ₃ ⁻ , T 0.552	Si(OH) ₄ , T 0.537	PO ₄ ³⁻ , T 0.526
3	NO ₃ ⁻ , PO ₄ ³⁻ , T 0.607	Si(OH) ₄ , NO ₃ ⁻ , T 0.604	PO ₄ ³⁻ , Si(OH) ₄ , T 0.585
4	NO ₃ ⁻ , PO ₄ ³⁻ , Si(OH) ₄ , T 0.626	NO ₃ ⁻ , PO ₄ ³⁻ , T, S 0.582	PO ₄ ³⁻ , Si(OH) ₄ , T, S 0.574

5.3.5 Primärproduktion

Die *in situ* Primärproduktion variierte in den oberen 8 m der Wassersäule während der Driftstudie zwischen 30 mg C m⁻³ d⁻¹ und 480 mg C m⁻³ d⁻¹ (Mittelwert für die gesamte euphotische Zone: 50.9 mg C m⁻³ d⁻¹) und nahm stark mit der Tiefe ab (Abb. 5.20). Die höchsten Produktionswerte wurden in 2 m Tiefe im Küstenauftrieb vor Oman gemessen (St. 15). Bis einschließlich zur St. 22 fand eine positive Aufnahme des radioaktiv markierten Natriumhydrogenkarbonats lediglich in den oberen 32 m statt, was einer Lichttiefe von 1 % entsprach. Vom Küstenauftrieb bis zur St. 36 nahm die Primärproduktion in den verschiedenen Tiefenhorizonten kontinuierlich ab und wies auf St. 28 die geringsten Werte auf (Abb. 5.20). Sie stieg im weiteren Verlauf wieder an und zeigte vor allem in 2 m und 8 m Tiefe hohe Produktionswerte. Während der letzten Stationen der Driftstudie zeigten die Produktionswerte ebenfalls eine zunehmende Tendenz, wobei 2 m Tiefe die größte Zunahme zu verzeichnen war.

Dieses Bild spiegelte sich ebenfalls in der über die oberen 40 m (1 % LT) bzw. 60 m (0.1 % LT) der Wassersäule integrierten Primärproduktion wider (Abb. 5.20). Während des gesamten Driftexperimentes wurden Werte von 771 - 3531 mg C m⁻² d⁻¹ erreicht. Die integrierte Produktion nahm entsprechend der absoluten Werte zu Beginn der Driftstudie stark ab und erreichte nach den ersten vier Tagen die geringste Produktion während der gesamten Untersuchung (Tag 174, St. 28: 773 mg C m⁻² d⁻¹ und Tag 175, St. 32: 771 mg C m⁻² d⁻¹). Die Primärproduktion stieg dann im weiteren Verlauf wieder an und erreichte auf der St. 52 einen Wert von 1955 mg C m⁻² d⁻¹. Während der letzten drei Untersuchungstage zeigte sich ebenfalls eine Produktionszunahme von 1764 mg C m⁻² d⁻¹ auf 2589 mg C m⁻² d⁻¹.

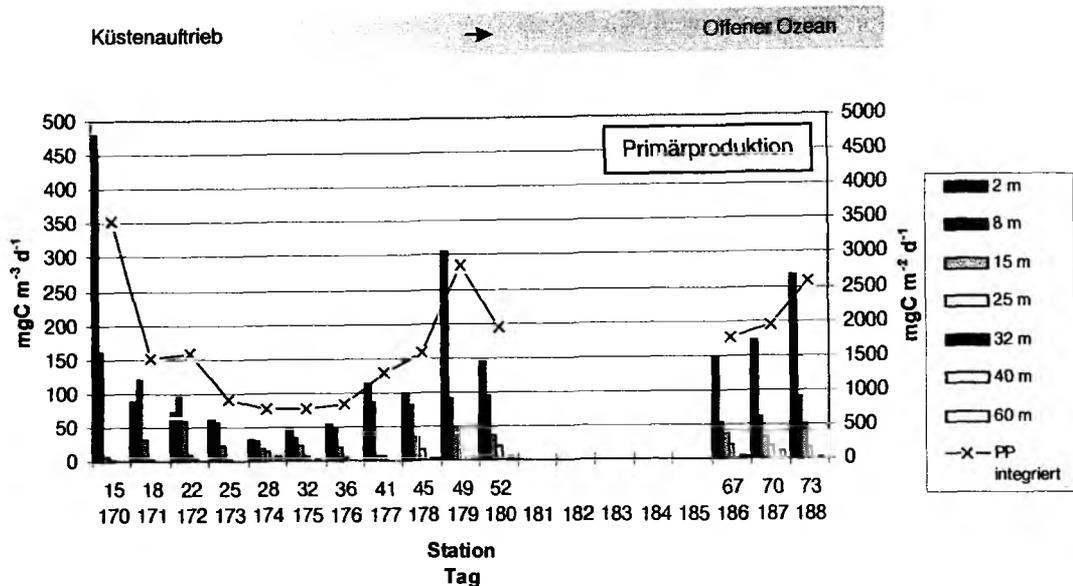


Abb. 5.20 *In situ* Primärproduktion (PP) des Phytoplanktons in $\text{mg C m}^{-3} \text{d}^{-1}$ in den verschiedenen Tiefenhorizonten und in $\text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$ integriert über die euphotische Zone entlang der Drifttrajektorie während der Expedition SONNE 120.

Die **Primärproduktionsmessungen in den verschiedenen Größenfraktionen** (Abb. 5.21a-c) zeigten am ersten Tag der Untersuchung (Tag 170) entsprechend der Größenfraktionierung des Chl a (Kap. 5.3.2, Abb. 5.9) eine deutliche Dominanz der Phytoplanktonzellen $> 20 \mu\text{m}$ bis in einschließlich 8 m Tiefe (Abb. 5.21a+b). Mit bis zu $174.60 \text{ mg C m}^{-3} \text{d}^{-1}$ stellte diese Größenklasse 60 - 70 % der Gesamtproduktion. Die Produktionswerte dieser Fraktion nahmen beginnend mit Tag 171 im Verlauf des Driftexperimentes sowie mit der Tiefe stark und stetig ab. Auf St. 45 konnte in 8 m Tiefe keine Beteiligung dieser Größenklasse an der Produktion nachgewiesen werden. Parallel zur Produktionsabnahme der Fraktion $> 20 \mu\text{m}$ gewannen Zellen $< 2 \mu\text{m}$ an Bedeutung. Diese erreichten in 2 m Tiefe auf St. 52 mit $80.65 \text{ mg C m}^{-3} \text{d}^{-1}$ ihre höchste Produktion. Dies entsprach mit 82 % gleichzeitig der maximalen Beteiligung an der Gesamtproduktion. Im weiteren Driftverlauf waren sie auf St. 70 in 8 m Tiefe (Abb. 5.21b) mit einer Beteiligung von 64 % und $26.92 \text{ mg C m}^{-3} \text{d}^{-1}$ dominierende Größenklasse. In 25 m Tiefe (Abb. 5.21c) war die Produktion deutlich geringer als in der oberen Wassersäule. Zu Beginn der Untersuchung dominierten Zellen zwischen $5 \mu\text{m}$ und $20 \mu\text{m}$ mit ca. $2.20 \text{ mg C m}^{-3} \text{d}^{-1}$ und 40 - 89 % die Produktion. Ab St. 28 dominierte in dieser Tiefe dann bis zum Ende der Untersuchung die Größenfraktion $< 2 \mu\text{m}$ die Produktion (Ausnahme St. 41: Größenfraktion 2 - $5 \mu\text{m}$ stellte hier 56 % der Produktion).

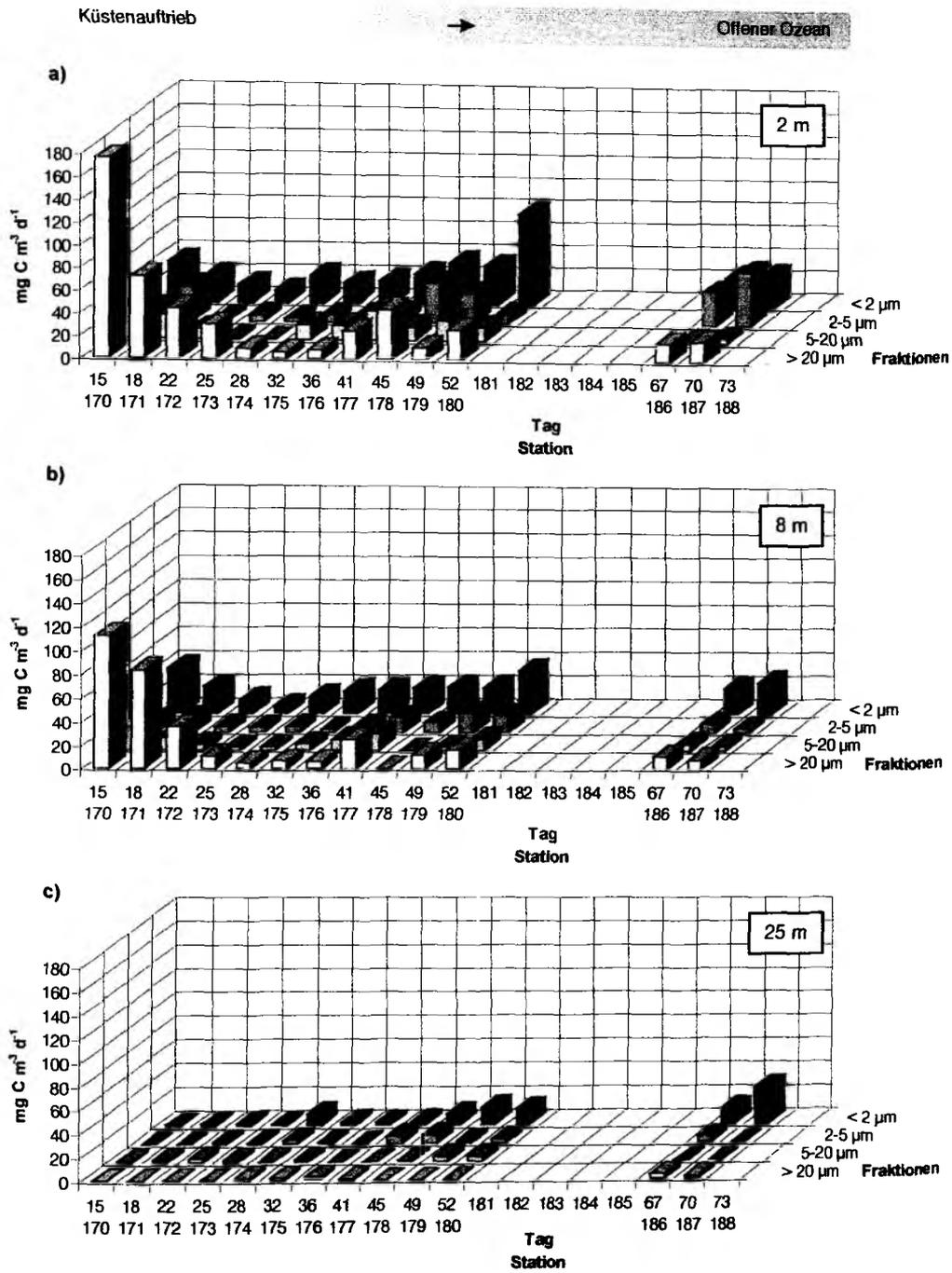


Abb. 5.21a-c *In situ* Primärproduktion der unterschiedenen Größenfraktionen in $\text{mg m}^{-3} \text{ d}^{-1}$ in a) 2 m Tiefe, b) 8 m Tiefe und c) 25 m Tiefe entlang der Driftrajektorie während der Expedition SONNE 120.

5.3.6 Driftexperimente

Die Ergebnisse der Sinkstoffallenuntersuchungen während der Driftstudie sind in Abb. 5.22 graphisch dargestellt. Entsprechend der maximalen Primärproduktionswerte (PP-Werte) im Küstenauftrieb wurde zu Beginn des Driftexperimentes der höchste Partikelfluß gemessen. Während am ersten Tag der Untersuchung (Tag 170, St. 15) der Partikelfluß lediglich $416.8 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ betrug ($\text{PP} = 3531 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), lag dieser während der folgenden beiden Untersuchungstage bei $3513.7 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Tag 171, St. 18, $\text{PP} = 1514 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) bzw. $2876.8 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Tag 172, St. 22, $\text{PP} = 1577 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). Der Partikelfluß nahm im weiteren Verlauf stetig ab und lag beginnend mit Tag 174 (St. 28) bei $73.1 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Im weiteren Verlauf schwankte die Sedimentation zwischen $70.8 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und $300.5 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, ohne daß ein ersichtlicher Trend zu erkennen war. In den folgenden vier Tagen, in denen das Schiff den Drifter vorübergehend verlassen hatte, zeigten sich starke Variationen im Partikelfluß. Es konnte ebenfalls kein einheitlicher Trend beobachtet werden. Die Werte lagen bei $59.2 - 294.1 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Am Tag 186, auf St. 67 im offenen Ozean, wurde ein Partikelfluß von $112.6 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ gemessen. Dieser nahm während der letzten Tage des Driftexperimentes auf $102.9 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ab.

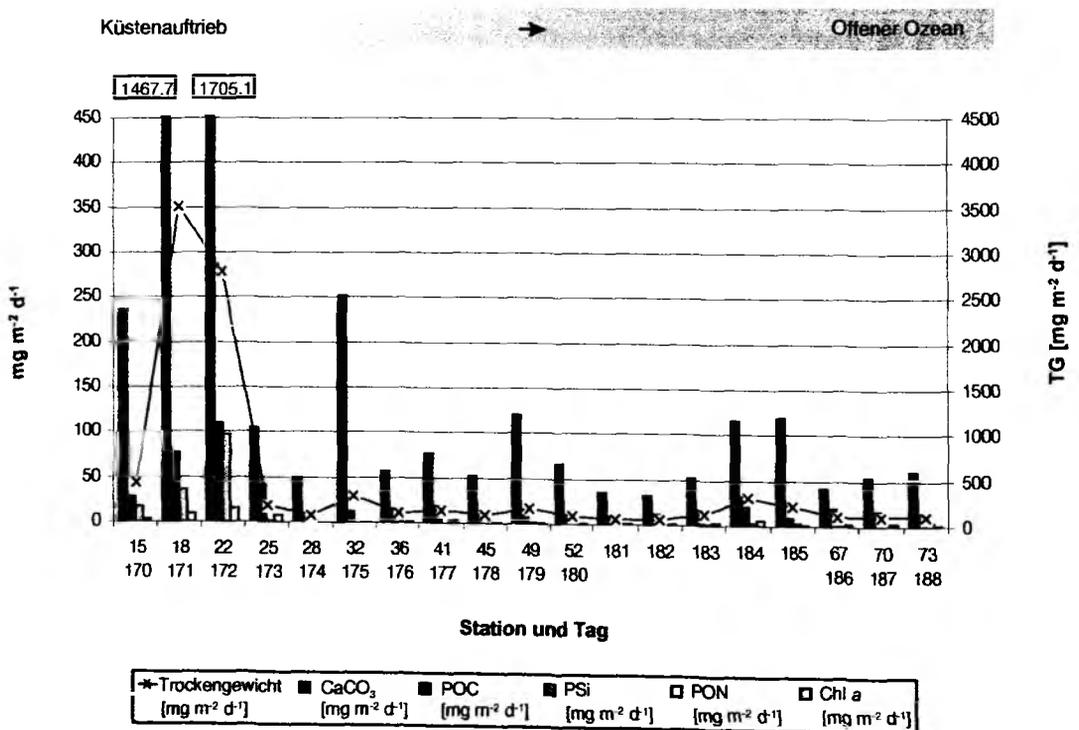


Abb. 5.22 Ergebnisse des Driftexperimentes während der Expedition SONNE 120. Partikelfluß (Trockengewicht, TG) und die Hauptkomponenten CaCO₃, POC, PSi, PON und Chl a jeweils in $\text{mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Das Trockengewicht ist auf einer sekundären Größenachse als Linienplot dargestellt.

Die höchsten Flußraten der **Hauptkomponenten des Sinkstoffallenmaterials**, CaCO_3 , POC, PSi, PON und Chl *a* (Abb. 5.22), wurden entsprechend des maximalen Gesamtpartikelflusses zu Beginn der Untersuchung gemessen. Die Werte betragen am Tag 172 (St. 22) für CaCO_3 $1725.6 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, für POC $108.9 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, für PSi $98.3 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, für PON $15.3 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und für Chl *a* $0.4 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Die prozentuale Zusammensetzung des Sinkstoffallenmaterials hinsichtlich der Hauptkomponenten ist in Abb. 5.23 dargestellt.

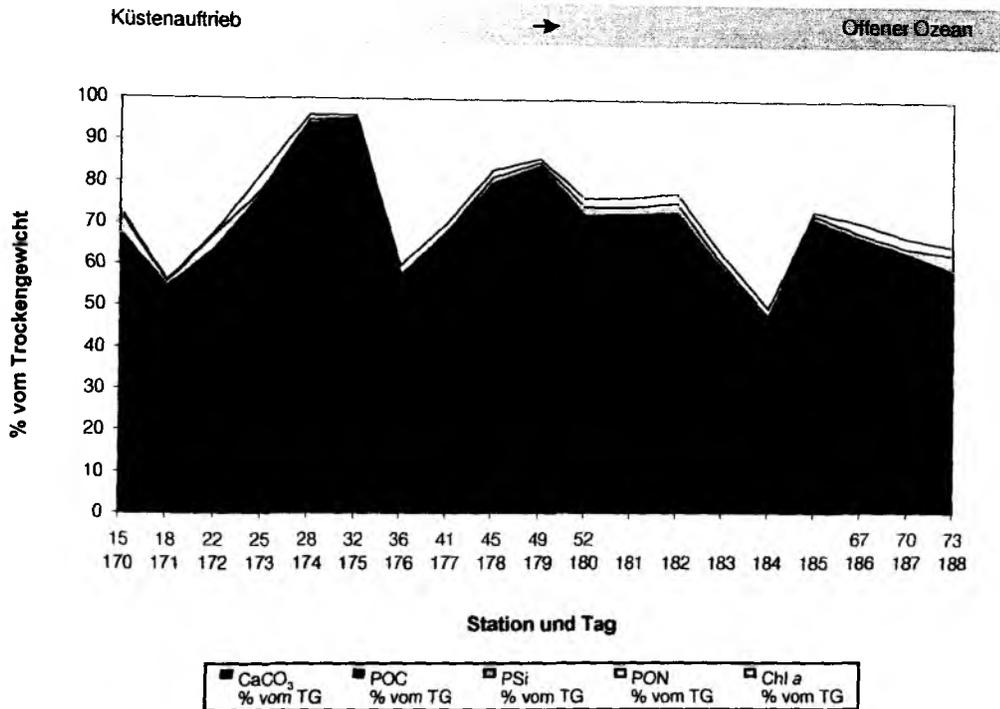


Abb. 5.23 Prozentuale Zusammensetzung des Sinkstoffallenmaterials hinsichtlich der Hauptkomponenten CaCO_3 , POC, PSi, PON und Chl *a* während der Driftstudie der Expedition SONNE 120.

CaCO_3 machte während der gesamten Studie den Hauptanteil des Gesamtpartikelflusses aus. Die höchsten absoluten CaCO_3 -Werte von $1882.9 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ auf St. 18 bzw. $1725.6 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ auf St. 22 entsprachen prozentualen Anteilen am Gesamtpartikelfluß vom lediglich 54 % und 60 %. Der geringste Anteil von 36 % wurde am Tag 184 (hier war das Schiff nicht am Drifter) gemessen. Der maximale Beitrag von 91 % wurde am Tag 175 (St. 32) registriert.

Die absoluten **POC**-Werte schwankten stark während der Driftstudie. Dementsprechend waren auch die prozentualen POC-Anteile sehr unterschiedlich. So entsprach der maximale POC-Fluß von $108.9 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ lediglich 4 % des Gesamtpartikelflusses. Der höchste Anteil von 21 % wurde am Tag 172 (St. 25) erreicht und entsprach lediglich $41.8 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Der minimale POC-Fluß wurde am Tag 174 (St. 28) gemessen. Mit lediglich $7.2 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ entsprach dies jedoch 10 % des Gesamtpartikelflusses. Der POC-Fluß stieg im weiteren Verlauf zunächst an, nahm aber zum Ende

dieser Untersuchungsperiode wieder ab. Die Stationen im offenen Ozean waren durch hohe POC-Werte von 13.3 - 21.2 mg m⁻² d⁻¹ und prozentualen Anteilen von 14 - 19 % gekennzeichnet.

Die prozentualen Anteile von **PSi** am Gesamtpartikelfluß schwankten zwischen < 1 % und 5 % mit den maximalen Beteiligungen zu Beginn (Tag 170) und zum Ende des Experimentes (Tag 188). Nach den ersten Untersuchungstagen nahm der PSi-Anteil zunächst ab, zeigte in der Phase, in welcher der Drifter vom Schiff für fünf Tage verlassen wurde, eine zunehmende Bedeutung und gewann im offenen Ozean mit einem Anteil von bis zu 4 % weitrhin an Bedeutung.

Der prozentuale Beitrag von **PON** am Gesamtpartikelfluß lag ebenfalls zwischen < 1 % und 4 %. Der maximale Anteil wurde am Tag 173 (St. 25) erreicht. Der maximale (15.3 mg m⁻² d⁻¹, Tag 172, St. 22) und der minimale (1.15 mg m⁻² d⁻¹, Tag 174, St. 28) absolute PON-Wert machte jeweils lediglich 1 % des Gesamtpartikelflusses aus. Im weiteren Verlauf der Untersuchung war keine ausgeprägte Tendenz erkennbar.

Das molare C:N-Verhältnis lag während der gesamten Driftstudie zwischen 6.38 und 11.25 (Mittelwert: 7.99) und war damit stets etwas höher als nach REDFIELD [1934]. Die höchsten C:N-Verhältnisse wurden zu Beginn der Driftstudie beobachtet. Im Verlauf der Untersuchung war zunächst eine abnehmende Tendenz zu beobachten, während in der letzten Untersuchungsperiode im offenen Ozean das molare C:N-Verhältnis wieder leicht zunahm.

Verglichen mit den molaren C:N-Verhältnissen der über die Tiefe der Sinkstoffalle integrierten POC- und PON-Werte, waren die C:N-Verhältnisse des Sinkstoffallenmaterials stets höher (1.1 - 1.8-fach, Mittelwert: 1.4).

5.3.7 Zusammenfassung

Die hydrographischen, chemischen und biologischen Variablen und Parameter zeigten eine deutliche Veränderung entlang der Drifttrajektorie. Anhand der Ergebnisse lassen sich drei Phasen des Driftexperimentes unterscheiden. **Phase I** umfaßt **St. 15 bis St. 28** mit typischen Strukturen eines Auftriebsgebietes, wobei St. 28 eine Sonderstellung einnahm. Es trat ein Wechsel von einer Bacillariophyceen dominierten zu einer μ -Flagellaten dominierten Phytoplanktongemeinschaft auf. **Phase II** umfaßt **St. 32 bis St. 52**. In dieser Phase zeigte sich die zunehmende Bedeutung der μ -Flagellaten und der damit assoziierten planktologischen Größen. **Phase III** umfaßt die drei letzten Stationen des Driftexperimentes (**St. 67 bis St. 73**). Diese Stationen befanden sich bereits im offenen Ozean. Sie wiesen eine weitere Änderung der planktologischen Strukturen des Epipelagials auf. Diese Phasen ließen sich bedingt in den Sinkstoffallenuntersuchungen wiederfinden. Die Clusteranalyse ergab ebenfalls eine Unterteilung von Phytoplanktongemeinschaften, die der Einteilung aller Parameter des Driftexperimentes entsprach. Eine ausführliche Diskussion erfolgt in Kap. 7.3.3.1.

6 KRITISCHE BETRACHTUNG ANGEWANDTER METHODEN

In diesem Kapitel werden einige generelle methodische Einschränkungen in der Planktologie und spezielle Probleme behandelt, die während der Erhebung und Bearbeitung der Daten für diese Untersuchungen auftraten.

6.1 Zeitlicher Rahmen der Probennahme

Grundsätzlich ist eine Beprobung an mehreren Orten zum gleichen Zeitpunkt und häufigen Wiederholungen der Probennahme anzustreben. Dieser Idealfall ist in der Regel weder aus logistischen noch aus finanziellen Gründen möglich. Zur Erfassung regionaler Unterschiede muß ein möglichst dichtes Stationsnetz beprobt werden. Weiterhin sind bei interdisziplinären meerskundlichen Forschungsfahrten zwischen den Arbeitsgruppen Kompromisse hinsichtlich der Fahrtroute und der Stationszahl notwendig. Dem steht wiederum der gewählte Beprobungszeitraum gegenüber: der starke SW-Monsun schränkt zuweilen die Fahrtroute, die Geschwindigkeit und den Einsatz der Forschungsgeräte stark ein. Die hieraus bedingte zeitliche Ausdehnung der Probennahme führt dazu, daß neben regionalen Unterschieden in der Menge und der Zusammensetzung des Phytoplanktons zeitliche Veränderungen als zusätzliche Variable auftreten. Zudem unterliegen Untersuchungen am lebenden Plankton stets der Einschränkung, daß durch die großen zwischenjährlichen und saisonalen Fluktuationen kurzfristige Studien nur Momentaufnahmen darstellen können.

Der kombinierte Einsatz von Forschungsschiff und satellitengestützten Fernerkundungsverfahren bietet nun die vorteilhafte Möglichkeit, eben dieser zeitlichen Ausdehnung entgegenzuwirken. Wie die Untersuchungen der Expedition SO 120 gezeigt haben, konnte durch die kontinuierliche Abfrage der vom Satelliten aufgezeichneten Oberflächentemperatur vor und während der Expedition das Gebiet der Voruntersuchungen eingrenzt werden. Gemeinsam mit Chlorophyll *a*-, Nährsalz-, Salzgehalts-, Temperatur- und $p\text{CO}_2$ -Messungen [R. LENDT, IFBM, Hamburg] in der Oberflächenschicht war eine rasche Charakterisierung des Gebietes möglich, und die eigentliche Studie konnte so nach wenigen Tagen mit dem Aussetzen des biologischen Drifters beginnen. Zudem bot die interdisziplinäre Forschung eine Ergänzung der eigenen Ergebnisse. Erst dadurch sind komplexe Forschungsprogramme wie JGOFS (Kap. 1) möglich geworden.

6.2 Der LAGRANGE'sche Ansatz als Probennahmestrategie in pelagischen Studien

Der LAGRANGE'sche Ansatz als Probennahmestrategie [WOODS *et al.*, 1981; LEACH *et al.*, 1982] ist in der Untersuchung planktologischer, dynamischer Prozesse weitverbreitet. Diese Strategie stellt einen zentralen Ausgangspunkt für die Interpretation der vorliegenden Untersuchungen dar, weswegen im folgenden die möglichen Probleme zur Deutung dieser Studie erarbeitet werden. Auf

die allgemeinen potentiellen Fehlerquellen bei Sinkstofffallenuntersuchungen wird hier nicht näher eingegangen, sondern auf die bekannte Literatur verwiesen, in der die Problematik bei der Interpretation von Sinkstoffallendaten aufgrund der Fallenform, der Fangeigenschaft, der *in situ* Konservierung und der Techniken zur Aufarbeitung des Fallenmaterials ausführlich diskutiert wurde [HONJO *et al.*, 1980; STARESINIC *et al.*, 1982; ANGEL, 1984b; ANGEL, 1989; KNAUER *et al.*, 1984; GARDNER, 1985; BAKER *et al.*, 1988; HONJO & DOHERTY, 1988; LEE *et al.*, 1988; LONGHURST & HARRISON, 1988; KNAUER & ASPER, 1989; LEE *et al.*, 1990; MICHAELS *et al.*, 1990; SILVER *et al.*, 1990; VON BODUNGEN *et al.*, 1991; GUST *et al.*, 1992; HONJO *et al.*, 1992; LEE *et al.*, 1992; HEDGES *et al.*, 1993; PETERSON *et al.*, 1993; WAKEHAM *et al.*, 1993; DAM *et al.*, 1995].

Im Gegensatz zu verankerten Sinkstofffallen bieten driftende Systeme die Möglichkeit, den Partikelfluß in einem bestimmten Wasserkörper zu erfassen. In diesem durch den Drifter markierten Wasserkörper können die im pelagischen System ablaufenden Prozesse, vor allem die zeitliche Entwicklung und Sukzession, beobachtet werden. Die Definition des Begriffes 'Wasserkörper' ist nicht für alle meereskundlichen Disziplinen bzw. Anforderungen einheitlich. Während zur ozeanographischen Charakterisierung von Wasserkörpern Temperatur und Salzgehalt ausreichen [DIETRICH *et al.*, 1975], ist ein Wasserkörper im biologischen Sinn weitaus schwieriger zu definieren, denn biologische Parameter können eine ausgeprägte fleckenhafte Verteilung ('Patchiness') aufweisen [STEELE, 1976]. So kann ein Wasserkörper im hydrographischen Sinne in sich konstant sein, in ihm jedoch eine ausgeprägte biologische Patchiness herrschen. Basiert die Veränderung der biologischen Größen nicht auf rein biologischen Prozessen, so kann es sich im biologischen Sinn um einen anderen Wasserkörper handeln. Eine derartige Patchiness erschwert somit die Interpretation von beobachteten Veränderungen als reine Zeitreihe.

Das Ziel der LAGRANGE'schen Probennahmestrategie [KRAUS, 1973] ist es, sich in dem zu analysierenden Wasserkörper zu bewegen und so unabhängig von seiner horizontalen Verdriftung zu werden. D.h. im Idealfall werden advektive Prozesse ausgeschlossen und eine reine Zeitserie kann erarbeitet werden. Aus diesem Grund ist es von essentieller Bedeutung Aussagen über das Verhalten des Drifters treffen zu können. In der vorgestellten Studie wurde ein Drifter eingesetzt (Abb. 3.3), in welchem die Sinkstofffalle und die Benthoskugeln die Funktion eines Driftsegels im zu untersuchenden Wasserkörper übernahmen.

Ein idealer Drifter bewegt sich mit einem Wasserkörper ohne Eigengeschwindigkeit. Seine Geschwindigkeit ist relativ zum umgebenden Wasser gleich null. Während der Expedition M 32/5 wurden sehr geringe Geschwindigkeiten von den im Drifter angebrachten Strömungsmessern (Kap. 3.1.2, Abb. 3.3) registriert. Diese lagen zwischen 2 cm s^{-1} und 3 cm s^{-1} [J. WANIEK, IfM Kiel, persönliche Mitteilung]. Eine nahezu lineare Beziehung bestand jedoch zwischen der Geschwindigkeit des Wasserkörpers und der Driftgeschwindigkeit des Drifters. Dies zeigt, daß das eingesetzte treibende System dem Wasserkörper nahezu ideal folgte. Weiterhin zeigten die Aufzeichnungen der an der Sinkstofffalle befestigten Inklinometer (Neigungsmesser) sehr niedrige Auslenkungen der Sinkstofffalle (Mittelwert: 4°). Das bedeutet, daß sie Sinkstofffalle stets fast senkrecht mit dem Wasser getrieben ist und somit die Veränderung des Fangverhaltens der Falle

(Sammeleffizienz) - bedingt durch deren Auslenkung aus der Vertikalen - vernachlässigbar klein war. Daher wird davon ausgegangen, daß die während der Expedition M 32/5 eingesetzten Drifter jeweils über die 24 h Driftzeit (Tagesdrifter) dem LAGRANGE'schen Prinzip entsprachen. Die Gesamtuntersuchungen des Epipelagials dieser Expedition entsprachen jedoch keiner Zeitserie, da der Drifter täglich an Bord geholt und an einer neuen Position entlang der beschriebenen Schnitte (Kap. 4.1, Kap. 4.2 und Kap. 4.3) wieder ausgesetzt wurde. Die Lage der Positionen der beprobten Stationen richtete sich dabei nicht nach der Route des Drifters, sondern entlang der vorher festgelegten Schnitte. Die Wassersäulenbeprobung erfolgte zwar neben dem Drifter, diese stellen aber keine kontinuierliche Abfolge dar, was bei der Interpretation der Daten berücksichtigt werden muß.

Während der Expedition SO 120 wurde eine 14-tägige Probenserie neben einem treibenden Drifter durchgeführt, von der ein umfangreicher Datensatz hydrographischer, chemischer und biologischer Parameter bzw. Variablen vorliegt (Kap. 5.3). Wie die Auswertungen der Strömungs- und Neigungsmesser an der treibenden Sinkstoffalle ergaben, war der LAGRANGE'sche Probennahmeansatz während der Expedition SO 120 nicht erfüllt [J. WANIEK, persönliche Mitteilung]. Die resultierende Geschwindigkeit im Drifter war stets größer als null (Mittelwert: 6.5 cm s^{-1} ($\pm 3.4 \text{ cm s}^{-1}$)). Die Aufzeichnungen der an der Sinkstoffalle befestigten Inklinometer registrierten zum Teil sehr hohe Auslenkungen der Sinkstoffalle, die zu Beginn der Studie maximale Werte von 17.9° ($\pm 7.7^\circ$) erreichten (Mittelwert: 8.9° ($\pm 2.0^\circ$)). Weiterhin war keine horizontale und zeitliche Homogenität in den hydrographischen Parametern und den biologischen Größen während der Studie zu erkennen (Kap. 5.3.1 und Kap. 5.3.2). Es wurden vielmehr sprunghafte Änderungen vor allem einiger biologischer Parameter (z.B. Phytoplanktonzusammensetzung, Anteil der verschiedenen Phytoplanktonklassen am PPC, Chl a, Primärproduktion) in einer Größenordnung beobachtet, die nicht allein durch eine Entwicklung erklärt werden konnten. Hier sei vor allem auf die starken Veränderungen nach den ersten beiden Drifftagen hingewiesen. Eine ausführliche Diskussion erfolgt in Kap. 7. Die plötzliche Richtungsänderung des Drifters nach elf Tagen (Tag 180) macht einen advektiven Einfluß in der Oberflächenschicht nicht unwahrscheinlich. Außerdem driftete das System während der ersten elf Tage auf dem omanischen Schelf (Wassertiefe $< 200 \text{ m}$, Tab. 3.3), so daß horizontale Prozesse wie Gezeitenströmungen und topographische Besonderheiten ebenfalls einen Einfluß auf den Drifter haben konnten.

Diese vorgestellten denkbaren Störungen zeigen die Vielfalt der möglichen advektiven Einflüsse auf. Eine vollständige Analyse aller nicht auszuschließenden Ursachen und eine Aussage über deren Auswirkung ist im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich. Diese Problematik wird von den verantwortlichen Ozeanographen des zur Zeit in der Synthesephase befindlichen Projektes 'Arabische See', in dessen Kontext diese Arbeit angefertigt wurde (Kap. 1), bearbeitet.

Trotz all dieser potentiellen Probleme bietet die LAGRANGE'sche Probennahme zur Zeit die beste Möglichkeit, die zeitliche Entwicklung und die Sukzession biologischer Prozesse zu untersuchen. Resultierend aus den aufgezeigten Ergebnissen kann der vorgestellte Datensatz der Expedition SO 120 nicht als reine Zeitreihe innerhalb eines Wasserkörpers angesehen werden. Er zeigt

vielmehr einen Trend der planktologischen Prozesse innerhalb eines sich vom Küstenauftrieb lösenden Filamentes bis hinein in den offenen Ozean, wie es bisher noch nicht beschrieben worden ist. Dabei dürfen jedoch den Veränderung der absoluten Meßwerte als rein zeitliche Veränderung - besonders nach den ersten beiden Tagen der Untersuchung (Kap. 5.3) - keine zu große Bedeutung beigemessen werden.

6.3 Pigmentanalysen mit den zwei unterschiedlichen HPLC-Systemen

Die Pigmentanalysen der beiden Expeditionen wurden mit verschiedenen HPLC-Systemen durchgeführt. Es werden hierzu einige Anmerkungen gemacht, die bei der Interpretation vor allem der Daten der Expedition M 32/5 und bei einem Vergleich der Ergebnisse beider Forschungsfahrten berücksichtigt werden müssen.

Der entscheidende Unterschied der beiden HPLC-Systeme bestand darin, daß die für die Proben von M 32/5 verwendete Methode einige für bestimmte Algengruppen typische Pigmente nicht nachweisen oder voneinander trennen konnte. So konnte Lutein (typisch für Chlorophyceen) nicht von Zeaxanthin (typisch für Cyanophyceen) getrennt werden. Der Chl *a*-Anteil der Cyanophyceen erfolgte daher über ihren Chl *b*-Gehalt (Verhältnis von Chl *a*/Chl *b* in Cyanophyceen: 2 ± 0.5 ; [HOOKS *et al.*, 1988]). Um den Zeaxanthingehalt der Proben zu bestimmen, wurde anschließend der Luteinanteil der Proben über das Verhältnis Chl *a*/Lutein bestimmt und dieser Wert von der Gesamtkonzentration (Lutein und Zeaxanthin) abgezogen.

Ein weiterer Nachteil bestand darin, daß Divenyl-Chl *a* (typisch für Prochlorophyceen) nicht nachgewiesen werden konnte, da es zusammen mit Chl *a* eluiert. Die Prochlorophyceen wurden daher über die Verhältnisse von Chl *a* zu Chl *b* und Chl *a* zu Zeaxanthin bestimmt [MOORE *et al.*, 1995]. Hierbei wurde ein konstantes Verhältnis der Pigmente von 1 angenommen. Doch diese Pigmente dienen ebenfalls zur Identifizierung anderer Gruppen (Chlorophyceen: Lutein und Chl *b*; Cyanophyceen: Zeaxanthin). Lutein konnte während der Expedition M 32/5 jedoch nur im Küstenauftrieb (St. 438) nachgewiesen werden (Kap. 4.2.2). Prochlorophyceen kommen aber hauptsächlich in oligotrophen tropischen und subtropischen Gewässern vor [VELDHUIS & KRAAY, 1990; OLSON *et al.*, 1990] und nicht in eutrophen Regionen wie dem Küstenauftrieb vor Oman. Dies spricht dafür, daß die im Küstenauftrieb beschriebene Gruppe der Prochlorophyceen vielmehr Chlorophyceen und Cyanophyceen beinhaltet. Dies wird von den Ergebnissen der Durchflußzytometrie (Kap. 4.2.2) unterstützt. Prochlorophyceen konnten im Küstenauftrieb (St. 438) nicht mehr nachgewiesen werden. Weiterhin hatten die Zellzahlen der Cyanophyceen stark abgenommen. Autotrophe Nanoflagellaten dominierten hier die beiden Größenklassen (0.2 - 2.0 μm und 2.0 - 20 μm).

Für die Pigmentanalysen der gewonnenen Daten der Expedition So 120 konnte eine technisch weiterentwickelte HPLC-Anlage eingesetzt werden. Der ausschlaggebende Vorteil dieses Systems

besteht in dem vorhandenen Diodenarray. Dieser ermöglicht die Aufnahme eines charakteristischen Spektrums im Bereich von 380 - 700 nm (Arbeitsbereich für die vorliegenden Untersuchungen), anhand dessen die vorkommenden Pigmente identifiziert werden können. Diese Optimierung der Meßmethode ermöglicht anhand der analysierten Pigmente eine Charakterisierung der Zusammensetzung einer Phytoplanktongemeinschaft.

Auffällig war eine große Diskrepanz zwischen den Ergebnissen der Pigmentanalysen und den UTERMÖHL-Zählungen von St. 423, auf dem Schnitt von 14° 27'N, 65° N in Richtung der Küste von Oman. Mittels HPLC konnten keine Bacillariophyceen nachgewiesen werden, während sie anhand der lichtmikroskopischen Untersuchungen mit 71 % die dominante Algengruppe war. Im Lichtmikroskop konnten diverse Arten identifiziert werden. Dies deutet darauf hin, daß bei den Pigmentanalysen auf dieser Station Fehler aufgetreten sind, deren Ursprung jedoch nicht mehr nachvollziehbar ist.

Die Problematik bei der Umrechnung der Pigmentkonzentration in Chl *a*-Äquivalente bezüglich nicht konstanter Chl *a*/Markerpigmentverhältnisse (Licht- und Nährsalzabhängigkeit) war nicht Gegenstand der vorliegenden Untersuchung. Es soll lediglich auf die Schwierigkeiten hingewiesen werden, die inzwischen bekannt und für verschiedene Meeresgebiete häufig diskutiert worden sind [z.B. GIESKES *et al.*, 1988; GIESKES & KRAAY, 1983; GIESKES & KRAAY, 1984; JOHNSEN *et al.*, 1992; BARLOW *et al.*, 1993a+b; JOHNSEN & SAKSHAUG, 1993; LATASA & BERDALET, 1994; BARLOW *et al.*, 1995; BUSTILLOS-GUZMAN *et al.*, 1995; LATASA, 1995; MCMANUS, 1995].

6.4 *In situ* Messung der Kalkbildung

Die Ergebnisse der *in situ* Kalkbildungsmessung der Coccolithophoriden deuten an, daß die Erfassung der Kalkbildungsraten im Feldversuch mit erheblichen Schwierigkeiten verbunden ist. Untersuchungen mit der ¹⁴C-Methode blieben bisher auf Kulturversuche beschränkt [z.B. PAASCHE, 1962, 1963, 1964, 1965; SIKES *et al.*, 1980; SIKES & WILBUR, 1982; NIMER & MERRETT, 1992; NIMER *et al.*, 1992], in denen zumeist nur Reinkulturen von Coccolithophoriden inkubiert wurden. *In situ* Messungen dieser Methode zur Erfassung der Kalkbildung der Coccolithophoriden sind - soweit bekannt - in der Literatur noch nicht beschrieben worden.

Als essentieller Aspekt für das Gelingen derartiger Experimente erwies sich das Vorhandensein einer hohen Abundanz der Coccolithophoriden. Die Zellzahlen stiegen zwar im Verlauf des Driftexperimentes stetig an, es konnte jedoch keine die Phytoplanktongemeinschaft dominierende Coccolithophoridenblüte beobachtet werden. Mit einem Anteil von maximal 12 % (auf der Basis von Kohlenstoff) war ihre Beteiligung am Phytoplankton stets von untergeordneter Bedeutung. Positive Kalkbildungen konnten lediglich auf Stationen mit deutlich $> 100 \times 10^3$ Zellen Γ^{-1} aufgezeigt werden. Die Zellkonzentrationen der Kulturversuche lagen deutlich $> 10^6$ Zellen Γ^{-1} . Das spricht dafür, daß die vorgefundenen *in situ* Konzentrationen der Coccolithophoriden zu gering waren, als daß die Kalkbildung mit dieser Methode zu quantifizieren wäre. Daraus resultierend ergibt sich ein weiterer

möglicher Schwachpunkt dieser Methode. In der vorgestellten Untersuchung wurde eine Aktivität von $25 \mu\text{Ci NaH}^{14}\text{CO}_3$ pro Probe verwendet. Die in Kulturversuchen eingesetzte Aktivität ist mit $125 \mu\text{Ci NaH}^{14}\text{CO}_3$ [z.B. NIMER & MERRETT, 1992] deutlich höher. Eine Konzentrationserhöhung der *in situ* Messungen war allerdings aus Gründen der Legalität nicht möglich. Das Forschungsschiff SONNE hat eine Umgangsgenehmigung für das 1500fache der Freigrenze, was für radioaktiv markierten Kohlenstoff (^{14}C) $20 \text{ mCi NaH}^{14}\text{CO}_3$ entspricht.

Vorversuche im Nordostatlantik mit einem größeren Inkubationsvolumen (1 l) und $25 \mu\text{Ci NaH}^{14}\text{CO}_3$ pro Probe bei vergleichbaren Coccolithophoridenzellzahlen wurden dazu im Sommer und Herbst durchgeführt (eigene unveröffentlichte Daten). Aber auch hier ergaben sich starke Abweichungen in den Doppelproben und zum Teil sogar negative Werte. Dies zeigt deutlich, daß die angewandte Methode für derart geringe Zellzahlen der Coccolithophoriden nicht sensibel genug ist. Deshalb wurde im Vorfeld der Expedition nach anderen Meßtechniken gesucht. Eine verfeinerte Methode beispielsweise wäre die Inkubation mit radioaktiv markiertem Kalzium. Es könnte direkt über die Inkorporation des markierten Kalziums die Kalkbildung berechnet werden, die fehlerbehaftete Differenzbildung wie bei der ^{14}C -Methode entfällt. Der Einsatz von radioaktiv markiertem Kalzium ist aber mit vielerlei logistischen Problemen behaftet und sein Einsatz war sowohl auf FS METEOR als auch auf FS SONNE untersagt. Für zukünftige Untersuchungen wäre es wünschenswert Kalkbildungsraten ohne Radioaktivität zu erfassen. Dies wäre z.B. mit einem CO_2 -Infrarotdetektor, der sogar direkt an Bord eingesetzt werden kann, möglich.

Wenngleich die absoluten Werte der Kalkbildung wegen der genannten methodischen Probleme und vor allem bedingt durch die geringen Abundanzen der Coccolithophoriden starke Schwankungen in den Parallelen aufwiesen (hier nicht dargestellt), so konnte dennoch eine Korrelation zwischen der Abundanzzunahme der Coccolithophoriden und dem Anstieg der Kalkbildung beobachtet werden. Die gemessenen Werte sollten daher nicht als absolute Daten interpretiert werden, können aber durchaus als relatives Maß der Kalkbildung der Coccolithophoriden angesehen werden.

7 DISKUSSION

7.1 Historischer Überblick

Die Erforschung des Indischen Ozeans blickt auf eine lange Historie zurück und reicht bis weit vor die Zeit, in der VASCO DA GAMA 1497 - 98 zur Erkundung der Meereswege nach Indien das 'Kap der Guten Hoffnung' umsegelte [RAO & GRIFFITHS, 1998]. Die wohl erste europäische ozeanographische Forschungsfahrt in den Indischen Ozean war die dänische ARABIA FELIX Expedition (1761 - 67 mit FS GRÖNLAND), auf die weitere dänische Expeditionen folgten. WOLFF [1967] hat den dänischen Beitrag zur Erforschung des Indischen Ozeans in einem Buch zusammengefaßt sowie die Ergebnisse und die großen Schwierigkeiten vor allem der ersten Expedition dargestellt [WOLFF, 1968]. Eine große Zahl bemerkenswerter Expeditionen in den nördlichen Indischen Ozean, organisiert von Österreich (FS NOVARA um 1850), Deutschland (FS VALDIVIA 1898 - 99; FS GAUSS 1901 - 03; FS PLANET 1906 - 1907), den Niederlanden (FS SNELLIUS 1920 - 30), Großbritannien (DISCOVERY II um 1930 und 1940; JOHN MURRAY Expedition an Bord des ägyptischen FS MABAHISS 1933), Schweden (FS ALBATROSS 1947 - 1948) und Dänemark (FS DANA 1928 - 30; GALAHTEA 1950 - 52), folgten. Es vergingen jedoch zuweilen 20 - 30 Jahre bis eine Region erneut beprobt wurde. Weiterhin verstrichen oftmals Jahrzehnte, bis die Ergebnisse veröffentlicht wurden [ALCOCK, 1902; GILSON, 1937; NIELSEN & JENSEN, 1957 - 1959; WICKSTEAD, 1963; ALEEM, 1967], was ihre Nutzung für dazwischen liegende Forschungsfahrten unmöglich machte.

Obwohl die Zeit der stichprobenartigen Unternehmungen nach dem Ersten Weltkrieg in eine großräumige systematische und kurz vor dem zweiten Weltkrieg in eine synoptische Erforschung großer Meeresgebiete überging - an der sich alle seefahrenden Nationen beteiligten - begann diese Zeit für den Indischen Ozean erst mit der 'Internationalen Indischen Ozean Expedition' (IIOE, engl. International Indian Ocean Expedition) von 1959 - 65. An dieser bisher umfangreichsten Erforschung des Indischen Ozeans, die alle Jahreszeiten abdeckte, waren 40 Forschungsschiffe aus 13 Nationen beteiligt. Diese Expedition lieferte einen ersten umfassenden Überblick dieses bislang - gegenüber dem Atlantik und dem Pazifik - wenig untersuchten Ozeans [z.B. RAO, 1967; WYRTKI, 1971; ZEITSCHEL, 1973; BABENERD & KREY, 1974; KREY & BABENERD, 1976; NIO, 1977; RAO, 1979; ANGEL, 1984a; HAQ & MILLIMAN, 1984].

Neben diesen zahlreichen Studien bildete die IIOE ferner die Basis für die internationale Zusammenarbeit, die Diskussion und den Austausch in den marinen Wissenschaften zwischen allen bisher an der Erforschung der Meere beteiligten Nationen (s.o.) und den Anrainerstaaten des Indischen Ozeans wie beispielsweise Indien und Pakistan.

Seit der IIOE fanden wenig internationale Forschungen über das Epipelagial des nordwestlichen Indischen Ozeans statt. Das internationale Großprojekt INDEX (engl. Indian Ocean Experiment) wurde 1979 zwar zur Untersuchung der Wirkung des einsetzenden SW-Monsuns durchgeführt, die Expeditionen beschränkten sich jedoch auf den Bereich des Somali-Stroms [SMITH & CODISPOTI, 1980].

Nach INDEX folgten dann zahlreiche nationale Expeditionen in den nordwestlichen Teil des Indischen Ozeans während beider Monsunperioden. 1986 - 1987 lag der Schwerpunkt der Expeditionen mit FS CHARLES DARWIN (SW-Monsun) und METEOR (NO-, Intermonsun) ins westliche Arabische Meer auf Studien über den biogeochemischen Kreislauf [z.B. BURKILL *et al.*, 1993a] sowie auf Untersuchungen über die Meeresströmungen und die Hydrographie vor Somalia [HITCHCOCK & OLSON, 1992].

Daneben fand eine russische Beteiligung an der Erforschung des Indischen Ozeans vornehmlich von 1970-90 innerhalb verschiedener Projekte statt. Meist sind die daraus hervorgegangenen Publikationen jedoch nur in russischer Sprache erschienen [z.B. PETIPA, 1986; PIONTKOVSKI, 1987].

Obwohl aufgrund der gewonnenen Ergebnisse vor allem der IIOE und der genannten nachfolgenden Expeditionen das grundlegende ozeanographische Wissen über den nördlichen Indischen Ozean gewachsen ist [z.B. WYRTKI, 1971; ZEITZSCHEL, 1973; BABENERD & KREY, 1974; KREY & BABENERD, 1976; NIO, 1977; RAO, 1979; ANGEL, 1984a; HAQ & MILLIMAN, 1984; SMITH *et al.*, 1991a; DESAI, 1992; ITTEKOT & NAIR, 1993; BURKILL *et al.*, 1993a; BANSE, 1994], blieben doch viele Fragen offen [ANGEL, 1984a] sowie weite Regionen unerforscht und unzureichend beschrieben [z.B. QASIM, 1982; OWENS *et al.*, 1993]. Es fehlten vor allem zur Zeit des SW-Monsuns im Arabischen Meer gesicherte Erkenntnisse über die Größe und die Geschwindigkeit der hydrographischen, chemischen und biologischen Bestände und Prozesse [z.B. ZEITZSCHEL, 1973; CURRIE *et al.*, 1973; OLSON *et al.*, 1993], da die schlechten Wetterbedingungen (Windgeschwindigkeiten $> 14 \text{ m s}^{-1}$, starke Regenfälle, Staubeintrag, Wolken) während des SW-Monsuns die Untersuchungen erschwerten oder sogar unmöglich machten. Auch die Fernerkundung ist durch starke Wolkenbedeckung während des SW-Monsuns erheblich eingeschränkt [z.B. HUSAR *et al.*, 1997]. Daten des Oberflächen-Chl *a*-Gehaltes des 'Coastal Zone Color Scanners (CZCS) des Satelliten Nimbus 7, der von November 1978 bis Juni 1986 in Betrieb war, sind für diese Zeit nur im geringen Maße verwendbar [BANSE & McCLAIN, 1986; BROCK *et al.*, 1991; BROCK & McCLAIN, 1992; BROCK *et al.*, 1993; BANSE & ENGLISH, 1994]. Zudem ging die Beprobung nach 1982 stark zurück. Seither sind nur hydrographische Daten wie beispielsweise die Oberflächentemperatur via Satellit verfügbar.

Nun ist aber gerade die Zeit des SW-Monsuns in Bezug auf die Produktionsbiologie bedeutend für den nördlichen Indischen Ozean. Der SW-Monsun bedingt Auftrieb vor Somalia und der Arabischen Halbinsel (Oman) und macht diese Küstengebiete vermutlich zu den produktivsten Regionen der Welt [CURRIE *et al.*, 1973; KREY, 1973; NAIR *et al.*, 1989]. Die Küstenauftriebsregion vor Oman ist die größere dieser beiden. Sie erstreckt sich bis ca. 100 km vor und über 1000 km entlang der arabischen Küste [BOTTERO, 1969]. In dieser Region werden die maximalen Abundanzen von Phyto- und Zooplankton des gesamten Indischen Ozeans gemessen [CURRIE *et al.*, 1973]. RYTHER *et al.* [1966] beschreiben Phytoplanktonblüten entlang der Arabischen Küste mit einer Primärproduktion bis zu $6.4 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Dagegen wird das Gebiet im Bereich des zentralen Arabischen Meeres als Region geringer Produktion angesehen [KREY, 1973; KREY & BABENERD, 1976], die Werte verschiedener Autoren weichen jedoch zum Teil stark voneinander ab. Während KREY [1973] *in situ* Primärproduktionswerte in der Oberfläche für den zentralen Teil des Arabischen

Meeres (65° O bis 73° O) zur Zeit des SW-Monsuns von $0.5 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ gemessen hat, beschreibt CUSHING [1973] Primärproduktionswerte für die gleiche Region von $1 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Hier sei darauf hingewiesen, daß während der IIOE die Methoden und Berechnungen der Primärproduktion mit der ^{14}C -Methode noch recht unterschiedlich waren und sich noch in der Entwicklung befanden. Die jahreszeitliche Chlorophyll *a*-Verteilung hingegen ist einheitlicher beschrieben. KREY [1973] und KREY & BABENERD [1976] geben über die oberen 50 m der Wassersäule gemittelte Werte an, wobei zur Zeit des SW-Monsuns große Bereiche, wie der Küstenauftrieb vor Oman, mit erhöhten Chi *a*-Konzentrationen von $> 0.5 \text{ mg m}^{-3}$ angegeben werden.

Trotz einzelner nationaler Expeditionen nach der IIOE blieben die Informationen über das Arabische Meer zur Zeit des SW-Monsuns gering. Erst im Zuge der Diskussion über die Rolle von Gebieten hoher Primärproduktion für den globalen Kohlenstoffkreislauf und des möglichen Ausgasens von CO_2 in Auftriebsregionen sind diese erneut in den Mittelpunkt des wissenschaftlichen Interesses gerückt. Der Kohlenstofffluß durch das pelagische System ist dabei ein Hauptaugenmerk heutiger Studien. Damit hat der nördliche Indische Ozean im Rahmen von JGOFS (Kap. 1) neue Beachtung gefunden, und es wurden von 1994 - 1997 die internationalen JGOFS 'ARABIAN SEA PROCESS SERIES' durchgeführt [SMITH *et al.*, 1991a; SCOR, 1995].

7.2 Einteilung des westlichen Arabischen Meeres

Aufgrund der hydrographischen Besonderheit des westlichen Arabischen Meeres zur Zeit des SW-Monsuns sind von verschiedenen Autoren regionale Einteilungen vorgenommen worden:

COLBURN [1975] hat den nördlichen Indischen Ozean anhand der Strukturen in der Temperaturverteilung in fünf hydrographische Regionen unterteilt. Region I umfaßt das Gebiet vor der Arabischen Halbinsel, Region II reicht von 8° N bis 13° N und ein Teil davon bis 16° N, Region III liegt zwischen 16° N und 19° N, Region IV ist das Gebiet südwestlich vor Indien (17° N bis 25° N) und Region V umfaßt einen Teil des Persischen Golfes. JERLOV [1976] hat eine andere Einteilung des Arabischen Meeres in verschiedene Regionen anhand bio-optischer Eigenschaften vorgenommen, die ebenfalls einige Autoren bei der Diskussion ihrer Forschungsergebnisse zugrunde legen [z.B. BURKILL *et al.* 1993b, OWENS *et al.*, 1991]. Diese Einteilung beschreibt weite Bereiche des nördlichen Arabischen Meeres (bis ca. 22° N entlang 67° O) als oligotroph. Sogar Fernerkundungsstudien und Modellrechnungen beschreiben moderne Ergebnisse anhand dieser alten Einteilungen [z.B. DÜING & LEETMAA, 1980; BANSE, 1987; BAUER *et al.*, 1991; BROCK *et al.*, 1991; BROCK *et al.*, 1992; BROCK *et al.*, 1993].

Wie diese Arbeit gezeigt hat, ist das Epipelagial des westlichen Arabischen Meeres zur Zeit des SW-Monsuns durch eine ausgeprägte räumliche Heterogenität geprägt. Eine starke Variabilität biologischer Produktivität ist charakteristisch für diese Meeresregion. Im Gegensatz zu einer reinen hydrographischen Betrachtungsweise bzw. Einteilung können aufgrund der vorgefundenen physikalischen, chemischen und biologischen Eigenschaften und der daraus resultierenden,

umfassenden Beschreibung (Kap. 4) drei verschiedene geographische Regionen (Abb. 7.1) definiert werden:

1. DAS ZENTRALE ARABISCHE MEER
2. DIE KÜSTENAUFTRIEBSREGION VOR OMAN
3. DIE FINDLATER JET REGION

Das **zentrale Arabische Meer** ist durch oligotrophe, homogene Verhältnisse gekennzeichnet. Nährsalzerschöpfung, hohe Durchmischungstiefen und ein von regenerierter Produktion bestimmtes Epipelagial charakterisieren diese Region. Die **Küstenauftriebsregion** vor Oman spiegelt die typischen Eigenschaften eines Auftriebsgebietes wider: geringe Oberflächentemperaturen, hohe Nährsalz- und Chl *a*-Konzentrationen sowie hohe Primärproduktion und Phytoplanktonbiomassen. Zwischen diesen beiden Regionen liegt im Einflußbereich des Findlater Jets die **Findlater Jet Region**. Eine ausgeprägte Heterogenität der abiotischen Umweltparameter und biologischen Variablen sind typisch für diese Meeresregion. Oligotrophe sowie eutrophe Bereiche kommen hier gemeinsam vor. Eine Besonderheit der Findlater Jet Region sind Filamente, die sich aus dem Küstenauftrieb bis in diese Region erstrecken.

Im folgenden werden die Charakteristika und Besonderheiten dieser drei Regionen herausgestellt.

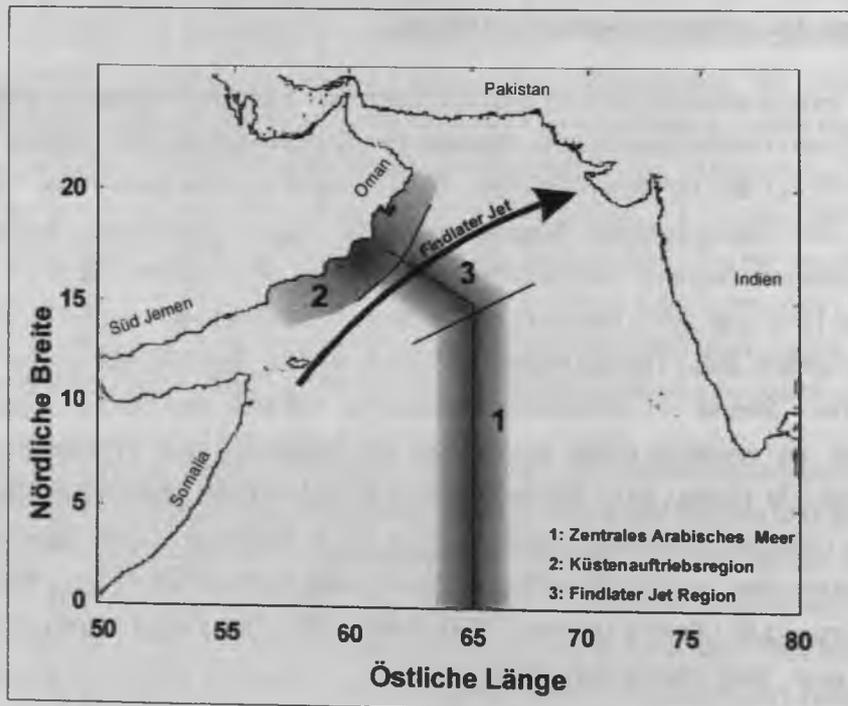


Abb. 7.1 Westliches Arabisches Meer zur Zeit des SW-Monsuns mit den drei in dieser Arbeit definierten geographischen Regionen.

7.3 Die drei Regionen im westlichen Arabischen Meer

7.3.1 Das zentrale Arabische Meer

Das zentrale Arabische Meer ist zur Zeit des SW-Monsuns durch eine ausgeprägte regionale Homogenität in seinen hydrographischen, chemischen und phytoplanktologischen Merkmalen geprägt.

Aufgrund der hohen Verdunstungsrate und des Einstroms von salzhaltigerem Wasser aus dem Persischen Golf [QASIM, 1982] nahm die Oberflächentemperatur entlang des Süd-Nord-Schnittes (65°O) von 28.9°C auf 27.2°C ab und der Oberflächensalzgehalt von 35.1 auf 36.2 zu. Die Nutrikline war deutlich ausgeprägt, bis in ca. 80 m Tiefe waren die Nährstoffe nahezu erschöpft. Konform dazu lag die durchmischte Schicht in 75 - 111 m Tiefe. Durchschnittliche Nährsalzkonzentrationen in der durchmischten Schicht (Abb. 4.4a-e) lagen für Nitrat und Silikat bei $0.70 \mu\text{mol l}^{-1}$, für Phosphat bei $0.20 \mu\text{mol l}^{-1}$ und für Ammonium bei $0.05 \mu\text{mol l}^{-1}$. Nitrit zeigte stets Konzentrationen nahe der Nachweisgrenze ($0.01 \mu\text{mol l}^{-1}$). Die $1 \mu\text{mol l}^{-1}$ Nitrat-Isoplethe beschrieb die untere Grenze der durchmischten Schicht. Konform dazu verliefen die $3 \mu\text{mol l}^{-1}$ Silikat- und die $0.3 \mu\text{mol l}^{-1}$ Phosphat-Isoplethe. Unterhalb der Nutrikline stiegen die Konzentrationen sprunghaft an. In 150 m Tiefe wurden $15.99 \mu\text{mol NO}_3^- \text{l}^{-1}$, $10.90 \mu\text{mol Si(OH)}_4 \text{l}^{-1}$ und $1.18 \mu\text{mol PO}_4^{3-} \text{l}^{-1}$ erreicht. Die Sauerstoffkonzentrationen innerhalb der durchmischten Schicht waren mit $3.5 - 4.0 \text{ ml l}^{-1}$ recht hoch.

An der unteren Grenze der durchmischten Schicht befand sich ein für oligotrophe Regionen typisches Tiefen-Chl *a*-Maximum (TCM, in 60 - 80 m Tiefe) mit Werten bis zu $0.6 \mu\text{g l}^{-1}$. Der Chl *a*-Gehalt in der Oberfläche betrug ca. $0.28 \mu\text{g l}^{-1}$ und die über die Tiefe der Sinkstoffalle (hier 100 m) integrierten Chl *a*-Werte lagen bei 27.4 mg m^{-2} .

Tiefen-Chl *a*-Maxima sind eine weit verbreitete und gut dokumentierte Erscheinung in den oligotrophen Regionen der Weltmeere [CULLEN, 1982 und darin zitierte Autoren]. Ein TCM muß jedoch nicht gleichzeitig ein Biomassemaximum bedeuten. Die Verhältnisse zwischen Chl *a* und Kohlenstoff in einer Zelle und zwischen verschiedenen Klassen und Gruppen variieren und sind abhängig von den abiotischen Umweltparametern wie z.B. Nährsalzkonzentration und Temperatur [BANSE, 1977; BANSE, 1994]. Die Bildung eines TCM kann das Resultat verschiedener Faktoren sein, wie z.B. abnehmende Sinkraten des Phytoplanktons an Dichtesprungschichten, aktive Aggregation von Zellen, Mobilität und aktives Wachstum innerhalb des TCM. Auch die geringen Lichtintensitäten in der Tiefe können eine Erhöhung des zellulären Pigmentgehaltes bedingen (physiologische Adaptation) und führen dann zu einer Akkumulation des Chlorophylls in der Tiefe [CULLEN, 1982; VANDELDELDE *et al.*, 1987 und darin zitierte Autoren].

Im zentralen Arabischen Meer dominierte das Picoplankton - Prochlorophyceen und Cyanophyceen der Gattung *Synechococcus* - die Phytoplanktongemeinschaft. Aufgrund der geringen Sinkraten dieser Organismen [TAKAHASHI & BIENFANG, 1983; PLATT *et al.*, 1983; HEWES *et al.*, 1984] kann eine Chl *a*-Akkumulation ausgeschlossen werden. Zum Zeitpunkt der Untersuchung lag im Bereich

des TCM das Abundanzmaximum der Prochlorophyceen bei 60×10^6 Zellen l^{-1} . Ebenfalls in dieser Tiefe konnten mittels HPLC-Pigmentanalysen vermehrt Vertreter der Dinophyceen nachgewiesen werden. Mikroskopische Untersuchungen bestätigten dies mit einer Anreicherung von *Ceratium* spp., *Dinophysis hastata* und nicht näher identifizierten kugelförmigen Flagellaten $< 30 \mu m$. Weiterhin wurden in den UTERMÖHL-Proben und den HPLC-Pigmentanalysen erhöhte Zellzahlen der Chrysophyceen (*Dictyocha fibula*) und Prymnesiophyceen (nicht näher identifizierte Coccolithophoriden) in der Tiefe des TCM beobachtet. Ebenfalls in diesem Tiefenbereich zeigten die mikroskopischen Analysen ein Vorkommen von Bacillariophyceen, die mittels HPLC nur in geringer Menge nachgewiesen werden konnten. *Nitzschia bicaptata* und kleine nadelförmige pennate Bacillariophyceen waren die Hauptvertreter in dieser Tiefe. Partikuläres Silikat zeigte zu Beginn der Untersuchung ebenfalls ein Maximum in ca. 60 m Tiefe mit $9.83 \mu g l^{-1}$. Dies stimmt mit den mikroskopischen Ergebnissen überein, die das Vorkommen von Bacillariophyceen dokumentieren. Die Konzentrationen des Phytoplanktonkohlenstoffs (PPC) in dieser Region zeigten ebenfalls im Bereich des TCM erhöhte Werte. Auf St. 382 beispielsweise wurden in der Oberfläche (in 5 m Tiefe) $0.78 mg C l^{-1}$ gemessen, während diese in 95 m mit $0.85 mg C l^{-1}$ deutlich höher waren. Hauptverantwortlich hierfür waren nicht näher identifizierte autotrophe Flagellaten, was sich schon in den Pigmentanalysen zeigte. Diese Ergebnisse bestätigen das Biomassemaximum im TCM.

Auffällig war in diesem Zusammenhang die Abnahme des molaren C:N-Verhältnisses im Bereich des TCM (5.0 - 5.4), das oberhalb und unterhalb dieses Tiefenbereichs höher war (6.0 - 8.5). Dieses Phänomen deutet zum einen auf einen geringen Anteil von Detritus hin und spricht zum anderen für das Vorkommen von kleineren Organismen, die in Relation zum Zellvolumen über mehr stickstoffhaltiges Kern- und Ribosomenmaterial verfügen [BRATBAK, 1985; LEE & FUHRMANN, 1987].

Die Interpretation des TCM im zentralen Arabischen Meer als Biomassemaximum ist gerechtfertigt. Es konnten verschiedene Organismengruppen mit erhöhten Abundanzen im TCM nachgewiesen werden. Da keine Untersuchungen zu fraktioniertem Chl a vorliegen, kann jedoch keine Aussage über die prozentualen Anteile der genannten Gruppen getroffen werden. Es kann aber aufgrund der geringeren molaren C:N-Verhältnisse im TCM darauf geschlossen werden, daß kleine Organismen den Hauptanteil der Akkumulation des Chl a ausmachten. Das bestätigen auch die Untersuchungen der Durchflußzytometrie und der HPLC-Pigmentanalysen (Kap. 4.1.2), die jeweils eine Dominanz der Prochlorophyceen im Tiefenbereich zwischen 80 m und 100 m registrierten.

Der ermittelte PPC innerhalb der durchmischten Schicht lag bei $265 mg C m^{-2}$. Die Primärproduktion erreichte durchschnittlich $872 mg C m^{-2} d^{-1}$ und war einheitlich über alle Tiefenhorizonte verteilt. Die Diskrepanz zwischen dem PPC und der Primärproduktion um mehr als das Dreifache kann nicht auf hohe Wachstumsraten zurückgeführt werden, sondern liegt an der Unterschätzung des Phytoplanktonkohlenstoffs mittels UTERMÖHL-Mikroskopie. Die in dieser Region dominierenden kleinen Zellen (Pico- und Nanoplankton) konnten mit dieser Methode nicht quantitativ erfaßt werden [GIESKES & KRAAY, 1984; BUMA *et al.*, 1992; MEYERHÖFER, 1994; BIDIGARE *et al.*, 1996].

Die euphotische Zone (0.1 % LT) erstreckte sich bis maximal 114 m und war damit stets tiefer als die durchmischte Schicht. Aufgrund der Nitraterschöpfung innerhalb der durchmischten Schicht basierte die Produktion hier auf regenerierten Nährsalzen (NH_4^+ , im Sinne von DUGDALE & GOERING [1967]). Dies entsprach einem Verhältnis von Neuer zu Regenerierter Produktion (*f*-ratio) von 0 (Tab. 4.2). Da unterhalb der lichtdurchfluteten Zone die Nährsalzkonzentrationen sprunghaft anstiegen, konnte unterhalb der durchmischten Schicht (in 95 m Tiefe) Produktion basierend auf neuen Nährsalzen stattfinden (Tab. 4.2). In diesem Tiefenhorizont wurden vor allem Flagellaten der Chrysophyceen und Prymnesiophyceen nachgewiesen. HARRISON & WOOD [1988] haben gezeigt, daß Zellen des Picoplanktons Ammonium gegenüber Nitrat bevorzugt aufnehmen. Die Ammoniumkonzentration waren während der Untersuchung in dieser Tiefe mit $0.02 - 0.07 \mu\text{mol l}^{-1}$ jedoch sehr gering, die Nitratkonzentrationen mit $7.97 - 15.99 \mu\text{mol l}^{-1}$ im Gegensatz dazu sehr hoch. Es liegt die Annahme nahe, daß derartig geringe Ammoniumkonzentrationen für eine Regenerierte Produktion in dieser Tiefe ausreichen, was durch das *f*-ratio von 0.4 unterhalb der durchmischten Schicht bestätigt wird.

Für eine weitergehende ökologische Betrachtung ist es von Bedeutung, in welchem Ausmaß die hier dominierende Phytoplanktongemeinschaft zum vertikalen Kohlenstofftransport beiträgt. Der materielle Kreislauf im Epipelagial des zentralen Arabischen Meeres basierte auf regenerativen Prozessen eines mikrobiellen Nahrungsgefüges. Das autotrophe Pico- und Nanoplankton dominierte mit 83 % des Chl *a*-Bestandes und bis zu 74 % der Primärproduktion das Epipelagial des zentralen Arabischen Meeres. Die Sinkraten einzelner kleiner Zellen, wie z.B. coccale Cyanophyceen, sind jedoch vernachlässigbar gering [TAKAHASHI & BIENFANG, 1983; PLATT *et al.*, 1983; HEWES *et al.*, 1984]. Daher ist zunächst anzunehmen, daß der vertikale Export von Kohlenstoff - mit Dominanz von autotrophem Pico- und Nanoplankton - relativ gering ist. Ergebnisse verankerter Sinkstofffallen aus 2800 - 3000 m Tiefe bei $14^{\circ}31'N$, $64^{\circ}46'O$ (CAST¹) im zentralen Arabischen Meer [NAIR *et al.*, 1989; HAAKE *et al.*, 1992; HAAKE *et al.*, 1993b] zeigten zur Zeit des SW-Monsuns Sedimentationsraten (TG) von $220 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Der Anteil von organischem Kohlenstoff am Export variierte hier zwischen 4.3 % und 8.7 %. Dieser Anteil ist vergleichbar mit POC-Sedimentationsraten in Regionen, die von Auftriebserscheinungen, also Regionen hoher pelagischer Produktion, beeinflusst waren [HAAKE *et al.*, 1993b]. Der Ursprung dieses sedimentierten organischen Kohlenstoffs ist bislang unbekannt [HAAKE *et al.*, 1993b]. Die Ergebnisse der Driftexperimente der vorliegenden Untersuchung, mit Sinkstofffallen unterhalb der euphotischen Zone, registrierten einen maximalen Partikelfluß (TG) von $96.75 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Mittelwert: $71.87 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). Der POC-Fluß lag zwischen $3.8 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und $15.5 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Mittelwert: $9.5 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). Die absoluten Werte dieser Studie liegen bei ca. 50 % der Werte aus den Untersuchungen der tiefen Sinkstofffallen von HAAKE *et al.* [1993b]. Die registrierten POC-Sedimentationen aus der euphotischen Zone im zentralen Arabischen Meer entsprachen jedoch verglichen mit denen der Küstenauftriebsregion (Kap. 7.3.2) und der Findlater Jet Region (Kap. 7.3.3) den geringsten Raten dieser Studie (Tab. 7.1). Dies deckt sich mit Untersuchungen von BUESSELER *et al.* [1998], die anhand von Thoriummessungen im Juli/August 1995 POC-Flüsse in

¹ CAST: Central Arabian Sea Station

100 m Tiefe berechneten. Sie registrierten ebenfalls die geringsten Flüsse im zentralen Bereich des Arabischen Meeres und deutlich höhere im Bereich des Küstenauftriebs. BUESSELER *et al.* [1998] geben für 10° N, 65° O einen POC-Fluß von $22.8 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und eine Primärproduktion von $1561.2 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ an. Diese Position entspricht St. 404 dieser Studie. Die entsprechenden Werte lagen hier bei $15.5 \text{ mg POC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und $894.3 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Auch gegenüber den errechneten Daten dieser Autoren sind die Ergebnisse dieser Arbeit deutlich geringer. Da BUESSELER *et al.* [1998] den POC-Fluß nicht direkt gemessen haben, sondern diesen über eine andere Größe ($^{234}\text{Thorium}$) berechneten, ist die direkte Vergleichbarkeit eingeschränkt. Im Vergleich der relativen Werte, wie beispielsweise der POC-Anteil an der Primärproduktion, zeigt sich jedoch eine gute Übereinstimmung. Dieser liegt im Falle von BUESSELER *et al.* [1998] bei 1.4, der dieser Studie bei 1.7.

Zusammenfassend läßt sich das zentrale Arabische Meer als ein homogenes, oligotrophes Meeresgebiet beschreiben, das charakterisiert ist durch (1) eine tiefe durchmischte Schicht, (2) eine noch tiefer reichende euphotische Zone (0.1 % LT), (3) Nährsalzerschöpfung innerhalb der durchmischten Schicht und unterhalb dieser eine starke Zunahme der Nährsalzkonzentrationen, (4) ein Tiefen-Chl *a*-Maximum an der unteren Grenze der durchmischten Schicht mit maximal $0.4 \mu\text{g l}^{-1}$, (5) einen Chl *a*-Gehalt innerhalb der durchmischten Schicht von durchschnittlich $0.28 \mu\text{g l}^{-1}$, (6) eine PPC-Biomasse von durchschnittlich 0.27 g C m^{-2} , (7) Regenerierte Produktion ($0.87 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), (8) Neue Produktion an der unteren Grenze der durchmischten Schicht, (9) geringe POC-Sedimentation aus der euphotischen Zone und (10) eine von autotrophem Pico- und Nanoplankton dominierten Phytoplanktongemeinschaft. Abb. 7.2 zeigt schematisch die charakteristischen Komponenten des zentralen Arabischen Meeres.

Tab. 7.1 Vergleich des Gesamtpartikelflusses (TG) und seiner Hauptkomponenten (Mittelwerte) der Driftexperimente der Expedition METEOR 32/5 in der Region des zentralen Arabischen Meeres, der Küstenauftriebsregion vor Oman und der Findlater Jet Region. CaCO_3 : Kalziumkarbonat; POC: Partikulärer organischer Kohlenstoff; PON: Partikulärer organischer Stickstoff; PSi: Partikuläres Silikat; Chl *a*: Chlorophyll *a*; C:N: molares C:N-Verhältnis; % von PP: Anteil des sedimentierten POC an der Primärproduktion.

PARAMETER		ZENTRALES ARABISCHES MEER	KÜSTENAUFTRIEBSREGION	FINDLATER JET REGION
TG	$[\text{mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}]$	71.87	53.44	45.03
CaCO_3	$[\text{mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}]$	51.04	26.24	26.67
POC	$[\text{mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}]$	9.50	15.70	9.04
PON	$[\text{mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}]$	1.40	3.32	1.58
PSi	$[\text{mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}]$	1.0	2.1	1.7
Chl <i>a</i>	$[\text{mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}]$	0.14	0.21	0.17
C:N	[mol:mol]	6.49	4.10	5.06
% von PP	%	< 1	< 1	< 1

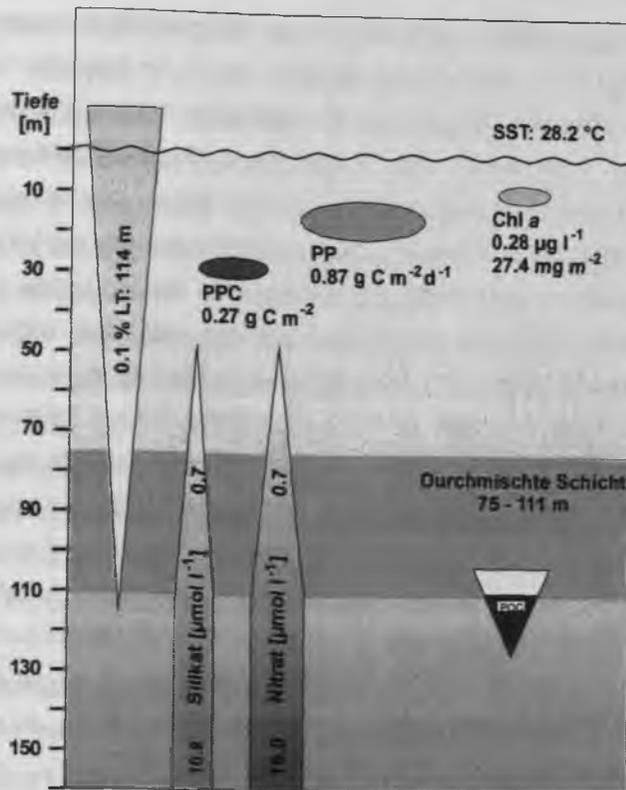


Abb. 7.2 Das Epipelagial des zentralen Arabischen Meeres hinsichtlich seiner physikalischen, chemischen und biologischen Merkmale (Mittelwerte) zur Zeit des SW-Monsuns. SST (Sea Surface Temperature): Oberflächentemperatur; 0.1 % LT: 0.1 % Lichttiefe, euphotische Zone; PPC: Phytoplanktonkohlenstoff; PP: Primärproduktion; Chl a: Chl a in der durchmischten Schicht [$\mu\text{g l}^{-1}$] und integriert über die Tiefe der Sinkstofffalle (100 m) [mg m^{-2}]; POC: Partikulärer organischer Kohlenstoff, sedimentiert aus der euphotischen Zone.

7.3.2 Die Küstenauftriebsregion vor Oman

Die Küstenregion vor Oman ist hinsichtlich der hydrographischen, chemischen und biologischen Strukturen typisch für ein Auftriebsgebiet. Die Temperatur der Wasseroberfläche war mit $19.7 - 22.5 \text{ } ^\circ\text{C}$ (Mittelwert: $20.0 \text{ } ^\circ\text{C}$) gegenüber Stationen außerhalb des Küstenauftriebes deutlich geringer. Der Oberflächensalzgehalt war mit Werten von $35.6 - 35.7$ ebenfalls geringer. CURRIE *et al.* [1973] beschrieben Oberflächentemperaturen für den SW-Monsun 1963 von $19 \text{ } ^\circ\text{C}$ während BRUCE [1974] für den selben Zeitraum lediglich Werte $< 20 \text{ } ^\circ\text{C}$ angab. HASENRATH & LAMB [1979] und WOOSTER *et al.* [1967] nennen Temperaturen von $22 - 23 \text{ } ^\circ\text{C}$. Einen Monat nach der Expedition M 32/5 herrschten im SW-Monsun 1995 Oberflächentemperaturen von ca. $20 \text{ } ^\circ\text{C}$ [GARRISON *et al.*, 1998], was gut mit den Ergebnissen dieser Studie übereinstimmt. Die niedrigsten Oberflächentemperaturen liefen generell konform mit den geringsten Oberflächensalzgehalten von < 35.7 [BRUCE, 1974].

Die durchmischte Schicht zeichnete sich durch hohe Nährsalzkonzentrationen aus. Maximale Werte lagen für Nitrat bei $18.3 \mu\text{mol l}^{-1}$ (Mittelwert: $17.9 \mu\text{mol l}^{-1}$), für Silikat bei $10.1 \mu\text{mol l}^{-1}$ (Mittelwert: $8.3 \mu\text{mol l}^{-1}$), für Phosphat bei $1.7 \mu\text{mol l}^{-1}$ (Mittelwert: $1.6 \mu\text{mol l}^{-1}$), für Ammonium bei $0.73 \mu\text{mol l}^{-1}$ (Mittelwert: $0.39 \mu\text{mol l}^{-1}$) und für Nitrit bei $0.48 \mu\text{mol l}^{-1}$ (Mittelwert: $0.30 \mu\text{mol l}^{-1}$). Durchschnittliche Konzentrationen unterhalb der durchmischten Schicht lagen für Nitrat bei $20.5 \mu\text{mol l}^{-1}$ und für Silikat bei $13.3 \mu\text{mol l}^{-1}$. Der Sauerstoffgehalt war mit $3.4 - 4.3 \text{ ml l}^{-1}$, bedingt durch die Primärproduzenten, recht hoch. Die durchmischte Schicht reichte von 25 - 41 m. Auf St. 438 konnte allerdings keine thermische Sprungschicht nach dem angewandten Kriterium beobachtet werden (Kap. 3.2; Kap. 4.2.1). Bemerkenswert ist, daß die euphotische Zone ($0.1 \% \text{LT}$) auch in dieser Region stets tiefer war als die durchmischte Schicht. Während der Expedition So 120 (1997) war die durchmischte Schicht mit 14 - 23 m deutlich flacher als während der Expedition M 32/5 (1995). Während der Expedition So 120 konnte aber der Küstenauftrieb anhand der durchgeführten Vorstudien auch genauer lokalisiert werden als während der Expedition M 32/5. 1997 wurde näher an der Küste mit den Untersuchungen begonnen, die Wassertiefe war hier deutlich geringer. Aber auch hier war die euphotische Zone tiefer als die durchmischte Schicht. Aus beiden Jahren ergeben sich damit Durchmischungstiefen zwischen 14 m und 41 m. [BAUER *et al.*, 1993] geben maximale Durchmischungstiefen im Küstenauftrieb von ca. 40 m an, was der hier ermittelten Tiefenspanne entspricht.

Maximale Oberflächen-Chl *a*-Werte lagen bei $0.86 \mu\text{g l}^{-1}$ und waren recht einheitlich über die oberen 25 m der Wassersäule verteilt. Diese Werte liegen in dem Bereich, wie er von KREY [1973] und KREY & BABENERD [1976] angegeben wird ($> 0.5 \mu\text{g l}^{-1}$). Grundsätzlich waren die Werte dieser Untersuchung aber stets geringer als von anderen Autoren postuliert. MADHUPRATAP & PARULEKAR [1993] geben Konzentrationen von bis zu $5 \mu\text{g Chl a l}^{-1}$ an. Die über die Tiefe der Sinkstoffalle (66 m) integrierten Chl *a*-Werte betragen 39.5 mg m^{-2} . Der ermittelte PPC lag bei 1.8 mg C m^{-2} und die Primärproduktion erreichte $3.3 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Die Primärproduktionswerte lagen zwischen denen anderer Autoren. Während RYTHYER *et al.* [1966] und QASIM [1982] im Küstenauftrieb $6.4 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ bzw. $6 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ gemessen haben, geben BURKILL *et al.* [1993b] und OWENS *et al.* [1993] lediglich Werte von $> 2.5 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ an.

Die fraktionierte Primärproduktion zeigte mit 64 % die Dominanz des Mikrophytoplanktons ($> 20 \mu\text{m}$). Das Nanoplankton ($2 - 20 \mu\text{m}$) stellte 16 % der Primärproduktion. Fraktionierte Primärproduktionsdaten für den nordwestlichen Indischen Ozean sind bisher nur von SOROKIN *et al.* [1985] und OWENS *et al.* [1993 und darin zitierte Autoren] beschrieben. Daten für den Küstenauftrieb vor Oman liegen nur von OWENS *et al.* [1993] für Anfang Oktober 1986 vor. Diese Autoren verwendeten die Fraktionen $0.2 - 0.8 \mu\text{m}$, $0.8 - 5 \mu\text{m}$ und $> 5 \mu\text{m}$, wobei 90 % der Gesamt-Primärproduktion auf die Fraktion $> 5 \mu\text{m}$ entfielen. Diese lag damit nur geringfügig über dem Anteil der Größenklassen $> 20 \mu\text{m}$ und $2 - 20 \mu\text{m}$ dieser Studie (80 %).

Die Primärproduktion wurde hier zu einem erheblichen Anteil von Neuer Produktion gestellt. Dennoch war das *f*-ratio mit 0.3 bis 0.5 in der euphotischen Zone für ein Auftriebsgebiet gering. Das Verhältnis kann hier durchaus bei 0.8 liegen [DUGDALE & WILKERSON, 1992]. Häufig liefern

Bacillariophyceen einen hohen Anteil an der Neuen Produktion [CLAUSTRE, 1994]. Lichtmikroskopische Analysen zeigten verschiedene Arten von Bacillariophyceen in unterschiedlichen physiologischen Zuständen, die die Zusammensetzung des Phytoplanktons prägten. Dominierend waren *Rhizosolenia* spp. und *Chaetoceros* spp.. Die typischen Auftriebsformen *Nitzschia delicatissima* und *Rhizosolenia styliformis*, die aus dem Küstenauftrieb vor Somalia [SMITH & CODISPOTI, 1980] und Peru [BAARS *et al.*, 1990] bekannt sind, waren in dieser Studie stets von untergeordneter Bedeutung. *Rhizosolenia* spp. dominierte ebenfalls die Bacillariophyceen in den Untersuchungen von GARRISON *et al.* [1998] und stellte 15 - 61 % der Bacillariophyceen-Biomasse. Vergleichbare Anteile von *Rhizosolenia* spp. am Gesamt-PPC der Bacillariophyceen ergaben sich mit > 60 % aus den eigenen Untersuchungen. Insgesamt dominierten Bacillariophyceen mit 91 % den Gesamt-PPC in der Küstenauftriebsregion vor Oman. Diese deutliche Dominanz der Bacillariophyceen anhand lichtmikroskopischer Untersuchungen zeigt erneut die Unterschätzung kleiner Zellen mit dieser Methode [GIESKES & KRAAY, 1984; BUMA *et al.*, 1992; MEYERHÖFER, 1994; BIDIGARE *et al.*, 1996].

Es war zwar die Dominanz des Mikroplanktons in der oberen Wassersäule zu beobachten, es zeigte sich jedoch im fraktionierten Chl *a* in ca. 40 m Tiefe die zunehmende Bedeutung der Größenklassen 2 - 20 µm und < 0.8 µm. Diese stellten 44 % und 35 % des Chl *a* in dieser Tiefe. Mittels HPLC wurden in diesem Tiefenbereich Prochlorophyceen (< 0.8 µm) mit 14 % des Chl *a*-Bestandes bestimmt (Kap. 4.2.2). Aufgrund der methodischen Probleme der HPLC-Analyse (Kap. 6.3) muß diese als Prochlorophyceen beschriebene Gruppe eher den Chlorophyceen und/oder den Cyanophyceen zugeschrieben werden, da Prochlorophyceen nicht in eutrophen Regionen sondern hauptsächlich in oligotrophen tropischen und subtropischen Gewässern vorkommen [VELDHUIS & KRAAY, 1990; OLSON *et al.*, 1990]. In den amerikanischen Studien wurde etwa zwei Wochen nach der METEOR Expedition eine Dominanz von Chlorophyceen vor der Küste von Oman beschrieben [GOERICKE, persönliche Mitteilung in LATASA & BIDIGARE, 1998]. Dies stützt die Annahme, daß die mittels HPLC bestimmten Prochlorophyceen der Gruppe der Chlorophyceen zuzuordnen sind. Diese Organismen waren danach in der Größenklasse 0.8 - 2 µm für den Chl *a* unterhalb von 40 m verantwortlich. Der Anteil dieser Größenklasse an der Neuen Produktion konnte nicht bestimmt werden, da für diesen Tiefenbereich keine Messungen vorliegen.

Die Sinkstofffallenuntersuchungen ergaben einen Partikelfluß von 53.33 mg m⁻² d⁻¹ (Tab. 7.1). Auch im Küstenauftrieb dominierte CaCO₃ das Sinkstoffallenmaterial, zeigte aber mit einem Anteil von 49 % die geringste Beteiligung während des gesamten Driftexperimentes. Dies entsprach geringen Abundanzen planktischer Foraminiferen aufgrund der geringen Wassertiefen im Küstenauftrieb in dieser Region (B. HILLER, GPT², Tübingen, persönliche Mitteilung). Der POC-Fluß war mit 15.70 mg m⁻² d⁻¹ deutlich höher als im zentralen Arabischen Meer und der Findlater Jet Region (Tab. 7.1). Der POC-Anteil der Primärproduktion war mit < 1 % sehr gering. Der POC-Fluß lag bei 2.1 mg m⁻² d⁻¹, was doppelt so hoch war wie im zentralen Arabischen Meer (1 mg m⁻² d⁻¹). Dies deutet auf den Beginn der Sedimentation der Bacillariophyceen und damit auf ein dem Ende einer

² GPT: Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Tübingen

Blütenphase entgegenstrebendes pelagisches System hin. Der aus der euphotischen Zone heraus sedimentierte Anteil der Primärproduktion lag bei $< 1\%$.

Zusammenfassend kann die Küstenauftriebsregion vor Oman als ein Gebiet hoher Produktion darstellt werden. Sie ist charakterisiert durch (1) geringe Oberflächentemperaturen, (2) geringe Durchmischungstiefen, (3) eine tiefer reichende euphotische Zone, (4) hohe Nährsalzkonzentrationen in der Oberfläche und der durchmischten Schicht, (5) hohe Chi a-Gehalte von durchschnittlich $0.79 \mu\text{g l}^{-1}$, (6) eine PPC-Biomasse von durchschnittlich 1.75 g C m^{-2} , (7) eine hohe Primärproduktion von durchschnittlich $3.34 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, vornehmlich basierend auf neuen Nährsalzen (Neue Produktion), (8) die höchsten POC-Sedimentationsraten aus der euphotischen Zone verglichen mit den der anderen beiden Regionen und (9) eine von Bacillariophyceen geprägte Phytoplanktongemeinschaft vornehmlich der Gruppen *Rhizosolenia* und *Chaetoceros*. Abb. 7.3 zeigt schematisch die Charakteristika dieser Küstenauftriebsregion.

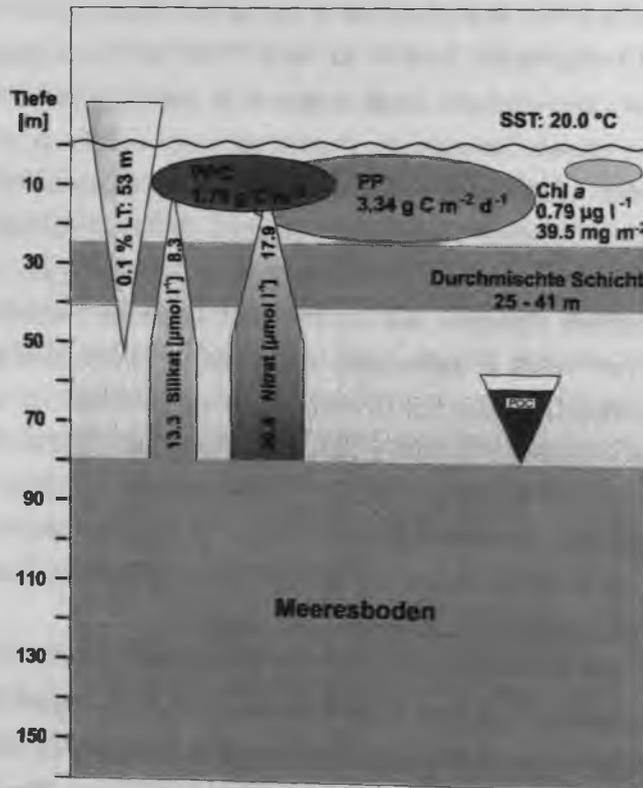


Abb. 7.3 Das Epipelagial der Küstenauftriebsregion vor Oman hinsichtlich seiner physikalischen, chemischen und biologischen Merkmale zur Zeit des SW-Monsuns. SST (Sea Surface Temperature): Oberflächentemperatur; 0.1 % LT: 0.1 % Lichttiefe, euphotische Zone; PPC: Phytoplanktonkohlenstoff; PP: Primärproduktion; Chl a: Chl a in der durchmischten Schicht [$\mu\text{g l}^{-1}$] und integriert über die Tiefe der Sinkstoffalle (66 m) [mg m^{-2}]; POC: Partikulärer organischer Kohlenstoff, sedimentiert aus der euphotischen Zone.

7.3.3 Die Findlater Jet Region

Entlang des Süd-Nord-Schnittes zeigte sich in den hydrographischen, chemischen und biologischen Merkmalen des Epipelagials der Wechsel von einem typischen oligotrophen System in die Findlater Jet Region. Dieses Gebiet im Einflußbereich des atmosphärischen Findlater Jets zeichnete sich durch eine hohe Variabilität aus. Oligotrophe und eutrophe Verhältnisse traten in dieser Region gemeinsam auf. Entlang der Schnitte zur Küste von Oman und von der Küste von Oman in Richtung 16° N, 62° O wurde eine enorme Heterogenität in den physikalischen, chemischen und biologischen Parametern beobachtet. Wie anfangs beschrieben, können sich Filamente von ihrem Entstehungsort im Küstenauftrieb bis in diese Region erstrecken. Dieses Charakteristikum wird anhand der Ergebnisse der Expedition SONNE 120 gesondert diskutiert (Kap. 7.3.3.1).

In der Findlater Jet Region war die Oberflächentemperatur mit 23.9 - 27.4 °C sehr variabel (Mittelwert: 26.2 °C) und der Oberflächensalzgehalt variierte zwischen 35.8 und 36.5. Es waren stets die geringsten Salzgehalte mit den geringsten Temperaturen assoziiert. Die durchmischte Schicht war ebenfalls mit einer Tiefe zwischen 36 m und 102 m sehr variabel. Die euphotische Zone war stets flacher als die durchmischte Schicht. Die größten Durchmischungstiefen wurden im Bereich der Achse des Findlater Jets erreicht (St. 419). Hier wurden ebenfalls die höchsten Windgeschwindigkeiten von > 15 m s⁻¹ während der gesamten Expedition registriert.

Die Nährsalzkonzentrationen in der Oberfläche zeigten sich entsprechend der hydrographischen Strukturen sehr variabel. Die Konzentrationen von Nitrat und Nitrit lagen zum Teil an der Nachweisgrenze (0.15 µmol l⁻¹), Silikat, Phosphat und Ammonium erreichten 0.5 µmol l⁻¹, 0.29 µmol l⁻¹ bzw. 0.23 µmol l⁻¹. In der durchmischten Schicht variierten die Nährsalzkonzentrationen zwischen 0 µmol NO₃⁻ l⁻¹ und 14.18 µmol NO₃⁻ l⁻¹, 0.37 µmol Si(OH)₄ l⁻¹ und 5.62 µmol Si(OH)₄ l⁻¹, 0 µmol PO₄³⁻ l⁻¹ und 1.15 µmol PO₄³⁻ l⁻¹ sowie 0.03 µmol NH₄⁺ l⁻¹ und 0.37 µmol NH₄⁺ l⁻¹. Unterhalb der durchmischten Schicht stiegen die Konzentrationen sprunghaft an. Maximale Werte bis in 150 m Tiefe lagen bei 26.31 µmol NO₃⁻ l⁻¹, 18.85 µmol Si(OH)₄ l⁻¹, 2.19 µmol PO₄³⁻ l⁻¹ und 0.77 µmol NH₄⁺ l⁻¹.

Chl *a*-Konzentrationen in der Oberfläche lagen bei durchschnittlich 0.45 µg l⁻¹. Die über die Tiefe der Sinkstoffalle (66 m) integrierten Chl *a*-Werte betragen 36.7 mg m⁻². Der ermittelte PPC lag bei 1042 mg C m⁻² und die Primärproduktion erreichte durchschnittlich 2123 mg C m⁻² d⁻¹. Hauptvertreter der Phytoplanktongemeinschaft war das Mikroplankton, das von Bacillariophyceen, Prymnesiophyceen und Chrysophyceen dominiert wurde.

In dieser Region wurde mit 7979 mg C m⁻² d⁻¹ die höchste Primärproduktion der Expedition gemessen (St. 444, Abb. 4.41, Kap. 4.3.3). Derart hohe Produktionen sind aus Blütensituationen von *Phaeocystis pouchetii* bekannt [SMITH *et al.*, 1991b]. Während zuvor Bacillariophyceen das Phytoplankton prägten, dominierte hier die Prymnesiophyceengattung *Phaeocystis* die Phytoplanktongemeinschaft. Im September 1995, einen Monat nach der Expedition M 32/5, wurde entlang des selben Schnittes zur Küste *Phaeocystis pouchetii* weiterhin als die das Phytoplankton dominierende Art beschrieben [GARRISON *et al.*, 1998; LATASA & BIDIGARE, 1998 und darin zitierte

Autoren]. In der Küstenauftriebsregion vor Oman strebte die Bacillariophyceenblüte dem Ende ihrer produktiven Phase entgegen (Kap. 7.3.2). Darüber hinaus kennzeichnet das Vorkommen von *Phaeocystis* bzw. die Sukzession von einer Bacillariophyceen-Dominanz zu einer Prymnesiophyceen dominierten Phytoplanktongemeinschaft das 'Altern' einer Blüte [LATASA & BIDIGARE, 1998]. Diese zeitliche Sukzession wurde erstmals von BIDIGARE *et al.* [1990] und BARLOW *et al.* [1993a+b] für das Sargasso Meer und den Nordatlantik beschrieben. In der vorliegenden Untersuchung war in diesem Gebiet eine hohe räumliche Heterogenität zu beobachten. Diese räumliche Sukzession stimmt überein mit einer zeitlichen Entwicklung von einer Bacillariophyceenblüte zu einer *Phaeocystis*-Dominanz, die durch Silikaterschöpfung gesteuert wird [BÄTJE & MICHAELS, 1986; VERITY *et al.*, 1988; BRUSSAARD *et al.*, 1995]. In dieser Studie konnte jedoch nur auf einer Station in dieser Region eine *Phaeocystis*-Dominanz nachgewiesen werden, was die hohe räumliche Heterogenität dieses Meeresgebietes unterstreicht.

Der Anstieg des TCM entlang des 65. Meridians nach Norden bis in die Findlater Jet Region (St. 414), die Veränderung der Phytoplanktonzusammensetzung vom Pico- und Nanoplankton zum Mikroplankton (Bacillariophyceen) und die Ergebnisse der ^{15}N -Aufnahmeraten zeigen einen höheren Anteil Neuer Produktion im nördlichen Bereich auf. Damit verbunden war auch der Anstieg des *f*-ratio, das den Wechsel von oligotrophen in eutrophe Verhältnisse kennzeichnet. Ausgehend von diesen Ergebnissen könnte eine erhöhte Sedimentation aus der euphotischen Zone im nördlichen im Gegensatz zum südlichen Bereich erwartet werden, was von den Ergebnissen der Sinkstoffallenuntersuchungen (Kap. 4.4) bestätigt wird. Der Partikelfluß stieg entlang des 65. Meridians Richtung Norden von $42.67 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ auf $96.75 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ an (Mittelwert: $71.87 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, Tab. 7.1). Er zeigte allerdings auf der nördlichsten Station (St. 414) wieder einen geringeren Wert von $48.85 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und auch der POC-Fluß war in dieser Region geringer als im zentralen Arabischen Meer (Mittelwert: $9.04 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). Dies läuft wiederum konform mit den aufgrund der Nährsalzerschöpfung zwar oligotrophen Verhältnissen in dieser Region, aber hohen Chl *a*-Werten. Dies spricht für eine noch vorhandene Phytoplanktongemeinschaft, welche die Nährsalze bereits aufgezehrt hat. Lediglich Ammonium kam in diesem Bereich in größeren Konzentrationen vor. Diese Begebenheiten und die geringere Sedimentation läßt auf eine erhöhte Aktivität von Zooplankton schließen. Gestützt wird diese Annahme von den Beobachtungen von BURKILL *et al.* [1993b]. Diese Autoren beschreiben für diesen Bereich im September/Oktober 1986 hohe Abundanzen von Mikrozooplankton, die einen erheblichen Anteil der Produktion gefressen hat (hohe 'Grazingrate').

Zusammenfassend kann die Findlater Jet Region (Abb. 7.4) als eine sehr heterogene Meeresregion mit einer hohen Variabilität in den hydrographischen, chemischen und biologischen Parametern bzw. Variablen beschrieben werden. Diese Region ist beeinflusst von Filamenten, die sich von der Küstenauftriebsregion bis in diese geographische Region erstrecken können. Oligotrophe und eutrophe Verhältnisse können hier nebeneinander vorkommen. Die Findlater Jet Region ist charakterisiert durch (1) das Auftreten von Filamenten, (2) sehr variable Durchmischungstiefen, (3) eine innerhalb der durchmischten Schicht liegende euphotische Zone, (4) Nährsalzkonzentrationen von 'ausreichend' bis hin zur Nachweisgrenze, (5) einen Chl *a*-Gehalt

von durchschnittlich $0.45 \mu\text{g l}^{-1}$, (6) eine PPC-Biomasse von durchschnittlich 1.04 g C m^{-2} , (7) eine Primärproduktion von durchschnittlich $2.12 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, (8) eine geringe POC-Sedimentation aus der euphotischen Zone und (9) eine sehr variable Phytoplanktongemeinschaft, die sich aus Vertretern aller Größenklassen zusammensetzt. Hauptvertreter waren Bacillariophyceen Prymnesiophyceen und Cryptophyceen.

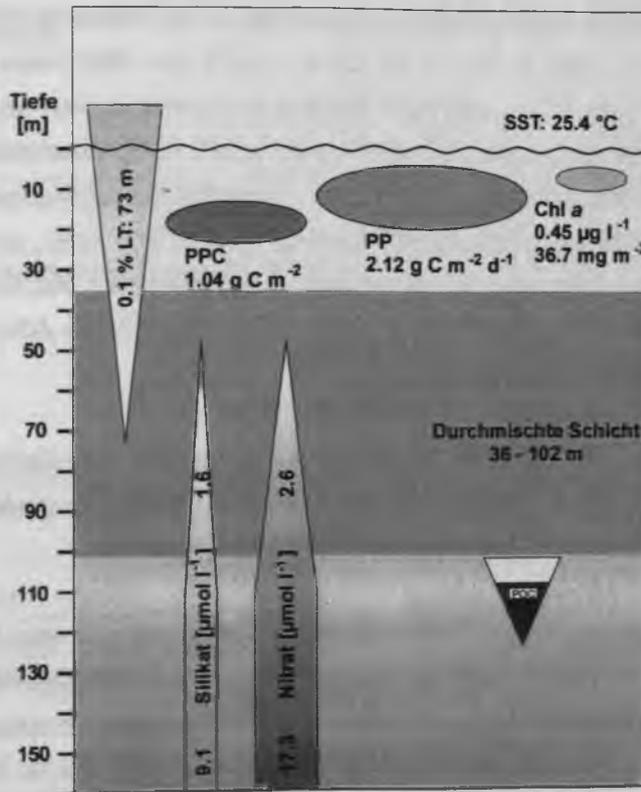


Abb. 7.4 Das Epipelagial der Findlater Jet Region hinsichtlich seiner physikalischen, chemischen und biologischen Merkmale zur Zeit des SW-Monsuns. SST (Sea Surface Temperature): Oberflächentemperatur; 0.1 % LT: 0.1 % Lichttiefe, euphotische Zone; PPC: Phytoplanktonkohlenstoff; PP: Primärproduktion; Chl a: Chl a in der durchmischten Schicht [$\mu\text{g l}^{-1}$] und integriert über die Tiefe der Sinkstoffalle (100 m) [mg m^{-2}]; POC: Partikulärer organischer Kohlenstoff, sedimentiert aus der euphotischen Zone.

7.3.3.1 Filamente: Charakteristika der Findlater Jet Region

RYTHER *et al.* [1966] entdeckten schon früh hochproduktive Regionen weit außerhalb des Küstenauftriebes im zentralen Bereich des Arabischen Meeres. Diese Autoren fanden zudem Phytoplanktonblüten, die sich von der arabischen Küste bis zum 65. Meridian erstreckten. Sie erkannten aber keinen direkten Zusammenhang zwischen dem Küstenauftrieb und diesen Blüten im offenen Ozean. Hierfür wurden vielmehr Nährsalze verantwortlich gemacht, die aus tieferen Wasserschichten durch Divergenz die Oberfläche erreichten [RYTHER & MENZEL, 1965]. Satellitenaufnahmen der Oberflächentemperatur (SST) lassen Strukturen kalten Auftriebswassers

im Küstenauftrieb erkennen, das sich in Filamenten bis weit in den offenen Ozean erstreckt. BROCK *et al.* [1992] beobachteten Filamente anhand von Satellitenbildern des Oberflächen-Chl *a*-Gehaltes des 'Coastal Zone Color Scanners' (CZCS, s. Kap. 7.1) bis in über 400 km Entfernung von der Küste von Oman. Filamente waren bisher vor allem aus den Auftriebsregionen vor der Westküste Nord- und Südamerikas und vor der Iberischen Halbinsel - Nordwest und Südwest Afrikas - bekannt [z.B. WEAKS, 1983; WASHBURN & ARMI, 1988; STRUB *et al.*, 1991; WASHBURN *et al.*, 1991; BRINK *et al.*, 1998]. Bisher beschränkten sich hydrographische Studien auf die Untersuchung und vor allem auf die verantwortlichen Entstehungsmechanismen der Filamente [z.B. FLAMENT *et al.*, 1985; KELLY, 1985; JURY, 1988; HAYNES *et al.*, 1993; FLAGG & KIM, 1998; MANGHNANI *et al.*, 1998]. Die genauen Entstehungsmechanismen der Filamente sind weiterhin umstritten. Während einige Autoren die Topographie alleine [KELLY, 1985; HAYNES *et al.*, 1993], mesoskalige Strukturen des Windfeldes und der Oberflächentemperatur im Zusammenwirken mit der Topographie [JURY, 1988] als maßgebend beschreiben, postulieren MANGHNANI *et al.* [1998] einen anderen Antrieb der Filamentbildung. Diese Autoren fanden heraus, daß die mesoskalige Variabilität im Windfeld vor der Arabischen Halbinsel (nördlich von RAS AL MADRAKA, Abb. 3.2) die Advektion von Küstenauftriebswasser in den offenen Ozean begünstigt.

Während der Driftstudie der Expedition So 120 wurde ein Filament vom Küstenauftrieb bis in die Findlater Jet Region verfolgt und beprobt. In dieser Arbeit werden zum ersten Mal planktologische Messungen über einen längeren Zeitraum in einem Filament vorgestellt.

Die Voruntersuchungen zu dieser Driftstudie (Kap. 5.1) bestätigten das Vorkommen einer Auftriebslage durch bis zu 6 °C geringere Oberflächentemperaturen gegenüber benachbarten Stationen, erhöhten Nährsalzkonzentrationen, Oberflächenmaxima des Chi *a*-Gehaltes sowie einer Erhöhung des Oberflächen *p*CO₂. In dieses Auftriebssystem wurde ein Drifter (Abb. 3.2, Abb. 3.3) ausgesetzt. Die Aufnahme einer Zeitserie stellt dabei eine Verfolgung und Charakterisierung der im pelagischen System ablaufenden Prozesse des sich vom Küstenauftrieb wegbewegenden Filamentes dar. Die Stationen entlang der Driftrajektorie lassen sich hinsichtlich ihrer hydrographischen, chemischen und biologischen Eigenschaften verschiedenen Phasen zuordnen (Kap. 5.3.7):

- PHASE I** : Tag 170 bis Tag 175, St. 15 bis St. 28
- PHASE II** : Tag 176 bis Tag 180, St. 32 bis St. 52
- PHASE III** : Tag 186 bis Tag 188, St. 67 bis St. 73

Tab. 7.2 gibt einen vergleichenden Überblick hinsichtlich der hydrographischen, chemischen und biologischen Parameter bzw. Variablen in den drei Phasen der Driftstudie. Im folgenden werden die Besonderheiten der drei Phasen herausgestellt.

Tab. 7.2 Vergleich hydrographischer, chemischer und biologischer Parameter bzw. Variablen (Mittelwerte) in den drei Phasen während des Driftexperimentes der Expedition SONNE 120.

PARAMETER/VARIABLE	PHASE I	PHASE II	PHASE III
	ST. 15-ST. 28	ST. 32-ST. 52	ST. 67-ST. 73
Oberfläche [6.5 m]			
Temperatur [°C]	23.39	23.57	23.83
Salzgehalt	35.55	35.58	35.61
Durchmischte Schicht			
Tiefe [m]	22	32	68
Temperatur [°C]	22.88	23.06	23.51
Salzgehalt	35.57	35.57	35.62
Tiefe der euphotischen Zone [m] (0.1 % Lichttiefe)	54	52	47
Nährsalze in durchmischter Schicht [$\mu\text{mol l}^{-1}$]			
Nitrat	12.68	14.41	15.60
Silikat	6.87	9.69	8.57
Phosphat	1.31	1.44	1.45
Ammonium	0.41	0.28	0.25
Nitrat zu Silikat-Verhältnis in den oberen 10 m	8.8	2.2	< 2
Chl a-Konzentration [$\mu\text{mol l}^{-1}$]			
Oberfläche	1.48	0.84	0.89
durchmischte Schicht	1.12	0.69	0.70
Chi a integriert über 50 m [mg m^{-2}]	44.16	31.71	38.67
Anteil am Gesamtchlorophyll [%]			
Picoplankton (< 2 μm)	18	47	70
Nanoplankton (2 - 5 μm / 5 - 20 μm)	39	46	26
Mikroplankton (> 20 μm)	43	7	4
Primärproduktion [$\text{mg C m}^{-2}\text{d}^{-1}$]			
Minimum - Maximum	733 - 3531	771 - 2859	1727 - 2589
Mittelwert	1880	1545	2096
Anteil an Primärproduktion [%] in oberen 25 m der Wassersäule			
Picoplankton (< 2 μm)	32	47	55
Nanoplankton (2 - 5 μm / 5 - 20 μm)	22	26	27
Mikroplankton (> 20 μm)	36	17	17
PPC [mg C m^{-2}]	2910	1965	2346
C:N-Verhältnis in durchmischter Schicht [mol:mol]	6.67	5.39	5.37

Die Auswertungen der Strömungsmesser und der Inklinometer an der Sinkstoffalle [J. WANIEK, IfM, Kiel] haben ergeben, daß das Driftexperiment nicht unbeeinflusst von advektiven Prozessen war (Kap. 6.2). Innerhalb dieser drei Phasen grenzte sich St. 28 durch ihre hydrographischen, chemischen und biologischen Verteilungsmuster sowohl von den vorangegangenen Stationen (St. 15 - St. 25) als auch von den nachfolgenden (St. 32 - St. 52) deutlich ab. St. 28 war im steilsten abfallenden Teil des Kontinentalhanges positioniert. Meeresbodenströmungen an der Hangkuppe könnten das Epipelagial dieser Station verändert haben. Gleichzeitig ist deutlich über die gesamte Wassertiefe ein starker horizontaler Dichtegradient (Abb. 5.2c) mit dem entsprechenden vertikalen Auftrieb zwischen St. 25 und St. 28 zu erkennen. Damit kennzeichnen die Änderungen in den planktologischen Eigenschaften, die hier nicht durch biologische Prozesse erklärt werden konnten, den Einfluß advektiver Prozesse besonders auf dieser Station. Auch die Ergebnisse der Gemeinschaftsanalyse des Phytoplanktons über die Zusammensetzung der Phytoplanktongemeinschaften (Kap. 5.3.4) stützen die Sonderstellung dieser Station. Sie stellt somit aufgrund ihrer planktologischen Eigenschaften eine Art 'Übergang' in eine andere Phase dar (Phase II). Im folgenden wird St. 28 jedoch nicht separat behandelt, sondern Phase I zugeordnet.

Der Drifter änderte nach elf Tagen (Tag 180, St. 52) abrupt seine Driftrichtung. Hierfür scheinen Wasserströmungen verantwortlich zu sein, die durch die topographischen Besonderheiten der omanischen Küste beeinflusst wurden. Der Drifter folgte der Formation der Küste in der Höhe von RAS AL MADRAKA ($57^{\circ} 50' O$). Hier war gleichzeitig eine Zunahme der Windgeschwindigkeit von ca. 11 m s^{-1} auf $> 15 \text{ m s}^{-1}$ zu beobachten. KELLY [1985] beobachtete vor der Küste Kaliforniens eine ausschlaggebende Bedeutung der Küstenvorsprünge für den Verlauf von Filamenten. HAYNES *et al.* [1993] postulieren, daß die dynamischen Prozesse, die zu der Bildung von Filamenten vor der Iberischen Halbinsel führen, topographisch bedingt sind. Vor der Küste Südwest Afrikas findet JURY [1988] mesoskalige Strukturen sowohl im Windfeld als auch in den SST-Bildern, die eine komplexe Formation von Küstenauftrieb, Wind und Topographie darstellen. Diese Beobachtungen legen die Vermutung nahe, daß in dieser Studie gleichfalls ein Zusammenspiel topographischer und bathymetrischer Prozesse sowie Strukturen des Windfeldes für die Richtungsänderung des Filamentes und damit des Drifters vor der Küste von Oman verantwortlich waren.

Weiterhin ist in der Nähe von Landzungen der Arabischen Halbinsel das Schelf ($< 200 \text{ m}$ Tiefe) in der Regel schmaler als 10 km und der Kontinentalhang recht steil [MANGHNANI *et al.*, 1998]. So können schon nahe vor der Küste große Wassertiefen erreicht werden. Die letzten drei Stationen befanden sich im Gegensatz zu den vorangegangenen mit Wassertiefen von $1040 - 2461 \text{ m}$ bereits im offenen Ozean des westlichen Arabischen Meeres. Sie lagen in ca. $130 - 200 \text{ km}$ Entfernung von der Küste, während die anderen Stationen $45 - 80 \text{ km}$ von der Küste entfernt waren.

Während der Driftstudie nahmen die Oberflächentemperatur und der Oberflächensalzgehalt von 23.39°C auf 23.83°C bzw. von 35.55 auf 35.61 zu. Die durchmischte Schicht vertiefte sich von 20 m auf 68 m . Während in Phase I und Phase II die euphotische Zone stets tiefer war als die durchmischte Schicht, war sie in Phase III mit 47 m flacher als diese. Die Nährsalzkonzentrationen in der durchmischten Schicht von Nitrat, Silikat und Phosphat nahmen während der Driftstudie stetig zu, die Ammoniumkonzentrationen hingegen ab. Der Oberflächen-Chl *a*-Gehalt nahm nach

Phase I deutlich ab und zeigte in Phase II und Phase III annähernd gleiche Konzentrationen. Die über die Tiefe der Sinkstoffalle integrierten Chi *a*-Gehalte zeigten entsprechend in Phase I die höchsten Werte, nahmen in Phase II deutlich ab und stiegen in Phase III wieder an. Analog dazu verhielt sich die PPC-Konzentration in den oberen 40 m der Wassersäule (Tab. 7.2). Die Primärproduktion nahm innerhalb von Phase I von 3531 mg C m⁻² d⁻¹ auf 733 mg C m⁻² d⁻¹ deutlich ab. In Phase II wurden Werte zwischen 771 mg C m⁻² d⁻¹ und 2859 mg C m⁻² d⁻¹ registriert. In Phase III waren die Produktionswerte für eine Region im offenen Ozean mit 1727 mg C m⁻² d⁻¹ bis 2589 mg C m⁻² d⁻¹ hoch.

In Phase I dominierten entsprechend einer typischen Auftriebssituation zunächst Bacillariophyceen das Phytoplankton. Das Driftexperiment startete offensichtlich in einem System, in dem eine für den Küstenauftrieb typische Bacillariophyceenblüte mit einer oder mehreren dominierenden Arten bereits am Abklingen war. Bestätigt wurde das als erstes von lichtmikroskopischen Lebendbeobachtungen an Bord [K. VON BRÖCKEL, IfM, Kiel]. Die Bacillariophyceen-Gemeinschaft setzte sich aus diversen Arten in unterschiedlichen physiologischen Zuständen zusammen. Sie wurde hauptsächlich geprägt von Arten der Gattungen *Chaetoceros*, *Nitzschia*, *Rhizosolenia* und *Thalassiotrix*, wobei *Chaetoceros pseudocurvisetus* und *Nitzschia sareata* bestandsbildend waren. Der Rückgang in der Bedeutung der Bacillariophyceen und damit das Ende ihrer produktiven Phase im Epipelagial wurde durch zahlreiche Beobachtungen dokumentiert. Während zu Beginn des Driftexperimentes noch hohe molekulare Verhältnisse von Nitrat zu Silikat (NO₃⁻: Si(OH)₄-Verhältnis) mit maximal 8.8 registriert wurden, lag dieses Verhältnis schon am dritten Untersuchungstag (Tag 172, St. 22) bei nur 2.2 und sank im weiteren Verlauf auf < 2. Konform dazu nahmen die P*Si*-Konzentrationen in den ersten beiden Tagen stark ab. Besonders offensichtlich war der Rückgang des Mikrophytoplanktons in der Beteiligung am Chl *a*-Bestand und der Primärproduktion in den oberen 8 m der Wassersäule. Seine prozentualen Anteile am Gesamtchlorophyll sanken von maximal 71 % auf 7 % (Mittelwert: 36 %) und die an der Primärproduktion von maximal 70 % auf < 20 % (Mittelwert: 43 %). Darüber hinaus wurden im Rasterelektronenmikroskop vermehrt Bacillariophyceenzysten beobachtet, die ebenfalls das Ende der produktiven Phase der Bacillariophyceen bestätigen.

Eine genauere Analyse der Nährstoffverhältnisse belegte eine zeitliche Silikatlimitation während der ersten Tage des Driftexperimentes. Dieses für ein Auftriebsgebiet ungewöhnliche Phänomen ist beispielsweise im Küstenauftrieb vor Peru beobachtet worden [DUGDALE & WILKERSON, 1998]. Die Studie startete demnach offenbar nach dem eigentlichen Auftriebsphänomen, denn eine Blüte hatte sich bereits entwickelt und das Silikat aufgebraucht. Dieser Sachverhalt wird in einer separaten Veröffentlichung ausführlich vorgestellt [VON BRÖCKEL, SELLMER, KRIEST, Manuskript in Vorbereitung].

Nun kann die Bacillariophyceenblüte durch eine bei Silikatmangel hervorgerufene, verstärkte Mucusbildung [ALLDREDGE & GOTTSCHALK, 1989] aggregieren, was zu einer erhöhten Sedimentation und dem Verlust dieser Biomasse aus den oberen Tiefen der Wassersäule führt [KRANCK & MILLIGAN, 1988]. Die höchste P*Si*-Sedimentation der Driftstudie wurde dementsprechend während dieser ersten Phase registriert (Tab. 7.3).

Tab. 7.3 Vergleich des Gesamtpartikelflusses (TG) und seiner Hauptkomponenten sowie deren prozentuale Anteile am Gesamtpartikelfluß (Mittelwerte) in den drei Phasen während des Driftexperimentes der Expedition SONNE 120. CaCO₃: Kalziumkarbonat; POC: Partikulärer organischer Kohlenstoff; PON: Partikulärer organischer Stickstoff; PSi: Partikuläres Silikat; Chl a: Chlorophyll a; C:N: molares C:N-Verhältnis; % von PP: Anteil des sedimentierten POC an der Primärproduktion.

PARAMETER		PHASE I ST. 15-ST. 28	PHASE II ST. 32-ST. 52	PHASE III ST. 67-ST. 73
TG	[mg m ⁻² d ⁻¹]	1414.45	141.99	107.80
CaCO ₃	[mg m ⁻² d ⁻¹]	795.30	102.08	51.31
	%	63	65	48
POC	[mg m ⁻² d ⁻¹]	55.18	12.46	16.63
	%	9	10	15
PON	[mg m ⁻² d ⁻¹]	7.40	1.88	2.54
	%	1	2	2
PSi	[mg m ⁻² d ⁻¹]	32.68	0.98	2.33
	%	1 - 4 (2)	< 1 - 1	1 - 4 (2)
Chl a	[mg m ⁻² d ⁻¹]	0.13	0.00	0.01
	%	< 1	< 1	< 1
C:N	[mol:mol]	8.96	7.79	7.61
% von PP	%	1 - 7 (4)	1	< 1

In Phase I dominierte das Mikroplankton (> 20 µm) in den oberen 8 m der Wassersäule mit > 50 % den Chl a-Bestand und die Primärproduktion. In 25 m Tiefe, unterhalb der durchmischten Schicht, ging trotz erhöhter Nährsalzkonzentrationen und ausreichendem Licht die Abundanz dieser Größenklasse stark zurück. In dieser Tiefe überwog das autotrophe Pico- und Nanoplankton im Größenbereich von 5 - 20 µm die Phytoplanktongemeinschaft. Picoplanktische autotrophe Cyanophyceen der Gattung *Synechococcus* machten 23 % des Chl a-Bestandes aus und stellten 39 % der Primärproduktion. Das Nanoplankton im Größenbereich von 5 - 20 µm war jeweils mit 40 % am Chl a und der Primärproduktion beteiligt. Hauptvertreter dieser Gruppe waren zentrische Bacillariophyceen und die Coccolithophoridenart *Gephyrocapsa oceanica*. Die zunehmende Bedeutung kleiner Zellen konnte in einer Abnahme des C:N-Verhältnisses [BRATBAK, 1985; LEE & FUHRMANN, 1987] sowohl mit der Tiefe als auch entlang der Drifttrajektorie beobachtet werden.

Diese Entwicklung zu kleinen Zellen des autotrophen Pico- und Nanoplanktons (2 - 5 µm) wurde auf St. 28 am deutlichsten. Hier zeigte sich ein Wechsel vom Mikrophytoplankton zum autotrophen Pico- und Nanoplankton. Aufgrund der beschriebenen Sonderstellung dieser Station läßt sich folglich nicht eindeutig klären, ob diese Beobachtungen die Folge einer zeitlichen Entwicklung oder einer fleckenhaften Verteilung ('Patchiness') des Phytoplanktons waren. Unabhängig davon wird hier wieder der Übergang zu Phase II des Driftexperimentes deutlich.

In dieser Phase II des Driftexperimentes nahm die Bedeutung der µ-Flagellaten weiter zu. Die µ-Flagellaten setzten sich aus Vertretern der Cryptophyceen, Prymnesiophyceen, Prasinophyceen, Chlorophyceen und Cyanophyceen zusammen. Im weiteren Verlauf stellten vor allem die Chlorophyceen und Cyanophyceen zunehmende Anteile am Chl a. Autotrophe picoplanktische

Organismen ($< 2 \mu\text{m}$) waren mit bis zu 63 % am Chl *a*-Bestand (Mittelwert: 47 %) und mit Anteilen von bis zu 69 % an der Primärproduktion (Mittelwert: 47 %) beteiligt. In dem selben Phasenabschnitt nahmen die Anteile am Chl *a* und PPC durch das Mikroplankton und das Nanoplankton der Größenklasse 5 - 20 μm kontinuierlich ab.

Die Entwicklung in der Zusammensetzung der Phytoplanktongemeinschaft in Phase III verlief etwas anders. Obwohl μ -Flagellaten das Phytoplankton prägten, konnte hier erneut Mikrophytoplankton registriert werden. Vor allem die Abundanz der Bacillariophyceen und Dinophyceen stieg. Die Dinophyceen erreichten in dieser Phase der Driftstudie ihre größte Artendiversität und ihre höchsten Zellzahlen.

Die Sinkstofffallen lieferten Informationen darüber, was während der Driftstudie aus der euphotischen Zone heraus sedimentierte. Der Gesamtpartikelfluß (TG) nahm von Phase I bis Phase III deutlich ab (Tab. 7.3). Entsprechend der hohen Produktion im Küstenauftrieb (Phase I) wurde hier die höchste Sedimentationsrate gemessen. CaCO_3 machte stets den Hauptbestandteil des Sinkstoffallenmaterials aus, was durch die hohen Abundanzen pelagischer Foraminiferen im Sinkstoffallenmaterial zu erklären ist (Kap. 7.3.3.2). Wie oben beschrieben war die höchste PSi-Sedimentation in Phase I zu beobachten, was auf den Beginn der Sedimentation der Bacillariophyceenblüte im Küstenauftrieb zurückzuführen ist. Es zeigt sich aber während des Driftexperimentes weiterhin ein PSi-Sedimentationspuls, dessen Anteil am TG nur geringfügig kleiner war als in der ersten Phase. Dies läßt auf einen lateralen Eintrag aus der Küstenregion schließen. 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. Chl *a* kann allgemein als Indikator für 'frisches' Phytoplankton gelten, da es das primär gebildete Photosynthese-Pigment des Phytoplanktons ist [LIBBERT, 1993]. Die geringen Anteile von unabgebautem Chl *a* während des gesamten Driftexperimentes zeigen, daß das abgesunkene Material nicht als 'frisch' bezeichnet werden kann. Weiterhin hat demnach kein schneller Transport von primär gebildeter Materie aus der Oberfläche in tiefere Wasserschichten stattgefunden. Dies wird darüber hinaus von den - gegenüber der Wassersäule - höheren C:N-Verhältnissen im Sinkstoffallenmaterial unterstrichen.

In diesem dynamischen, heterogenen System spielen Filamente eine wichtige Rolle für die mögliche horizontale Verfrachtung von Material vom Küstenauftrieb bis weit in den offenen Ozean. Dies zeigen Jahresverankerungen aus 2800 - 3000 m Tiefe im zentralen Bereich des Arabischen Meeres, die für einen oligotrophen Ozean hohe Sedimentationsraten partikulären organischen Kohlenstoffs aufweisen [NAIR *et al.*, 1989; HAAKE *et al.*, 1992; HAAKE *et al.*, 1993b].

In allen Sinkstoffallenproben des gesamten Driftexperimentes wurden große Mengen Zooplankton beobachtet, so daß in dieser Studie von einem möglichen 'Bypassing'-Effekt durch vertikal wanderndes Zooplankton ausgegangen werden muß. Diese Zooplankter nehmen Nahrung in der euphotischen Zone auf, scheiden ihre Kotballen aber erst in wesentlich tieferen Wasserschichten aus. Dadurch kann sedimentiertes Material an den Fallen vorbei transportiert und der Partikelfluß

unterschätzt worden sein. Dieser Effekt ist vor allem in flachen Fallen (< 500 m) beobachtet worden, wo er die Massenbilanzierungen erschwerte [z.B. ANGEL, 1984b; LONGHURST & HARRISON, 1988; ANGEL, 1989; DAM *et al.*, 1995]

Zusammenfassend kann festgehalten werden, daß das Driftexperiment eine Vermischung zeitlicher Sukzession und Advektion zeigte. Vor allem die Veränderungen der St. 28 im Vergleich zu den vorangegangenen Stationen erscheinen zu groß, um allein durch biologische Prozesse erklärt werden zu können. Die Erwartungen an das Driftsystem wurden damit nur partiell erfüllt. Bezüglich einer zeitlichen Entwicklung konnten daher nur generelle Tendenzen aufgezeigt werden, ohne der Veränderung der absoluten Höhe einzelner Meßwerte eine zu große Bedeutung als zeitliche Veränderung innerhalb des Filamentes beizumessen. Hinsichtlich der planktologischen Größen konnten drei verschiedene Phasen im Verlauf der Driftstudie unterschieden werden. Abb. 7.5 zeigt schematisch die wesentlichen Komponenten der aufeinanderfolgenden Phasen. Drei der vier Phytoplanktongemeinschaften der Clusteranalyse des Phytoplanktons (Kap. 5.3.4) entsprechen der Einteilung der Stationen in die jeweiligen Phasen. Die St. 28 nahm auch in der Gemeinschaftsanalyse eine besondere Position ein und bildete eine eigene Phytoplanktongemeinschaft. Zeitliche Silikatlimitierung kontrolliert in diesem Auftriebsgebiet die Gemeinschaft der Bacillariophyceen. Ebenfalls kommt autotrophem Picoplankton, vertreten durch *Synechococcus* spp., eine große Bedeutung innerhalb des Epipelagials von Filamenten in dieser Region zu. Der vertikale Export von Kohlenstoff aus der euphotischen Zone war für ein Auftriebsgebiet gering. Filamente scheinen eine besondere Bedeutung für den Kohlenstoffexport zu haben. Sie verfrachten Material aus dem hoch produktiven Küstenauftrieb bis weit in den offenen Ozean, wo es entweder anderen Produktionsregimen zur Verfügung steht oder aber erst hier aus dem System heraus sedimentiert. Unter Berücksichtigung der genannten Einschränkung vermittelt diese Studie erstmalig eine Vorstellung des zeitlichen Ablaufes pelagischer Prozesse in einem sich vom Küstenauftrieb in den offenen Ozean erstreckenden Filament.

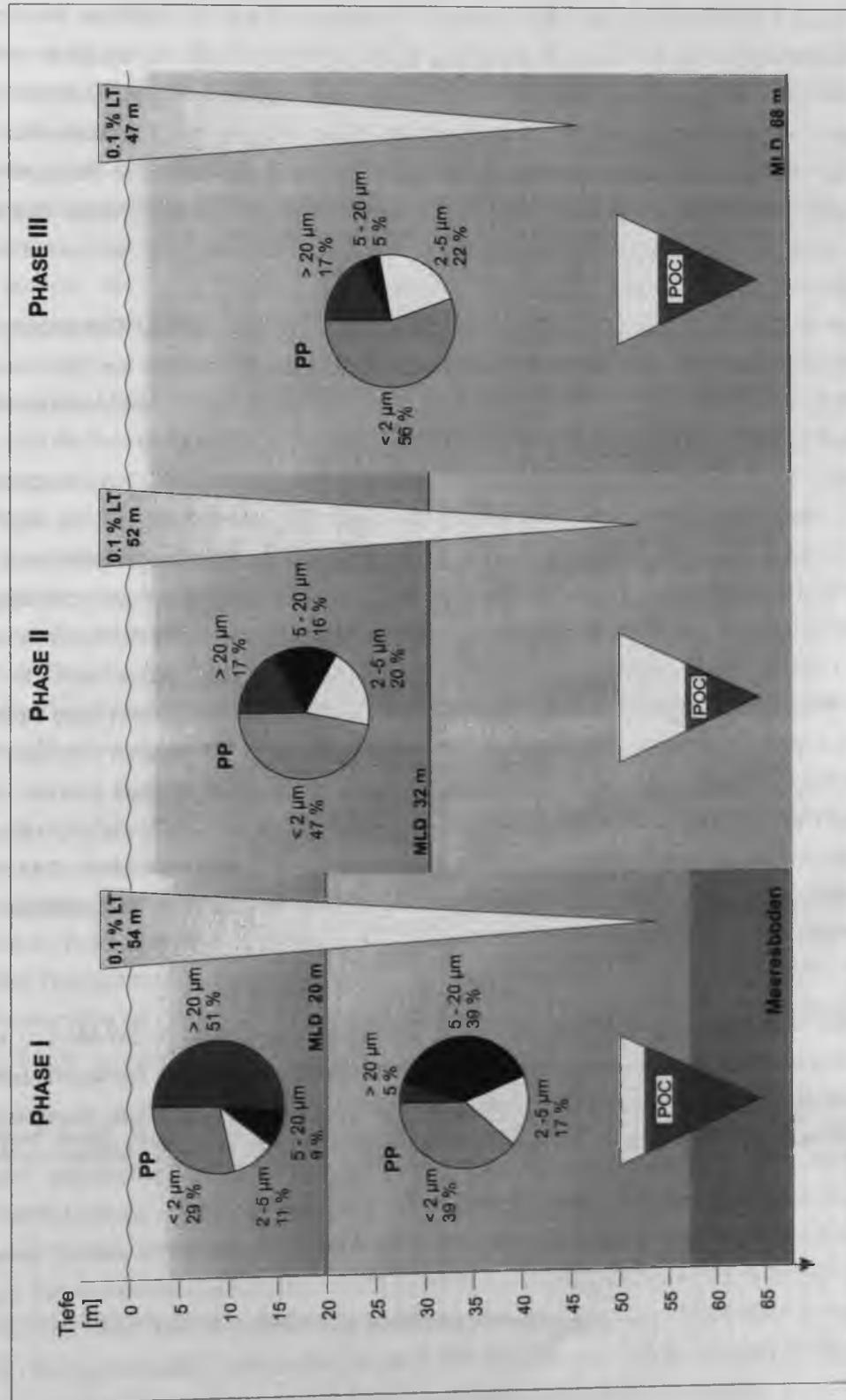


Abb. 7.5 Zusammenfassender Cartoon der pelagischen Prozesse in den drei Phasen der Driftstudie während der Expedition SONNE 120. Kreisdiagramme: Größenfraktionierte Primärproduktion (PP); 0.1 % LT: 0.1 % Lichttiefe; euphotische Zone; MLD: Tiefe der durchmischten Schicht; POC: Partikulärer organischer Kohlenstoff, sedimentiert aus der euphotischen Zone.

7.3.3.2 Bedeutung der Coccolithophoriden für das Epipelagial

Bisher wurden Coccolithophoriden als bedeutende Primärproduzenten im nördlichen Arabischen Meer angesehen [CODISPOTI, 1991], da ihr Eintrag in Sinkstoffallenmaterial und das Sediment des Arabischen Meeres [RAMASWAMY *et al.*, 1991; HAAKE *et al.*, 1993a+b; ROTH, 1994] als groß angesehen wurde. Auch mittels CZCS beobachtete Blüten während des SW-Monsuns 1982 [BROCK & McCLAIN, 1992] haben diese Annahme verstärkt. Daher sind sie in den Blickpunkt des wissenschaftlichen Interesses gerückt. Die Rolle der Coccolithophoriden als Kohlendioxid fixierende Komponente des mikrobiellen Nahrungsgefüges und ihre Bedeutung für den universellen Kohlenstofftransport im Ozean sollte hier genauer untersucht werden.

Während M 32/5 waren die Coccolithophoridenzellzahlen so gering, daß die Bearbeitung des Probenmaterials nicht möglich war. Gleichzeitig haben andere Studien zur Zeit des SW-Monsuns 1995 die angenommene große Bedeutung der Coccolithophoriden im Arabischen Meere ebenfalls nicht bestätigt [LATASA & BIDIGARE, 1998].

Während des Untersuchungszeitraumes der Expedition So 120 stellten Coccolithophoriden ebenfalls keine das Phytoplankton dominierende Biomasse. Sie machten maximal 6 % des PPC und 12 % der Primärproduktion aus und waren damit stets von untergeordneter Bedeutung. Die mikroskopischen Zählungen und die Messungen zur Kalkbildung der Coccolithophoriden zeigten, daß während dieses Driftexperimentes die Kalkbildung nicht die organische Kohlenstoffixierung dieser Organismen überstieg. Im Verlauf der Driftstudie So 120 zeigte sich in den Coccolithophoridenzellzahlen und ihrer Artenvielfalt eine Zunahme. Zum Ende von Phase II (St. 52) erreichten diese Organismen ihre maximale Abundanz und waren mit lediglich 6 % des PPC zweitwichtigste Algengruppe. Die hohen Kalziumkarbonat-Anteile am Partikelfluß konnten daher nicht von diesen Organismen stammen. Die einzige andere Quelle für CaCO_3 waren planktische Foraminiferen, die in hohen Abundanzen im Sinkstoffallenmaterial beobachtet wurden (Mittelwert: $8378 \text{ Individuen m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). Pelagische Foraminiferen waren daher für die hohe Sedimentation von Kalziumkarbonat verantwortlich.

Somit läßt sich abschließend zusammenfassen, daß Coccolithophoriden im SW-Monsun keine bedeutenden Primärproduzenten im Epipelagial des Arabischen Meeres waren. Sie waren ebenfalls nicht maßgeblich am vertikalen Kohlenstoffexport beteiligt. Nach dem derzeitigen Kenntnisstand haben diese Organismen keine große Bedeutung für den Kohlenstoffkreislauf im Arabischen Meer.

8 ABSCHLUSSBETRACHTUNG UND AUSBLICK

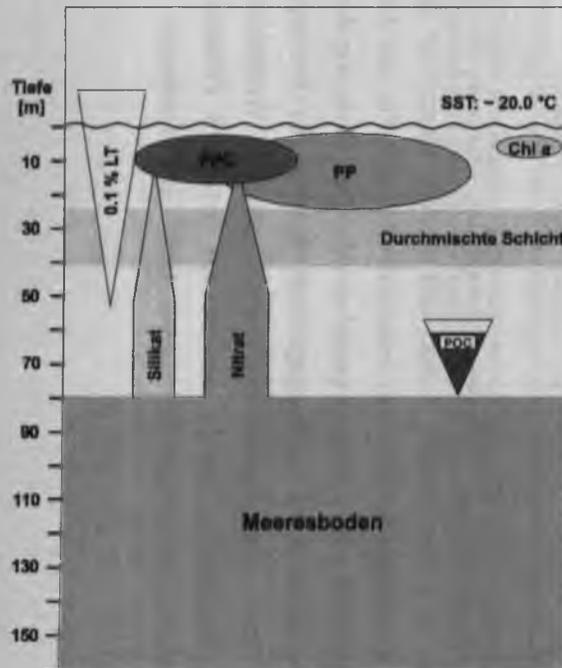
Mit der vorliegenden Studie wurde erstmalig ein umfassender und detaillierter Satz phytoplanktologischer Daten sowie hydrographischer und chemischer Begleitparameter des Epipelagials des westlichen Arabischen Meeres zur Zeit des SW-Monsuns zu einem Gesamtbild zusammengefügt. Es zeigten sich deutliche regionale Unterschiede in den Strukturen des Epipelagials, anhand derer die Charakteristika drei verschiedener geographischer Regionen dokumentiert und graphisch dargestellt wurden. Unabhängig von den absoluten Meßwerten sind diese 'Modelle' der drei Regionen qualitativ repräsentativ für die Situation während des SW-Monsuns im westlichen Arabischen Meer (Abb. 8.1).

Als entscheidend für das Verständnis und die Charakterisierung der drei geographischen Regionen erwies sich die Zusammenführung zahlreicher Ergebnisse unterschiedlicher Methoden: Temperatur und Salzgehalt zur Beschreibung der Deckschicht sowie Licht- und Nährsalzmessungen zur Darstellung der abiotischen Umweltbedingungen des Phytoplanktons. Die Größenfraktionierungen des Chl *a*-Bestandes und der Primärproduktion ermöglichten die Zuordnung der beteiligten Größenklassen an der Biomasse und der Kohlenstofffixierung. Mikroskopische Untersuchungen dienten darüber hinaus einer Identifikation einzelner Phytoplanktonklassen oder Phytoplanktonarten und einer Bestimmung des Kohlenstoffgehaltes einzelner Individuen und Gruppen. Die als μ -Flagellaten zusammengefaßten Phytoplanktongruppen konnten durch Pigmentmessungen (HPLC) einzelnen Phytoplanktonklassen zugeordnet werden.

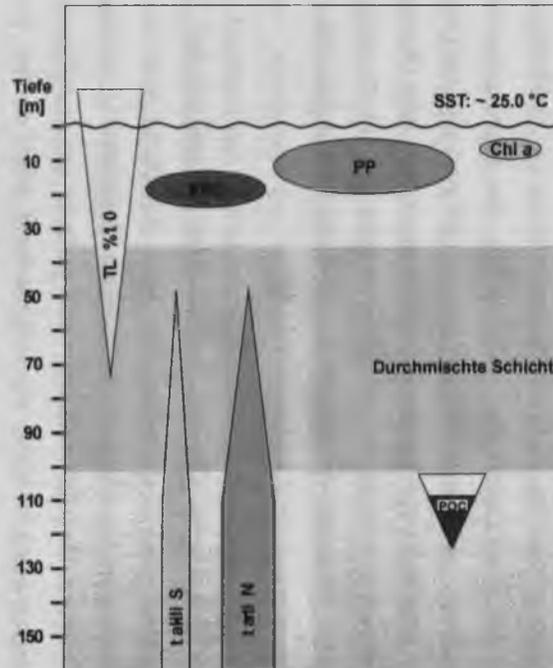
Leider ist jedoch nur selten eine solche Gesamtaufnahme eines System möglich. Je höher die zeitliche und räumliche Auflösung der Untersuchung ist, desto detaillierter kann ein Modell den wahren Gegebenheiten entsprechen. So müssen beispielsweise Mechanismen, die die pelagischen Systeme im westlichen Arabischen Meer kontrollieren, noch genauer aufgeschlüsselt werden. Die Rolle des Zooplanktons beispielsweise ist bisher nur unzureichend erfaßt worden. Zusammen mit der Arbeitsgruppe um DR. P. BURKILL (Plymouth Marine Laboratory, UK) soll in naher Zukunft ein Beitrag für das Verständnis der möglichen Kontrollmechanismen geliefert werden.

Wie diese Arbeit gezeigt hat, spielen zur Zeit des SW-Monsuns Filamente für den lateralen Transport organischer Materie in den offenen Ozean und darüber hinaus für den vertikalen Kohlenstoffexport aus der oberen Wassersäule eine entscheidende Rolle. Für das Verständnis der komplexen Zusammenhänge der Kohlenstoffflüsse bedarf es einer Quantifizierung dieses lateralen Eintrags. Dieser kann über geostrophische Strömungsgeschwindigkeiten aus Oberflächen- [CULTER & SWALLOW, 1984] und Ekmanströmungsgeschwindigkeiten aus den Windfeldern berechnet werden. Hydrographische, numerische Modelle wie die von LUTHER & O'BRIEN [1985] und MCCREARY *et al.* [1993] können wesentlich zum Verständnis dieser Größen beitragen.

Küstenauftriebsregion



Findlater Jet Region



Zentrales Arabisches Meer

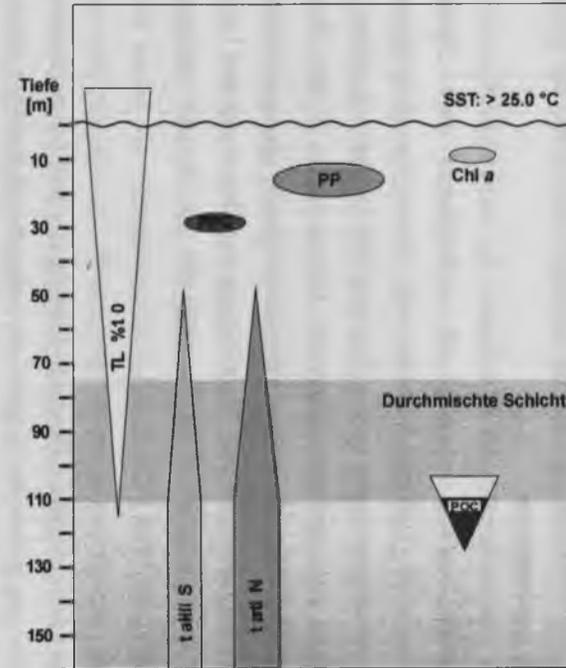


Abb. 8.1 Überblicksdarstellung der drei definierten Regionen des westlichen Arabischen Meeres. SST (Sea Surface Temperature): Oberflächentemperatur; 0.1 % LT (0.1 % Lichttiefe): euphotische Zone; PPC: Phytoplanktonkohlenstoff; PP: Primärproduktion; Chi a: Chlorophyll a; POC: Partikulärer organischer Kohlenstoff, sedimentiert aus der euphotischen Zone. Die Fläche der Symbole bzw. die Breite der Pfeile (Nitrat und Silikat) sind proportional zu ihren Werten.

Diese Arbeit kann Basis zur Klärung und Neustellung weitergehender Fragen zum Kohlenstoffkreislauf im Arabischen Meer dienen. Zum Beispiel durch einen Vergleich der Ergebnisse mit bereits erstellten numerischen Modellen für diese Region können diese validiert werden.

Durch eine Kombination des vorliegenden Datensatzes mit denen nationaler und internationaler Forschungsprogramme, Fernerkundungsverfahren und Modellstudien kann eine flächendeckende Kohlenstoffbilanzierung des Arabischen Meeres erfolgen und ein wichtiger Beitrag zur Synopse der Teilprojekte innerhalb der nationalen und internationalen JGOFS 'ARABISCHE SEE' geliefert werden. Damit steht ein weiterer Baustein für das Verständnis des globalen Klimageschehens zur Verfügung.

9 ZUSAMMENFASSUNG

Ziel dieser Arbeit war die Beschreibung und die Charakterisierung des Epipelagials im westlichen Arabischen Meer zur Zeit des SW-Monsuns hinsichtlich der physikalischen, chemischen und biologischen Merkmale. Der Schwerpunkt lag dabei auf einer phytoplanktologischen Betrachtungsweise der Besonderheiten dieses Meeresgebietes. Diese Studie ist Teil der multidisziplinären und international koordinierten 'JOINT GLOBAL OCEAN FLUX STUDY' (JGOFS), innerhalb derer die Erforschung des westlichen Arabischen Meeres in verschiedenen internationalen Projekten der 'ARABIAN SEA PROCESS SERIES' erfolgte. Es wurden zwei Expeditionen in das westliche Arabische Meer durchgeführt:

I. Während der Expedition **METEOR 32/5** (M 32/5) vom 14. Juli - 14. August 1995 wurde das Epipelagial entlang dreier Schnitte untersucht. Ein Süd-Nord-Schnitt führte vom Äquator entlang des 65. Meridians bis 14° 27'N. Ein zweiter Schnitt schloß sich an und führte in Richtung der Küste von Oman bis 18° 35'N, 57° 10'O. Dieser Schnitt wurde ein weiteres Mal von der Küste in Richtung offener Ozean bis zur Position 16° N, 62° O beprobt. Intensive Wassersäulenbeprobungen ermöglichten eine detaillierte Beschreibung der abiotischen Umweltparameter und der biotischen Variablen. Untersuchungen des Phytoplanktonbestandes und der Phytoplanktonzusammensetzung erfolgten anhand größenfraktionierter Chl a-Messungen, HPLC-Pigmentanalysen, mikroskopischer Zählungen, größenfraktionierter Primärproduktion und ¹⁵N-Aufnahmeraten. Tagesdrifter mit einer Sinkstoffalle unterhalb der euphotischen Zone registrierten den vertikalen Partikelfluß aus dem Epipelagial. Die Ergebnisse zeigten deutliche regionale Unterschiede in den phytoplanktologischen Eigenschaften des Epipelagials im westlichen Arabischen Meer. Resultierend daraus wurden drei verschiedene geographische Regionen und Produktionsregime definiert und mit der bekannten Literatur diskutiert.

(1) **DAS ZENTRALE ARABISCHE MEER** ist während des SW-Monsuns charakterisiert durch oligotrophe, homogene Bedingungen im Epipelagial. Die durchmischte Schicht reichte von 75-111 m und die euphotische Zone lag mit bis zu 114 m stets darunter. Eine Nutrikline war stark ausgebildet, wobei die durchmischte Schicht durch Nährsalzerschöpfung gekennzeichnet war. Unterhalb dieser stiegen die Nährsalzkonzentrationen stark an. An der unteren Grenze der durchmischten Schicht befand sich ein Tiefen Chl a-Maximum ($0.4 \mu\text{g l}^{-1}$) und ein Biomassemaximum. Der Chl a-Gehalt in der durchmischten Schicht lag bei $0.28 \mu\text{g l}^{-1}$. Phytoplanktonkohlenstoffgehalte (PPC) lagen bei 0.27 g C m^{-2} . Die Primärproduktion ($0.87 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) basierte vornehmlich auf innerhalb der durchmischten Schicht regenerierten Nährsalzen (Regenerierte Produktion). Unterhalb der durchmischten Schicht fand jedoch aufgrund hoher Nährsalzkonzentrationen und ausreichender Lichtverhältnisse Neue Produktion statt. Hauptbestandteil des Partikelflusses war CaCO_3 von Gehäusen planktischer Foraminiferen. Die POC Verlusten an der Primärproduktion waren mit $< 1 \%$ sehr gering. Die Phytoplanktongemeinschaft wurde von Pico- und Nanoplankton dominiert.

(2) **DIE KÜSTENAUFTRIEBSREGION VOR OMAN** spiegelte die typischen Strukturen eines Auftriebsgebietes wider. Sie war charakterisiert durch geringe Oberflächentemperaturen von 20 °C, geringen Durchmischungstiefen zwischen 25 m und 41 m und einer mit 53 m stets tieferen euphotischen Zone. Die Nährsalzkonzentrationen in der Oberfläche (6.5 m) und der durchmischten Schicht waren mit $8.3 \mu\text{g Si(OH)}_4 \text{ l}^{-1}$ bzw. $17.9 \mu\text{g NO}_3^- \text{ l}^{-1}$ hoch. Die Chl *a*-Konzentration lag bei $0.79 \mu\text{g l}^{-1}$ und der PPC bei 1.75 g C m^{-2} . Die Primärproduktion von durchschnittlich $3.34 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ basierte vornehmlich auf neuen Nährsalzen (Neue Produktion), die durch den Auftrieb nährsalzreichen Wassers aus tieferen Schichten in die euphotische Zone eingetragen wurden. In dieser Region war die absolute POC-Sedimentation aus der euphotischen Zone verglichen mit den anderen beiden Regionen am höchsten, die POC Verlustraten an der Primärproduktion mit $< 1 \%$ jedoch ebenfalls gering. CaCO_3 von Gehäusen planktischer Foraminiferen stellte den größten Anteil am vertikalen Partikelfluß. Die Phytoplanktongemeinschaft wurde von Bacillariophyceen vornehmlich der Gruppen *Rhizosolenia* und *Chaetoceros* geprägt.

(3) **DIE FINDLATER JET REGION** im Einflußbereich des gleichnamigen atmosphärischen Jets war sehr heterogen. Es kamen oligotrophe und eutrophe Verhältnisse nebeneinander vor. Filamente, die sich vom Küstenauftrieb bis in diese Region erstrecken, sind ein besonderes Merkmal dieser Region. Die euphotische Zone lag stets innerhalb der sehr variablen durchmischten Schicht (36-102 m). Es wurden in dieser Regionen sowohl hohe Nährsalzgehalte als auch Konzentrationen nahe der jeweiligen Nachweisgrenzen registriert. Der Chl *a*-Gehalt lag bei $0.45 \mu\text{g l}^{-1}$ und der PPC bei 1.04 g C m^{-2} . Die Primärproduktion lag 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 wurde. Die POC-Sedimentation aus der euphotischen Zone sowie die Verlustraten an der Primärproduktion war mit $< 1 \%$ stets gering. Wiederum war CaCO_3 von den Gehäusen planktischer Foraminiferen Hauptbestandteil des vertikalen Partikelflusses aus der euphotischen Zone. Die Phytoplanktongemeinschaft setzte sich hauptsächlich aus Vertretern der Bacillariophyceen, Prymnesiophyceen und Cryptophyceen zusammen.

II. Während der Expedition **SONNE 120** (So 120) vom 12. Juni bis zum 12. Juli 1997 wurde ein Filament von seinem Entstehungsort im Küstenauftrieb vor Oman bis in den offenen Ozean verfolgt und physikalisch, chemisch und biologisch beschrieben. Ein Drifter (LAGRANGE'sche Probennahmestrategie) mit einer Sinkstoffalle, positioniert unterhalb der euphotischen Zone, wurde im Küstenauftrieb ausgesetzt und über 19 Tage verfolgt. Die Sinkstoffalle dokumentierte den vertikalen Partikelfluß aus der euphotischen Zone. Es fand während dieser Zeit eine intensive Wassersäulenbeprobung statt. Es gelang erstmals über einen längeren Zeitraum phytoplanktologische Ereignisse innerhalb eines Filamentes zu verfolgen. In diesem hoch dynamischen System spielten advective Prozesse eine große Rolle. Die Ergebnisse geben eine Vermischung zeitlicher Sukzession und Advektion wieder, die in drei verschiedene Phasen unterteilt werden konnten. Phase I umfaßte die ersten fünf Stationen, Phase II die sechs darauffolgenden und Phase III die letzten drei Stationen - bereits im offenen Ozean. Während

sich die abiotischen Umweltparameter nicht wesentlich änderten, zeigte sich ein deutlicher Wechsel in der Phytoplanktonzusammensetzung sowie der Beteiligung der einzelnen Größenklassen an der Primärproduktion. Die Oberflächentemperatur und der Oberflächensalzgehalt nahmen zu, und die durchmischte Schicht wurde deutlich mächtiger. Die euphotische Zone verflachte sich von 54 m auf 47 m. In der durchmischten Schicht nahmen die Nitrat- und Silikatkonzentrationen leicht zu. Nitrat stieg von $12.68 \mu\text{g NO}_3^- \text{ l}^{-1}$ auf $15.60 \mu\text{g NO}_3^- \text{ l}^{-1}$ und Silikat von $6.87 \mu\text{g Si(OH)}_4 \text{ l}^{-1}$ auf $8.57 \mu\text{g Si(OH)}_4 \text{ l}^{-1}$ an. Die Chl a-Konzentration sank von $1.12 \mu\text{g l}^{-1}$ auf $0.70 \mu\text{g l}^{-1}$. Die Primärproduktion nahm zunächst von $1.88 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Phase I) auf $1.55 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Phase II) ab und stieg in Phase III wieder leicht an ($2.10 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). Entsprechend zeigte sich der Phytoplanktonkohlenstoff. Er nahm von 2.91 mg m^{-2} auf 1.97 mg m^{-2} ab und erreichte in Phase III mit 2.34 mg m^{-2} wieder einen höheren Wert. In Phase I prägten Bacillariophyceen das Phytoplankton in der durchmischten Schicht. Sie stellten 51 % der Primärproduktion. Unterhalb der durchmischten Schicht dominierten jedoch pico- und nanoplanktische Organismen die Phytoplanktongemeinschaft. Diese waren hier mit jeweils 39 % an der Primärproduktion beteiligt. Mit Phase II trat ein Wechsel zu den μ -Flagellaten auf. Die Entwicklung in Phase III verlief unbeständig. Es dominierten weiterhin die μ -Flagellaten, doch traten vor allem Dinophyceen und erneut Bacillariophyceen auf.

Es hat sich gezeigt, daß Filamente eine wichtige Rolle für die horizontale Verfrachtung von Material vom Küstenauftrieb bis weit in den offenen Ozean spielen und damit zu hohen Sedimentationsraten im offenen Ozean beitragen können.

Die Rolle der Coccolithophoriden als Kohlendioxid fixierende Komponente des mikrobiellen Nahrungsgefüges und ihre Bedeutung für den Kohlenstofftransport im westlichen Arabischen Meer war während dieser Expedition von untergeordneter Bedeutung. Sie stellten keine das Phytoplankton dominierende Blüte und machten lediglich maximal 6 % des PPC und 12 % der Primärproduktion aus.

Die Charakteristika der dargestellten Regionen sind eine Voraussetzung für die Bilanzierung des regionalen Kohlenstoffkreislaufs und darüber hinaus ein Beitrag für das Verständnis und die Quantifizierung der überregionalen Kohlenstoffflüsse im Jahresverlauf.

10 LITERATUR

- ALCOCK A.W. (1902) A naturalist in Indian Seas or Four Years with the Royal Indian Marine Survey Ship Investigator. John Murray, Albemarle Street, London. 318 pp.
- ALEEM A.A. (1967) Concepts of currents, tides and winds among medieval Arab geographers in the Indian Ocean. *Deep-Sea Res.*, **14**, 459-463.
- ALLDREDGE A.L. & C. GOTTSCHALK (1989) Direct observations of the mass flocculation of diatom blooms: characteristics, settling velocities and formation of diatom aggregates. *Deep-Sea Res.*, **36**, 159-171.
- ANGEL M.V. (1984a) Marine Science of the north-west Indian Ocean and adjacent waters. *Deep-Sea Res.*, **31**, 573-1035.
- ANGEL M.V. (1984b) Detrital organic fluxes through pelagic ecosystems. In: Fasham M.R.J. (ed.) Flows of energy and materials in marine ecosystems. Plenum Press, 474-516.
- ANGEL M.V. (1989) Does mesopelagic biology affect the vertical flux? In: Berger W.H., V.S. Smetacek & G. Wefer (eds.) Productivity of the Ocean: Present and Past. Chicester, John Wiley and Sons Limited, 155-173.
- BAARS M.A., A.B. SUTOMO, S.S. OOSTERHUIS & O.H. ARINARDI (1990) Zooplankton abundance in the eastern Banda Sea and northern Arafura Sea during and after the upwelling season, August 1984 and February 1985. *Neth. J. Sea Res.*, **25**, 527-543.
- BABENERD B. & J. KREY (1974) Indian Ocean: Collected data on primary productivity, phytoplankton pigments and some related factors. University Press, Kiel, West Germany, 521 pp.
- BACKHAUS K., B. ERICHSON, W. PLINKE & R. WEIBER (1990) Multivariate Analysemethoden. Berlin, Springer-Verlag, 416 pp.
- BAKER E.T. H.B. MILBURN & D.A. TENNANT (1988) Field assessment of sediment trap efficiency under varying flow conditions. *J. Mar. Res.*, **46**, 573-592.
- BANSE K. (1977) Determining the carbon-to-chlorophyll ratio of natural phytoplankton. *Mar. Biol.*, **41**, 199-212.
- BANSE K. (1987) Seasonality of phytoplankton chlorophyll in the central and northern Arabian Sea. *Deep-Sea Res.*, **34**, 713-723.
- BANSE K. (1994) On the coupling of hydrography, phytoplankton, zooplankton, and settling organic particles off-shore in the Arabian Sea. In: Lal D. (ed.) Biogeochemistry of the Arabian Sea. Indian Academic of Sciences, Bangalore, 27-63.
- BANSE K. & C.R. MCCLAIN (1986) Winter blooms of phytoplankton in the Arabian Sea as observed by coastal zone color scanner. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **34**, 201-211.
- BANSE K. & D.C. ENGLISH (1994) Seasonality of coastal zone colour scanner phytoplankton pigment in the offshore oceans. *J. Geophys. Res.*, **99**, 7323-7345.
- BARLOW R.G., R.F.C. MANTOURA, M.A. GOUGH & T.W. FILEMAN (1993a) Phaeopigment distribution during the 1990 spring bloom in the northeastern Atlantic. *Deep-Sea Res. I*, **40** (11/12), 2229-2242.
- BARLOW R.G., R.F.C. MANTOURA, M.A. GOUGH & T.W. FILEMAN (1993b) Pigment signatures of the phytoplankton composition in the North Eastern Atlantic during the 1990 spring bloom. *Deep-Sea Res. II*, **40**, 459-477.
- BARLOW R.G., R.F.C. MANTOURA, R.D. PEINERT, A.E.J. MILLER & T.W. FILEMAN (1995) Distribution, sedimentation and fate of pigment biomarkers following thermal stratification in the western Alboran Sea. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **125**, 279-291.
- BÄTJE M. & M. MICHAELS (1986) *Phaeocystis pouchetii* blooms in the East Frisian coastal waters (German Bight, North Sea). *Mar. Biol.*, **93**, 21-27.
- BAUER S., G.L. HITCHCOCK & D.B. OLSON (1991) Influence of monsoonally-forced Ekman dynamics upon surface layer depth and plankton biomass distribution in the Arabian Sea. *Deep-Sea Res. I*, **38** (5), 531-553.
- BAUER S., G.L. HITCHCOCK & D.B. OLSON (1993) Response of the Arabian Sea surface layer to monsoon forcing. In: Desai B.N. (ed.) Oceanography of the Indian Ocean, Balkema, 659-672.

- BIDIGARE R.R. (1991) Analysis of algal chlorophyll and carotenoids. In: Hurd D.C. & D.W. Spencer (eds.) *Marine particles: Analysis and characterization*, Bd. Geophysical Monograph, American Geophysical Union, 119-123.
- BIDIGARE R.R., O. SCHOFIELD & B.B. PRÉZELIN (1989) Influence of zeaxanthin on quantum yield of photosynthesis of *Synechococcus* clone WH7803 (DC2). *Mar Ecol Prog Ser.* **56**, 177-188.
- BIDIGARE R.R., J. MARRA, T.D. DICKEY, R. ITURRIAGA, K.S. BAKER, R.C. SMITH & H. PAK (1990) Evidence for phytoplankton succession and chromatic adaption in the Sargasso Sea during spring 1985. *Mar. Ecol Prog Ser.*, **60**, 113-122.
- BIDIGARE R.R., J.L. IRIARTE, S.-H. KANG, D. KARENTZ, M.E. ONDRUES & G.A. FRYXELL (1996) Phytoplankton: quantitative and qualitative assessments. In: Ross, R., E. Hofmann & L. Quetin (eds.) *Foundations for Ecological Research west of the Antarctic Peninsula*. Bd. **70**, 173-198.
- BODUNGEN B. VON., M. WUNSCH & H. FURDERER (1991) Sampling and analysis of suspended and sinking particles in the northern North Atlantic. *Marine Particles: Analysis and characterization*, *Geophysical Monograph*, **63**, 47-56.
- BOTTERO J.S. (1969) An analysis of upwelling off southeast Arabian coast during the summer monsoon. M.S. thesis, Oregon State Univ., Corvallis, 77 pp.
- BRAMLETTE M.N. (1958) Significance of coccolithophorids in calcium-carbonate deposition. *Bulletin of the Geological Society of America*, **69**, 121-126.
- BRATBAK G. (1985) Bacterial biovolume and biomass estimations. *Appl Environ Microbiol.* **49**, 1488-1493.
- BRATBAK G., J.K. EGGE & M. HELDAL (1993) Viral mortality of the marine alga *Emiliania huxleyi* (Haptophyceae) and termination of algal blooms. *Mar Ecol Prog Ser.* **93**, 39-48.
- BRAY, J.R. & J.T. CURTIS (1957) An ordination of the upland forest communities of southern Wisconsin. *Ecol. Monogr.*, **27**, 325-349.
- BRINK K.H. & T.J. COWLES (1991) The coastal transition zone program. *J Geophys. Res.* **96**, 14637-14647.
- BRINK K., R. ARONE, P. COBLE, C. FLAGG, B. FONES, J. KINDLE, C. LEE, D. PHINNEY, M. WOOD, C. YENTSCH & D. YOUNG (1998) Monsoons boost biological productivity in Arabian Sea. *Eos, Transaction, American Geophysical Union*, **79 (3)**, 165-169.
- BROCK J.C., C.R. MCCLAIN M.E. LUTHER & W.W. HAY (1991) The phytoplankton bloom in the northwestern Arabian Sea during the southwest Monsoon of 1979. *J. Geophys. Res.*, **96 (C11)**, 20623-20642.
- BROCK J.C. & C.R. MCCLAIN (1992) Inter-annual variability in phytoplankton blooms observed in the northwestern Arabian Sea during the Southwest Monsoon. *J. Geophys. Res.*, **97**, 733-750.
- BROCK J.C., C.R. MCCLAIN & W.W. HAY (1992) A southwest Monsoon hydrographic climatology for the northwestern Arabian Sea. *J. Geophys. Res.*, **97 (C6)**, 9455-9465.
- BROCK J.C., S. SATHYENDRANATH & T. PLATT (1993) Modelling the seasonality of subsurface light and primary production. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **101**, 209-221.
- BRÖCKEL VON K., C. SELLMER & I. KRIEST (Manuskript in Vorbereitung) Silicate limitation: A typical temporal feature within coastal upwelling systems?
- BROECKER W.S. & T.-H. PENG (1982) *Tracers in the Sea*. Eldigo Press, 690 pp.
- BROWN C.W. & J.A. YODER (1994) Coccolithophorid blooms in the global ocean. *J. Geophys. Res.*, **99**, 7467-7482.
- BRUCE J.G. (1974) Some details of upwelling off Somalia and Arabian coasts. *J. Mar. Res.*, **32**, 419-423.
- BRUSSAARD C.P.D., R. RIEGMAN, A.A.M. NOORDELOOS, G.C. DADEE, H. WITTE, A.J.G. NIEUWLAND, F.C. VANDUYL & R.P.M. BAK (1995) Effects of grazing, sedimentation and phytoplankton cell lysis on the structure of a pelagic food web. *Mar Ecol. Prog. Ser.*, **123**, 259-271.
- BUESSELER K., L. BALL, J. ANDREWS, C. BENITEZ-NELSON, R. BELASTOCK, F. CHAI & Y. CHAO (1998) Upper ocean export of particulate organic carbon in the Arabian Sea derived from thorium-234. *Deep-Sea Res. II*, **45**, 2461-2487.

- BUMA A.G.J., W.W.C. GIESKES & H.A. THOMSEN (1992) Abundances of Cryptophyceae and chlorophyll b-containing organisms in the Weddell-Scotia Confluence area in the spring of 1988. *Polar Biol.*, **12**, 43-52.
- BURKILL P.H., R.F.C. MANTOURA & N.J.P. OWENS & (1993a) Biogeochemical cycling in the northwestern Indian Ocean: a brief overview. *Deep-Sea Res.*, **40**, 643-649.
- BURKILL P.H., R.J.G. LEAKEY, N.J.P. OWENS & R.F.C. MANTOURA (1993b) *Synechococcus* and its importance to the microbial foodweb of the northwestern Indian Ocean. *Deep-Sea Res. II*, **40**, 773-782.
- BUSTILLOS-GUZMAN J., H. CLAUSTRE & J.C. MARTY (1995) Specific phytoplankton signatures and their relationship to hydrographic conditions in the coastal northwestern Mediterranean Sea. *Ecol. Prog. Ser.*, **124**, 247-258.
- CADET D.L. & B.C. DIEHL (1984) Interannual variability of surface fields over the Indian Ocean during recent decades. *Monthly Weather Review*, **112**, 1921-1935.
- CLARKE K.R. & R.H. GREEN (1988) Statistical design and analysis for a 'biological effects' study. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **46**, 213-226.
- CLARKE K.R. & M. AINSWORTH (1993) A method of linking multivariate community structure to environmental variables. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **92**, 205-219.
- CLARKE K.R. & R.M. WARWICK (1994) Changes in marine communities: an approach to statistical analysis and interpretation. Natural Environmental Research Council, UK, 144 pp.
- CLAUSTRE H. (1994) The trophic status of various oceanic provinces as revealed by phytoplankton pigment signatures. *Limnol. Oceanogr.*, **39**, 1206-1210.
- CODISPOTI L.A. (1991) Primary productivity and carbon and nitrogen cycling in the Arabian Sea. In: Smith S. (ed.) U.S. Joint Global Ocean Flux Study, Arabian Sea Process Study, *U.S. JGOFS Planning Report 13*, Woods Hole Oceanographic Inst., MA, 75-85.
- COLBURN J.G. (1975) The thermal structure of the Indian Ocean. East-West Centre Press, University of Hawaii, 173 pp.
- COWIE G.L. & J.I. HEDGES (1992) Sources and reactivities of amino acids in a coastal marine environment. *Limnol. Oceanogr.*, **34**, 703-724.
- CULLEN J.J. (1982) The deep chlorophyll maximum: comparing vertical profiles of chlorophyll a. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science*, **39**, 791-803.
- CULTER A.N. & J.C. SWALLOW (1984) Surface currents of the Indian Ocean (to 25° S, 100° E) compiled from historical data achieved by the Meteorological Office, Bracknell, UK: Institute of Oceanographic Sciences, Wormley, Reports No. **187**, 8.
- CURRIE R.I., A.E. FISHER & P.M. HARGREAVES (1973) Arabian Sea upwelling. In: Zeitzschel B. (ed.) *The Biology of the Indian Ocean: Ecological studies, Analysis and Synthesis*. Vol. **3**, Springer-Verlag, 37-52.
- CUSHING D.H. (1973) Production in the Indian Ocean and the transfer from the primary to the secondary level. In: Zeitzschel B. (ed.) *The Biology of the Indian Ocean: Ecological studies, Analysis and Synthesis*. Vol. **3**, Springer-Verlag, 475-486.
- DAM H.G., M.R. ROMAN & M.J. YOUNGBLUTH (1995) Downward export of respiratory carbon and dissolved inorganic nitrogen by diel-migrant mesozooplankton at the JGOFS Bermuda time series study. *Deep-Sea Res.*, **42**, 1187-1197.
- DEGENS E.T. (1979) Carbon in the sea. *Nature*, **279**, 192.
- DERENBACH J. (1969) Zur Homogenisation des Phytoplanktons für die Chlorophyllbestimmung. *Kieler Meeresforsch.*, **25**, 166-171.
- DESAI B.N. (1992) *Oceanography of the Indian Ocean*. Oxford & IBH, New Delhi, 772 pp.
- DIETRICH G. (1973) The unique situation in the environment of the Indian Ocean. In: Zeitzschel B. (ed.) *The biology of the Indian Ocean: Ecological studies, Analysis and Synthesis*. Vol. **3**. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1-6.
- DIETRICH G., K. KALLE, W. KRAUSS & G. SIEDLER (1975) *Allgemeine Meereskunde*. Borntraeger, Berlin, 593 pp.
- DUGDALE R.C. & J.J. GOERING (1967) Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary productivity. *Limnol. Oceanogr.*, **12**, 196-206.
- DUGDALE R.C. & F.P. WILKERSON (1986) The use of ¹⁵N to measure nitrogen uptake in eutrophic oceans: Experimental considerations. *Limnol. Oceanogr.*, **31**, 673-689.

- DUGDALE R.C. & F.P. WILKERSON (1992) Nutrient limitation of new production in the sea. In: Falkowski P.G. & A.D. Woodhead (eds.) *Primary Productivity and Biogeochemical Cycles in the Sea*, Bd. 43, New York, Plenum Press, 107-122.
- DUGDALE R.C. & F.P. WILKERSON (1998) Silicate regulation of new production in equatorial Pacific upwelling. *Nature*, **39**, 270-273.
- DUING W. & A. LEETMAA (1980) Arabian Sea cooling: A preliminary heat budget. *J Phys Oceanogr.*, **10**, 307-312.
- EDLER L. (1979) Recommendations on methods for marine biological studies in the Baltic Sea, Phytoplankton and Chlorophyll. *The Baltic Mar. Biol. Publ.*, **5**, 1-38.
- ELLIOTT A.J. & G. SAVIDGE (1990) Some features of the upwelling off Oman. *J Mar Res.*, **48**, 319-333.
- EPPLEY R.W. (1989) New Production: History, Methods, Problems. In: Berger W.J., V.S. Smetacek & G. Wefer (eds.) *Productivity in the Ocean: Present and past*. John Wiley & Sons Limited, 85-97.
- EPPLEY R.W. & B.J. PETERSON (1989) Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. *Nature*, **282**, 677-690.
- FERNANDEZ E., P. BOYD, P.M. HOLLIGAN & D.S. HARBOUR (1993) Production of organic and inorganic carbon within a large-scale coccolithophore bloom in the northeast Atlantic Ocean. *Mar Ecol Prog Ser.* **97**, 271-285.
- FIELD J.G., K.R. CLARKE & R.M. WARWICK (1982) A practical strategy for analysing multispecies distribution patterns. *Mar Ecol Prog Ser.* **8**, 37-52.
- FINDLATER J. (1969a) A major low-level air current near the Indian Ocean during the northern summer. *Quart J R Met Soc.*, **95**, 362-380.
- FINDLATER J. (1969b) Interhemispheric transport of air in the lower troposphere over the western Indian Ocean. *Quart J R Met Soc.*, **95**, 400-403.
- FINDLATER J. (1974) The low-level cross equatorial air current of the western Indian Ocean during the northern summer. *Weather*, **29**, 411-416.
- FLAGG C.N. & H.-S. KIM (1998) Upper ocean currents in the northern Arabian Sea from shipboard ADCP measurements collected during the 1994-1996 JGOFS and ONR programs. *Deep-Sea Res. II*, **45**, 1915-1957.
- FLAMENT P., L. ARMI & L. WASHBURN (1985) The evolving structure of an upwelling filament. *J. Geophys. Res.*, **90**, 11765-11778.
- GAARDER K.R. (1970) Three new taxa of Coccolithineae. *Nytt Mag. Bot.*, **17**, 113-126.
- GAARDER K.R. (1971) Comments on the distribution of coccolithophorids in the oceans. In: Funnel B.M. & W.R. Riedel (eds.) *The Micropalaeontology of Oceans*. Cambridge University Press, New York, 97-103.
- GARDNER W.D. (1980) Field assessment of sediment traps. *J Mar Res.*, **38**, 41-52.
- GARDNER W.D. (1985) The effect of tilt on sediment trap efficiency. *Deep-Sea Res.*, **32**, 349-361.
- GARRISON D.L., M.M. GOWING & M.P. HUGHES (1998) Nano- and microplankton in the northern Arabian Sea during the Southwest Monsoon, August-September 1995 A US-JGOFS study. *Deep-Sea Res. II*, **45**, 2269-2299.
- GIESKES W.W.C. & G.W. KRAAY (1983) Dominance of Cryptophyceae during the phytoplankton spring bloom in the central North Sea detected by HPLC analysis of pigments. *Mar Biol.*, **75**, 179-185.
- GIESKES W.W.C. & G.W. KRAAY, (1984) Phytoplankton, its pigments, and primary production at a North Sea station in May, July and September. *Neth. J Sea Res.*, **18**, 51-70.
- GIESKES W.W.C., G.W. KRAAY, A. NONTJI, D. SETIAPERMANA & C. SUTOMO (1988) Monsoonal alternation of a mixed and a layered structure in the phytoplankton of the euphotic zone of the Banda Sea (Indonesia): A Mathematical analysis of algal pigment fingerprints. *Neth. J. Sea Res.*, **22** (2), 123-137.
- GILSON H.C. (1937) The nitrogen cycle. *John MURRAY EXPEDITION. Scientific Reports*, **11** (2), 21.
- GRAN H.H. (1912) Pelagic plant life. In: Murray J. & H. Hjort (eds.) *The Depths of the Ocean*. MacMillan, London, 307-386.

- GRASSHOFF K., M. EHRHARD & K. KREMLING (1983) Methods of sea water analysis, 2. erweiterte, überarbeitete Auflage, Verlag Chemie, Weinheim, Germany. 419 pp.
- GUST G., R.H. BYRNE, R.E. BERNSTEIN, P.R. BETZER & W. BOWLES (1992) Particle fluxes and moving fluids: experience from synchronous trap collections in the Sargasso Sea. *Deep-Sea Res.*, **39**, 1071-1083.
- HAAKE B., V. ITTEKOT, V. RAMASWAMY, R.R. NAIR & S. HONJO (1992) Fluxes of amino acids and hexosamines to the deep Arabian Sea. *Mar. Chem.*, **40**, 291-314.
- HAAKE B., V. ITTEKOT, S. HONJO & S. MANGANINI (1993a) Amino acid, hexosamine and carbohydrate fluxes to the deep Subarctic Pacific (Station P). *Deep-Sea Res.*, **40**, 547-560.
- HAAKE B., V. ITTEKOT, T. RIXEN, V. RAMASWAMY, R.R. NAIR & W.B. CURRY (1993b) Seasonality and interannual variability of particle fluxes to the deep Arabian Sea. *Deep-Sea Res.*, **40**, 1321-1344.
- HAQ B.U. & J.D. MILLIMAN (1984) Marine geology and oceanography of Arabian Sea and coastal Pakistan. Van Nostrand Reinhold, New York, 382 pp.
- HARRISON W.G. & L.E.J. WOOD (1988) Inorganic nitrate uptake by marine picoplankton: evidence for size partitioning. *Limnol. Oceanogr.*, **33**, 468-475.
- HASENRATH S. & P. LAMB (1979) Climatic Atlas of the Indian Ocean Part I, Surface Circulation and Climate, University of Wisconsin Press, Madison. 109 pp.
- HAY W.W., H.P. MOHLER, P.H. ROTH, R.R. SCHMIDT & J.E. BOUDREAUX (1967) Calcareous nannoplankton zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean-Antillean area, and transoceanic correlation. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., Trans.*, **17**, 428-480.
- HAYNES R. E.D. BARTON & I. PILLING (1993) Development, persistence and variability of upwelling filaments off the Atlantic coast of the Iberian peninsula. *J. Geophys. Res.*, **98**, 22681-22692.
- HEDGES J.I., C. LEE, S.G. WAKEHAM, P.J. HERNES, & M.L. PETERSON (1993) Effect of poisons and preservatives on the fluxes and elemental compositions of sediment trap material. *J. Mar. Res.*, **51**, 651-668.
- HEIMDAL B.R. & K.R. GAARDER (1981) Coccolithophorids from the northern part of the eastern central Atlantic. I. Holococcolithophorids. *Meteor. Forsch. - Ergebnisse, Ser. D*, **33**, 37-69.
- HERBLAND A., A. LE BOUTELLER & P. RAIMBAULT (1985) Size structure of phytoplankton biomass in the equatorial Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res.*, **32**, 819-836.
- HEWES C.D., F.M.H. REID & O. HOLM-HANSEN (1984) The quantitative analysis of nanoplankton: a study of methods. *J. Plankt. Res.*, **6**, 601-613.
- HITCHCOCK G.L. & D.B. OLSON (1992) NE and SW monsoon conditions along the Somali coast during 1987. In: Desai B.N. (ed.) *Oceanography of the Indian Ocean* Oxford & IBH, New Delhi, 583-593.
- HOLLIGAN P.M., M. VIOLLIER, D.S. HARBOUR, P. CAMUS & M. CHAMPAGNE-PHILLIPPE (1983) Satellite and ship studies of coccolithophore production along a continental shelf edge. *Nature*, **304**, 339-342.
- HOLLIGAN P.M., E. FERNANDEZ, J. AIKEN, W.M. BALCH, P. BOYD, P.H. BURKHILL, M. FINCH, S.B. GROOM, G. MALIN, K. MULLER, D.A. PURDIE, C. ROBINSON, C.C. TREES, S.M. TURNER & P. VAN DER WAL (1993) A biochemical study of the coccolithophore, *Emiliania huxleyi*, in the North Atlantic. *Global Biochemical Cycle*, **7**, 879-900.
- HOLLIGAN P.M. & J.E. ROBERTSON (1996) Significance of ocean carbonate budgets for the global carbon cycle. *Global Change Biology*, **2**, 85-95.
- HOLM-HANSEN O., C.J. LORENZEN, R.W. HOLMES & J.D.W. STRICKLAND (1965) Determination of Chlorophyll. *J. Cons. Perm. Int. Explor. Mer.*, **30**, 3-15.
- HOLM-HANSEN O. & B. RIEMANN (1978) Chlorophyll determination: Improvement in methodology. *Oikos*, **30**, 438-447.
- HONJO S., J.F. CONNELL & P.L. SACHS (1980) Deep-ocean sediment trap: design and function of PARFLUX Mark II. *Deep-Sea Res.*, **27**, 745-753.
- HONJO S. & K.W. DOHERTY (1988) Large aperture time-series traps: design, objectives, construction and application. *Deep-Sea Res.*, **35**, 133-139.
- HONJO S., D.W. SPENCER & W.D. GARDNER (1992) A sediment trap intercomparison experiment in the Panama Basin, 1979. *Deep-Sea Res.*, **39**, 333-358.

- HOOKS C.E., R.R. BIDIGARE, M.D. KELLER & R.R.L. GUILLARD (1988) Coccolith eucaryotic marine ultraplankters with four different HPLC pigment signatures. *J. Phycol.*, **24**, 571-580.
- HUSAR R.B., J.M. PROSPERO & L.L. STOWE (1997) Characterization of trophospheric aerosole over the oceans with the NOAA advance very high resolution radiometer optical thickness operational product. *J. Geophys. Res.*, **102**, 16889-16909.
- ITTEKOT V. & R.R. NAIR (1993) Monsoon Biogeochemistry. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderband*, **76**, 192 pp.
- JEFFREY S.W. & G.F. HUMPHREY (1975) New spectrophotometric equations for determining chlorophyll a, b, c1, c2 in higher plants, algae and natural phytoplankton. *Biochem. Physiol. Pflanzen*, **167**, 191-194.
- JERLOV N.J. (1976) *Marine Optics*, Elsevier, Amsterdam, 231 pp.
- JOHNSEN G., E. SAKSHAUG & M. VERNET (1992) Pigment composition, spectral characterisation and photosynthetic parameters in *Chrysochromolina polylepsis*. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **83**, 241-249.
- JOHNSEN G. & E. SAKSHAUG (1993) Bio-optical characteristics and photoadaptive responses in toxic and bloom-forming dinoflagellates *Gymnodinium aurelum*, *Gymnodinium galatheanum*, and two strains of *Prorocentrum minimum*. *J. Phycol.*, **29**, 623-642.
- JORDAN R.W. & J.C. GREEN (1994) A checklist of the extant haptophyta of the world. *Journal of Mar. Biol. Ass.*, **74**, 149-174.
- JORDAN R.W. & A. KLEIJNE (1995) A classification system for living coccolithophores. In: Winter A. & W.G. Siesser (eds.) *Coccolithophores*. Cambridge University Press, 83-105.
- JORDAN R.W., A. KLEIJNE, B.R. HEIMDAL & J.C. GREEN (1995) A glossary of the extant haptophyta of the world. *J. Mar. Biol. Ass.*, **75**, 769-814.
- JURY M.R. (1988) Case studies of the response and spatial distribution of wind driven upwelling off the coast of Africa. *Continental Shelf Res.*, **8**, 1257-1271.
- KAMPTNER E. (1943) Zur Revision der Coccolithineen-Spezies *Pontosphaera huxleyi* Lohmann. *Akad. Wiss. Wien. Anz.*, **80**, 43-49.
- KARL D.M. & G.A. KNAUER (1989) Swimmers: A recapitulation of the problem and a potential solution. *Oceanography*, **2**, 25-32.
- KELLY K.A. (1985) The influence of winds and topography on the sea surface temperature patterns over the northern California slope. *J. Geophys. Res.*, **90**, 11783-11798.
- KLEIJNE A. (1991) Holococcolithophorids from the Indian Ocean, Red Sea, Mediterranean Sea and North Atlantic Ocean. *Mar. Micropaleont.*, **17**, 1-76.
- KLEIJNE A. (1992) Extant Rhabdosphaeraceae (coccolithophorids, class Prymnesiophyceae) from the Indian Ocean, Red Sea, Mediterranean Sea and North Atlantic Ocean.- *Scripta Geologica*, **65**, 1-100.
- KLEIJNE A. (1993) Morphology, Taxonomy and Distribution of extant coccolithophorids (Calcareous nannoplankton). Ph. D. Thesis. Vrije University, 321 pp.
- KNAUER G., D.M. KARL, H.J. MARTIN & C.N. HUNTER (1984) *In situ* effects of selected preservatives and total carbon, nitrogen and metals collected in sediment traps. *J. Mar. Res.*, **42**, 445-462.
- KNAUER G. & V. ASPER (1989) Sediment trap technology and sampling. U.S. GOFS Planning Report No. 10. Woods Hole, MA, Woods Hole Oceanographic Institution, 94 pp.
- KNIGHT, R. & F.C. MANTOURA (1985) Chlorophyll and carotenoid pigments in Foraminifera and their symbiotic algae: analysis by high performance liquid chromatography. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **23**, 241-249.
- KOROLEFF F. (1983) Determination of silicon. In: Grasshoff K., M. Ehrhard & K. Kremling (eds.) *Methods of sea water analysis*, 2. erweiterte, überarbeitete Auflage, Verlag Chemie, Weinheim, Germany. 174-187.
- KRANCK K. & T.G. MILLIGAN (1988) Macroflocs from diatoms: *in situ* photography of particles in Bedford Basin, Nova Scotia. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **44**, 183-189.
- KRAUSS W. (1973) Dynamics of the homogeneous and quasi homogeneous ocean. Gebrüder Borntraeger, Berlin. 300 pp.

- KREY J. (1973) Primary productivity in the Indian Ocean, I. In: Zeitzschel B. The biology of the Indian Ocean: Ecological studies, Analysis and Synthesis. Vol. 3. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 115-126.
- KREY J. & B. BABENERD (1976) Phytoplankton production. Atlas of the international Indian Ocean Expedition. Universität Kiel, Institut für Meereskunde, 70 pp.
- KRUSKAL J.B. (1977) Multidimensional scaling and other methods for discovering structure. In: Enslein, Ralston & Wilf (eds.) Statistical methods for digital computers. J. Wiley & Sons, New York.
- LATASA M. (1995) Pigment composition of *Heterocapsa* sp. and *Thalassiosira weissflogii* growing in batch cultures under different irradiances. *Sci. Mar.*, **59**, 25-37.
- LATASA M. & E. BERDALET (1994) Effect of nitrogen or phosphorus starvation on pigment composition of cultured *Heterocapsa* sp.. *J. Plankt. Res.*, **16**, 83-94.
- LATASA M., R.R. BIDIGARE, M.E. ONDRUSEK & M.C. KENNICUT II (1996) HPLC analysis of algal pigments: a comparison exercise among laboratories and recommendations for improved analytical performance. *Mar. Chem.*, **51**, 315-324.
- 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.
- LEACH H., J. Minett & J. Woods (1982) The GATE Lagrangian Batfish Experiment -Summary Report-. *Deep-sea Res.*, Vol. **32**, No. **5**, 575-597.
- LEE S. & J. A. FUHRMANN (1987) Relationships between biovolume and biomass of naturally derived marine bacterioplankton. *Appl. Environ. Microbiol.*, **53**, 1298-1303.
- LEE C., S.G. WAKEHAM & J.I. HEDGES (1988) The measurement of oceanic particle flux - are 'swimmers' a problem? *Oceanography*, **1**, 34-36.
- LEE C., J.I. HEDGES & S.G. WAKEHAM (1990) Technical problems with the use of sediment traps - preservation, swimmers and leaching. In: P. Wassmann, A.-S. Heiskanen & O. Lindahl (eds.) sediment traps in marine ecological research and monitoring. Fiskebäckskil, Sweden, 21.-25. November 1990.
- LEE C., J.I. HEDGES, S.G. WAKEHAM & N. SHU (1992) Effectiveness of various treatments in retarding microbial activity in sediment trap material and their effects on the collection of swimmers. *Limnol. Oceanogr.*, **37**, 117-130.
- LEGENDRE L., D. DEMERS, C.M. YENTSCH & C.S. YENTSCH (1983) The ^{14}C method: Patterns of dark CO_2 fixation and DCMU corrections to replace the dark bottle. *Limnol. Oceanogr.*, **28**, 996-1003.
- LENZ J. (1971) Zur Methode der Sestonbestimmung. *Kieler Meeresforschung*, **27**, 180-193.
- LEVASSEUR M.E. & J.-C. THERRIAULT (1987) Phytoplankton biomass and nutrient dynamics in a tidally induced upwelling: the role of the $\text{NO}_3\text{:SiO}_4$ ratio. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **39**, 87-97.
- LIBBERT E. (1993) Lehrbuch der Pflanzenphysiologie. Jena, Gustav Fischer Verlag, 434 pp.
- LIEBIG J. (1840) Chemistry in it's application to agriculture and physiology. Taylor & Walton, London, (4th ed., 1847), 352 pp.
- LOEBLICH A.R. Jr. & H. TAPPAN (1978) The coccolithophorid genus *Calcidiscus* Kamptner and its synonyms. *J. Paleont.*, **52**, 1390-1392.
- LONGHURST A.R. & W.G. HARRISON (1988) Vertical nitrogen flux from the oceanic photic zone by diel migrant zooplankton and nekton. *Deep-Sea Res.*, **35**, 881-889.
- LUTHER M.E. & J.J. O'BRIAN (1985) A model of the seasonal circulation in the Arabian Sea forced by observed winds. *Progress in Oceanography*, **14**, 353-385.
- MACKEY M.D., D.J. MACKEY, H.W. HIGGINS & S.W. WRIGHT (1996) CHEMTAX - a program for estimating class abundances from chemical markers: application to HPLC measurements of phytoplankton. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **144**, 265-283.
- MADHUPRATAP M. & A.H. PARULEKAR (1993) Biological Processes of the Northern Indian Ocean. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, SCOPE/UNEP Sonderband, **76**, 51-72.
- MANGHNANI V., J.M. MORRISON, T.S. HOPKINS & E. BÖHM (1998) Advection of upwelled waters in the form of plumes off Oman during the Southwest Monsoon. *Deep-Sea Res. II*, **45**, 2027-2052.

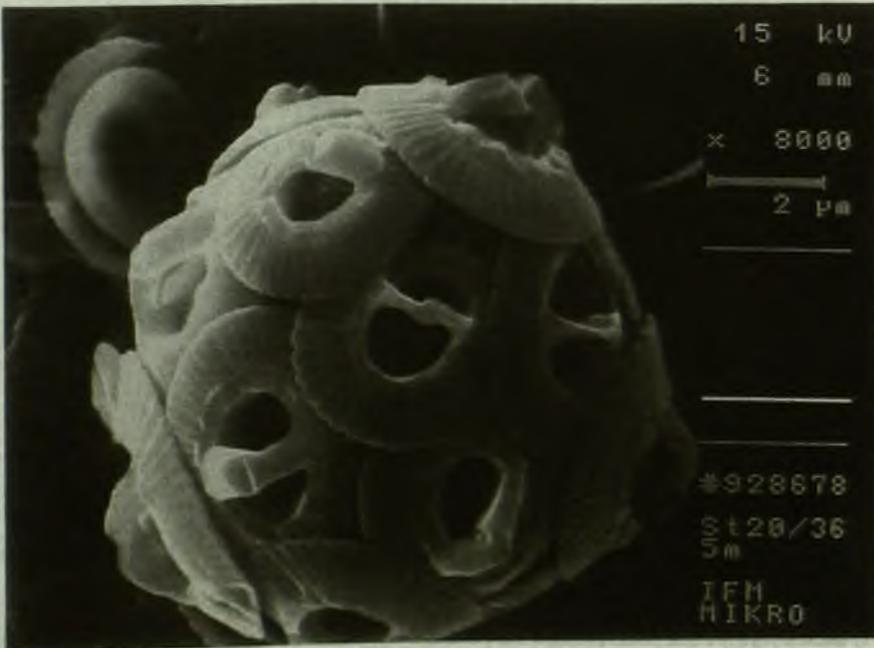
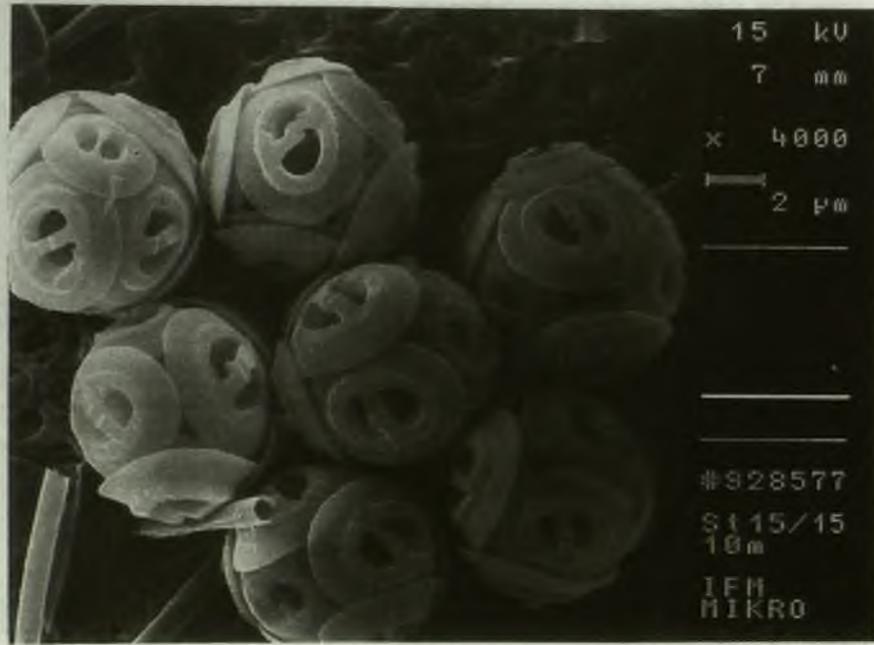
- MANTOURA R.F.C. & C.A. LLEWELLYN (1983) The rapid determination of algal chlorophyll and carotenoid pigments and their breakdown products in natural waters by reverse-phase high-performance liquid chromatography. *Analyt. Chem. Acta*, **151**, 297-314.
- MANTOURA R.F.C., D.J. REPETA, B. KLEIN, G.W. KRAAY, M. MEYERHÖFER, I. PEEKEN & A. STUHR (1990) North Atlantic Bloom Experiment - Pigments. Kiel, Scientific Committee on Oceanic Research.
- MARRA J. & C. LANGDON (1993) An evaluation of an *in situ* fluorometer for the estimation of chlorophyll *a*. *LDEO Technical Report LDEO-93-1*, Lamont-Doherty Earth Observatory, Palisades, NY.
- MARRA J. (1997) Analysis of diel variability in chlorophyll fluorescence. *J. Mar. Res.*, **55**, 767-784.
- MCCREARY J.P., P.K. KANDU & R.L. MOLINARI (1993) A numerical investigation of dynamics, thermodynamics and mixed-layer processes in the Indian Ocean. *Progress in Oceanography*, **31**, 181-244.
- MCINTYRE A. & A.W.H. BE (1967) Modern Coccolithophoridae of the Atlantic Ocean. I. Placoliths and Cyrtoliths. *Deep-Sea Res.*, **14**, 561-597.
- MCMANUS G.B. (1995) Phytoplankton abundance and pigment changes during simulated *in situ* dilution experiments in estuarine waters: possible artifacts caused by algal light adaptation. *J. Plankt. Res.*, **17/8**, 1705-1716.
- MEYERHÖFER M. (1994) Planktonpigmente und deren Abbauprodukte als Biomarker zur Beschreibung und Abschätzung der Phytoplankton sukzession und -Sedimentation im Nordatlantik. *Berichte aus dem Institut für Meereskunde an der Christian-Albrechts Universität Kiel*, **251**, 188 pp.
- MICHAELS A.F., M. W. SILVER, M.M. GOWING & G.A. KNAUER (1990) Cryptic zooplankton 'swimmers' in upper ocean sediment traps. *Deep-Sea Res.*, **37**, 1285-1296.
- MOORE L.R., R. GOERCKE & S.W. CHISHOLM (1995) Comparative physiology of *Synechococcus* and *Prochlorococcus*: influence of light and temperature on growth, pigments, fluorescence and absorptive properties. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **116**, 259-275.
- NAIR R.R., V. ITTEKOT, 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.
- NEESS J.C., R.C. DUGDALE, V.A. DUGDALE & J. GOERING (1962) Nitrogen metabolism in lakes. I. Measurement of nitrogen fixation with ¹⁵N. *Limnol. Oceanogr.*, **7**, 163-169.
- NIELSEN E.S. & A.E. JENSEN (1957-1959) Primary organic production of organic matter in the oceans. *GALATHEA Report*, Vol. 1, 49-136. Scientific Results of the Danish Deep-Sea Expedition Round the World, 1950-52.
- NIMER N.A. & M.J. MERRETT (1992) Calcification and utilization of inorganic carbon by the coccolithophorid *Emiliania huxleyi* Lohmann. *New Phytologist*, **121**, 173-177.
- NIMER N.A., D.K. DIXON & M.J. MERRETT (1992) Utilization of inorganic carbon by the coccolithophorid *Emiliania huxleyi*. *New Phytologist*, **120**, 153-158.
- NIO (1977) Proceedings of the Symposium on warm water zooplankton. Special Publication National Institute of Oceanography, Goa, India, 722 pp.
- NISHIDA S. (1979) Atlas of Pacific nanoplanktons. *News of Osaka Micropaleontologists*, Special Paper, **3**, 31 pp.
- NORRIS R.E. (1984) Indian Ocean nanoplankton. I. Rhabdospheraceae (Prymnesiophyceae) with a review of extant taxa. *J. Paleont.*, **20**, 27-41.
- OKADA H. & S. HONJO (1973) The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific. *Deep-Sea Res.*, **20**, 355-374.
- OKADA H. & S. HONJO (1975) Distribution of coccolithophores in marginal seas of the western Pacific Ocean and the Red Sea. *Mar. Biol.*, **31**, 271-285.
- OKADA H. & A. MCINTYRE (1977) Modern Coccolithophores of the Pacific and North Atlantic Ocean. *Micropaleont.*, **23**, 1-55.
- OLSON R.J., S.W. CHISHOLM, E.R. ZETTLER, M.A. ALTABET & J.A. DUSENBERRY (1990) Spatial and temporal distribution of prochlorophyte picoplankton in the North Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res.*, **37**, 1033-1051.

- OLSON R.J., E.R. ZETTLER & M.D. DURAND (1993) Phytoplankton analysis using flow cytometry. In: Kemp P.F., B.F. Sherr, E.B. Sherr & J.J. Cole (eds.) Aquatic microbial ecology. Lewis Publishers, Boca Raton, Ann Arbor, London, Tokyo, 175-186.
- 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.
- OWENS N.J.P., P.H. BURKILL, R.F.C. MANTOURA, E.M.S. WOODWARD, I.E. BELLAN, J. AIKEN, R.J.M. HOWLAND & C.A. LLEWELLYN (1993) Size-fractionated primary production and nitrogen assimilation in the northwestern Indian Ocean. *Deep-Sea Res. II*, **40**, 697-709.
- PAASCHE E. (1962) Coccolith formation. *Nature*, **193**, 1094-1095. (Korrektur: *Ibid.* 194: 1024.)
- PAASCHE E. (1963) The adaptation of the carbon-14 method for the measurement of coccolith production in *Coccolithus huxleyi*. *Physiologia Plantarum* (Copenhagen), **16**, 186-200.
- PAASCHE E. (1964) A tracer study of the inorganic carbon uptake during coccolith formation and photosynthesis in the coccolithophorid *Coccolithus huxleyi*. *Physiologia Plantarum Supplementum III*, Chapter I, 4-82.
- PAASCHE E. (1965) The effect of 3-(*p*-chlorophenyl)-1,1-dimethylurea (CMU) on photosynthesis and light-dependent coccolith formation in *Coccolithus huxleyi*. *Physiologia Plantarum* (Copenhagen), **18**, 138-145.
- PARSONS T.R., M. TAKAHASCHI & B. HARGRAVE (1984) Biological oceanographic processes, 3. Auflage, Pergamon Press, Oxford, New York, Beijing, Frankfurt, Sao Paulo, Sydney, Tokyo, Toronto, 330 pp.
- PEEKEN I. (1997) Pigmentbiomarker als Indikatoren pelagischer Prozesse in polaren Regionen. *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313*, Universität Kiel, **72**, 239 pp.
- PETERSON K.L., P.J. HERNES, D.S. THORESON, J.I. HEDGES, C. LEE & S.G. WAKEHAM (1993) Field evaluation of a valved sediment trap. *Limnol. Oceanogr.*, **38**, 1741-1761.
- PETIPA T.S. (1986) Ecological systems in active dynamical zones of the Indian Ocean. *Naukova Dumka*, Kiev, (in Russian), 286 pp.
- PIATKOWSKI U. (1987) Zoogeographische Untersuchungen und Gemeinschaftsanalysen an arktischem Makroplankton. *Berichte zur Polarforschung*, **34**, 150 pp.
- PIEPENBURG D. & U. PIATKOWSKI (1992) A program for computer-aided analyses of ecological field data. *Cabios*, **8** (6), 587-590
- PIONTKOVSKI S.A. (1987) Mesoscale heterogeneity of biological fields of the Indian Ocean tropical zone: the structure, dynamics and interactions. In: *Production et Relations Trophiques dans les Ecosystems Marins. 2 Coll. Franco-Sovietique. IFREMER Act. Coll.*, **5**, 35-38.
- PLATT T., D.V. SUBBA RAO & B. IRWIN (1983) Photosynthesis of picoplankton in the oligotrophic ocean. *Nature*, **301**, 702-704.
- QASIM S.Z. (1982) Oceanography of the northern Arabian Sea. *Deep-Sea Res.*, **29**, 1041-1068.
- RAMASWAMY V., R.R. NAIR, S. MANGANINI, B. HAAKE & V. ITTEKOT (1991) Lithogenic fluxes to the deep Arabian Sea measured by sediment traps. *Deep-Sea Res.*, **38**, 169-184.
- RAO T.S.S. (1967) An Indian views the International Indian Ocean Expedition (IIOE). *Oceanogr. Mar. Biol., Ann. Rev.*, **5**, 111-118.
- RAO T.S.S. (1979) Zoogeography of the Indian Ocean. In: van der Spoel S. & A.C. Pierrot-Bults (eds.). *Zoogeography and diversity in plankton*. Bunge, Utrecht, 254-292.
- RAO T.S.S. & C. GRIFFITHS (1998) *Understanding the Indian Ocean. Perspectives on oceanography*. UNESCO Publishing, Paris. 187 pp.
- REDFLIED A.C. (1934) On the proportion of organic derivatives in sea water and their relation to the composition of phytoplankton. In: James Johnstone Memorial Volume, University of Liverpool, 176-192.
- REVELLE R. (1985) Introduction: The scientific history of carbon dioxide. In: Sundburt E.T. & W.S. Broecker (eds.) *The carbon cycle and atmospheric CO₂: Natural variations archaean to present*. *Am. Geophys. Union. Geophys. Monogr.*, **32**, 1-4.
- RICHARDSON K. (1991) Comparison of ¹⁴C primary production determinations made by different laboratories. *Mar. Ecol Prog Ser.*, **72**, 189-201.

- ROBERTSON J.E., C. ROBINSON, D.R. TURNER, P.M. HOLLIGAN, A.J. WATSON, P. BOYD, E. FERNANDEZ & M. FINCH (1993) The impact of a coccolithophore bloom on oceanic carbon uptake in the north-east Atlantic Ocean during summer 1991. *Deep-Sea Res.*, **41**, 297-314.
- ROTH P.H. (1994) Distribution of coccoliths in sediments. In: Winter A. & W.G. Siesser (eds.) *Coccolithophores*. Cambridge University Press, Cambridge, 179-198.
- RYTHER J.H. & D.W. MENZEL (1965) On the production, composition and distribution of organic matter in the western Arabian Sea. *Deep-Sea Res.*, **12**, 199-209.
- RYTHER J.H., J.R. HALL, A.K. PEASE, A. BAKUN & M.M. JONES (1966) Primary organic production in relation to the chemistry and hydrography of the Western Indian Ocean. *Limnology and Oceanography*, **11**, 371-380.
- SAAGER P.M. (1994) The biological distribution of trace elements in the Indian Ocean. In: Lal D. (ed.) *Biogeochemistry of the Arabian Sea*, Indian Academy of Sciences, Bangalore. 139-180.
- SARMIENTO J.L., J.R. TOGGWEILER & R. NAJJAR (1988) Ocean carbon cycle dynamics and atmospheric $p\text{CO}_2$ budget of the North Atlantic. *Philos. Trans. R. Soc. Lond., Ser. A*, **325**, 3-21.
- SCOR (1987) The Joint Global Ocean Flux Study - JGOFS. Scientific Committee on Oceanic Research - International Council of Scientific Unions. 42 pp.
- SCOR (1994) Protocols for the Joint Global Ocean Flux Study (JGOFS) Core Measurements. Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC) Manuals and Guides No. 29 - Scientific committee on oceanic Research. UNESCO, 170 pp.
- SCOR (1995) The Joint Global Ocean Flux Study - JGOFS, Arabian Sea Process Study, Report No. 17. Scientific Committee on Oceanic Research - International Council of Scientific Unions. 64 pp.
- SHARP J.H. (1974) Improved analysis for particulate organic carbon and nitrogen from seawater. *Limnol. Oceanogr.*, **19**, 984-989.
- SHETYE S.R., A.D. GOUVEIA & S.S.C. SHENOI (1994) Circulation and water masses of the Arabian Sea. In: Lal D. (ed.) *Biogeochemistry of the Arabian Sea*, Indian Academy of Sciences, Bangalore, 9-25.
- SIEBURTH J. MCN., V.S. SMETACEK & J. LENZ (1978) Pelagic ecosystem structure: heterotrophic compartments of the plankton and their relationship to plankton size fractions. *Limnol. Oceanogr.*, **23**, 1256-1263.
- SIEGENTHALER U. & J.L. SARMIENTO (1993) Atmospheric carbon dioxide and the ocean. *Nature*, **365**, Review Article, 119-125.
- SIKES C.S., R.D. ROER & K.M. WILBUR (1980) Photosynthesis and coccolith formation: Inorganic carbon sources and net inorganic reaction of deposition. *Limnol. Oceanogr.*, **25**, 248-261.
- SIKES C.S. & K.M. WILBUR (1982) Function of coccolith formation. *Limnol. Oceanogr.*, **27**, 18-26.
- SILVER M.W., C.H. PILSKALN & D. STEINBERG (1990) The biologist's view of sediment trap collections: problems of marine snow and living organisms. In: Wassmann P., A.-S. Heiskanen & O. Lindahl (eds.) *Sediment traps in marine ecological research and monitoring*, Fiskebäckskil, Sweden, 21-25 November 1990, 76-93.
- SMETACEK V.S. (1985) Role of sinking in diatom life-history cycles: Ecological, evolutionary and geological significance. *Mar. Biol.*, **84**, 239-251.
- SMITH R.L. & J.S. BOTTERO (1977) On upwelling in the Arabian Sea. In: Angel, M.V. (ed.) *A Voyage of Discovery*. Supplement to *Deep-Sea Res.*, Pergamon Press, London, 291-304.
- SMITH S.L. & L.A. CODISPOTI (1980) Southwest monsoon of 1979: chemical and biological response of Somali coastal waters. *Science*, **209**, 597-600.
- SMITH S.L., K. BANSE, J.K. COCHRAN, L.A. CODISPOTI, H.W. DUCKLOW, M.E. LUTHER, D.B. OLSON, W.T. PETERSON, W.L. PRELL, N. SURGI, J.C. SWALLOW & K. WISHNER (1991a) US JGOFS: Arabian Sea Process Study. US JGOFS Planning Report, **13**. Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, Massachusetts, 164 pp.
- SMITH W.O. JR., L.A. CODISPOTI, D.M. NELSON, T. MANLEY, E.J. BUSKEY, H.J. NIEBAUER & G.F. COTA (1991b) Importance of *Phaeocystis* bloom in the high-latitude ocean carbon cycle. *Nature*, **352**, 514-516.

- SOROKIN Y.I., A.I. KOPYLOV & N.V. MAMAIEVA (1985) Abundance and dynamics of microplankton in the central tropical Indian Ocean. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **24**, 27-41.
- STARESINIC N., K. VON BRÖCKEL, N. SMODLANKA & C.H. CLIFFORD (1982) A comparison of moored and free-drifting sediment traps of two different designs. *J. Mar. Res.*, **40**, 273-292.
- STEELE J.H. (1976) Patchiness. In: Cushing D.H. & J.J. Walsh (eds.) *Ecology of the sea*, Blackwell, 98-115.
- STEMMANN NIELSEN E. (1952) The use of radioactive carbon (^{14}C) for measuring organic production in the sea. *Journal du Conseil permanent international pour l'Exploration de la Mer*, **18**, 117-140.
- STRATHMANN R.R. (1967) Estimating the organic carbon content of phytoplankton cell volume or plasma volume. *Limnol. Oceanogr.*, **12**, 411-418.
- STRICKLAND J.H.D. & T.R. PARSONS (1972) A practical handbook of seawater analysis, 2. Auflage, *Bulletin of Fisheries Research Board of Canada*, 167 pp.
- STRUB P.T., P.M. KOSRO & A. HUYER (1991) The nature of cold filaments in the California Current system. *J. Geophys. Res.*, **96** (C8), 14743-14768.
- SWALLOW J.C. (1984) Some aspects of the physical oceanography of the Indian Ocean. *Deep-Sea Res.*, **31**, 639-650.
- TAKAHASHI M. & P.K. BIENFANG (1983) Size structure of phytoplankton biomass and photosynthesis in subtropical Hawaiian waters. *Mar. Biol.*, **76**, 203-211.
- TAYLOR A.H., A.J. WATSON, M. AINSWORTH, J.E. ROBERTSON & D.R. TURNER (1991) A modelling investigation of the role of phytoplankton in the balance of carbon at the surface of the North Atlantic. *Global Biogeochemical Cycles*, **5** (2), 151-171.
- UTERMÖHL H. (1931) Über das umgekehrte Mikroskop. *Internationale Vereinigung Theoretischer und Angewandter Limnologie*, **5**, 567-596.
- UTERMÖHL H. (1958) Zur Vervollkommnung der quantitativen Phytoplankton-Methodik. *Mitt. Int. Ver. Limnol.*, **9**, 1-38.
- VANDEVELDE T. L. LEGENDRE, J.-C. THERRIAULT, S. DEMERS & A. BAH (1987) Subsurface chlorophyll maximum and hydrodynamics of the water column. *J. Mar. Res.*, **45**, 377-396.
- VELDHUIS M.J.W. & G.W. KRAAY (1990) Vertical distribution and pigment composition of a picoplanktonic prochlorophyte in the subtropical North Atlantic: a combined study of HPLC-analysis of pigments and flow cytometry. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **68**, 121-127.
- VERITY P.G., T.A. VILLAREAL & T.J. SMAYDA (1988) Ecological investigations of blooms of colonial *Phaeocystis pouchetii* - 1. Abundance, biochemical composition, and metabolic rates. *J. Plankt. Res.*, **10**, 219-248.
- WAKEHAM S.G., J.I. HEDGES, C. LEE & T.K. PEASE (1993) Effects of poisons and preservatives on the fluxes and elemental compositions of sediment trap material. *J. Mar. Res.*, **51**, 669-696.
- WALSH I.D. & W.D. GARDNER (1992) A comparison of aggregate profiles with sediment trap fluxes. *Deep-Sea Res.*, **39**, 1817-1834.
- WARWICK R.M. (1988) Analysis of community attributes of the macrobenthos of Frierfjord/Langesundfjord at taxonomic levels higher than species. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **46**, 167-170.
- WASHBURN L. & L. ARMI (1988) Observation of frontal instabilities on an upwelling filament. *J. Phys. Oceanogr.*, **18**, 1075-1092.
- WASHBURN L., D.C. KADKO, B.H. JONES, T. HAYWARD, P.M. KOSRO, T.P. STANTON, S. RAMP & T. COWLES (1991) Water mass subduction and the transport of phytoplankton in a coastal upwelling system. *J. Geophys. Res.*, **96** (C8), 14927-14945.
- WATTENBERG H. (1943) Zur Chemie des Meerwassers. *Z. anorg. U. allg. Chem.*, **251**.
- WEAKS M.L. (1983) Satellite image of the month, Arabian Sea upwelling. *Oceanog. Mon. Summ.*, **3**, 13.
- WICKSTEAD J.H. (1963) Estimates of total zooplankton in the Zansibar area of the Indian Ocean with a comparison of results with two different nets. *Proc. Zool. Soc. Lond.*, **141** (3), 577-608.
- WINTER A. & W.G. SIESSER (1994) *Coccolithophores*. Cambridge University Press, Cambridge, 242 pp.
- WOLFF T. (1967) Danish Expeditions on the Seven Seas. Rhodos International Science and Arts Publishers. Exklusive Bibliographie, 325 pp.

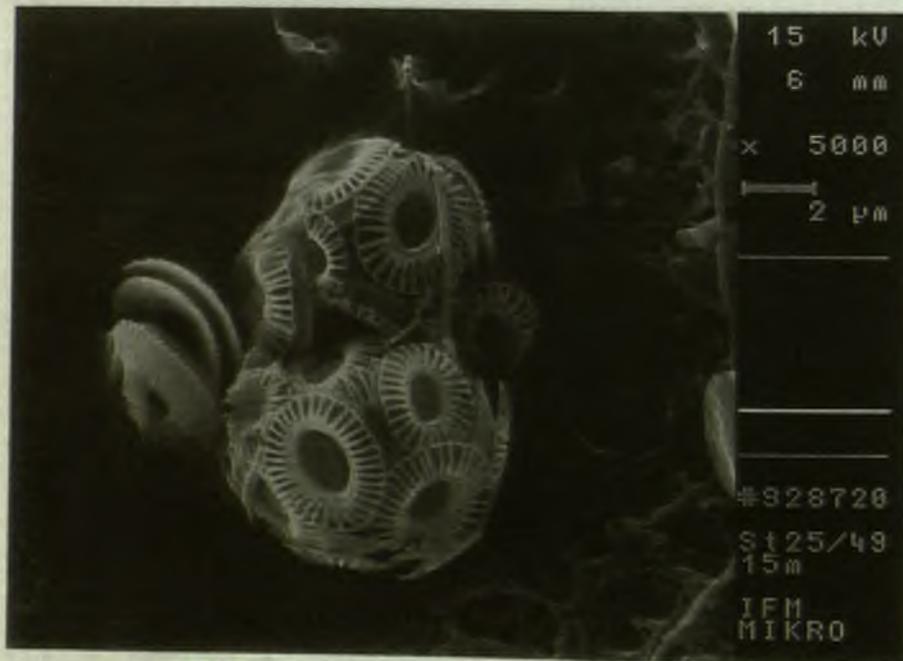
- WOLFF T. (1968) The Danish Expedition to 'Arabia Felix' (1761-67. *Bulletin de l'Institut Océanographique de Monaco*, Numero Special, **2**, 581-601.
- WOLF-GLADROW D. (1992) Der Ozean als Teil des globalen Kohlenstoff-Kreislaufs. UWSF - Z. Umweltchem. Ökotox., **4** (1), 20-24.
- WOODS J.D., H. LEACH & P. MINNET (1981) The GATE Lagrangian Baffish Experiment -Summary Report- *Berichte aus dem Institut für Meereskunde an der Christian-Albrechts Universität Kiel*, **88**, 170 pp.
- WOOSTER W.S., M.B. SCHAEFER & M.K. ROBINSON (1967) Atlas of the Arabian Sea for fishery oceanography. Ref. IMR 67-12, Inst. of Mar. Resour., Univ. of Calif., La Jolla, 35 pp.
- WRIGHT S.W., D.P. THOMAS, H.J. MARCHANT, H.W. HIGGINS, M.D. MACKEY & D.J. MACKEY (1996) Analysis of phytoplankton of the Australian sector of the Southern Ocean: comparison of microscopy and size frequency data with interpretation of pigment HPLC data using the 'CHEMTAX' matrix factorisation program. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **144**, 285-298.
- WYRTKI K. (1971) Oceanographic Atlas of the International Indian Ocean Expedition. National Science Foundation. US Government Printing Office, Washington, DC. 531 pp.
- WYRTKI K. (1973) Physical Oceanography of the Indian Ocean. In: Zeitzschel B. (ed.) The biology of the Indian Ocean: Ecological studies, Analysis and Synthesis. Vol. 3. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 18-36.
- YOU Y. (1997) Indian Ocean Seasonal thermocline circulation. *J. Geophys. Res.*, **102** (C5), 10391-10422.
- YOUNG D.K. & J.C. KINDLE (1994) Physical processes affecting availability of dissolved silicate for diatom production in the Arabian Sea. *J. Geophys. Res.*, **99**, 22619-22632.
- ZEITZSCHEL B. (1973) The biology of the Indian Ocean: Ecological studies, Analysis and Synthesis. Vol. 3. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. 549 pp.
- ZEITZSCHEL B., P. DIEKMANN & L. UHLMANN (1978) A new multisample sediment trap. *Mar. Biol.*, **45**, 285-288.



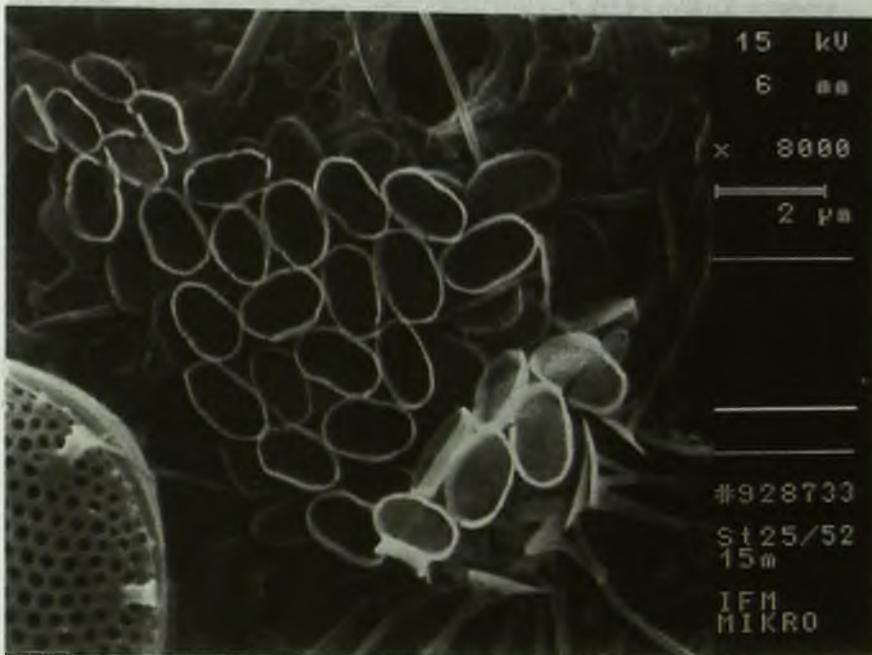
Tafel I Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen der Coccolithophoridenart *Gephyrocapsa oceanica*.



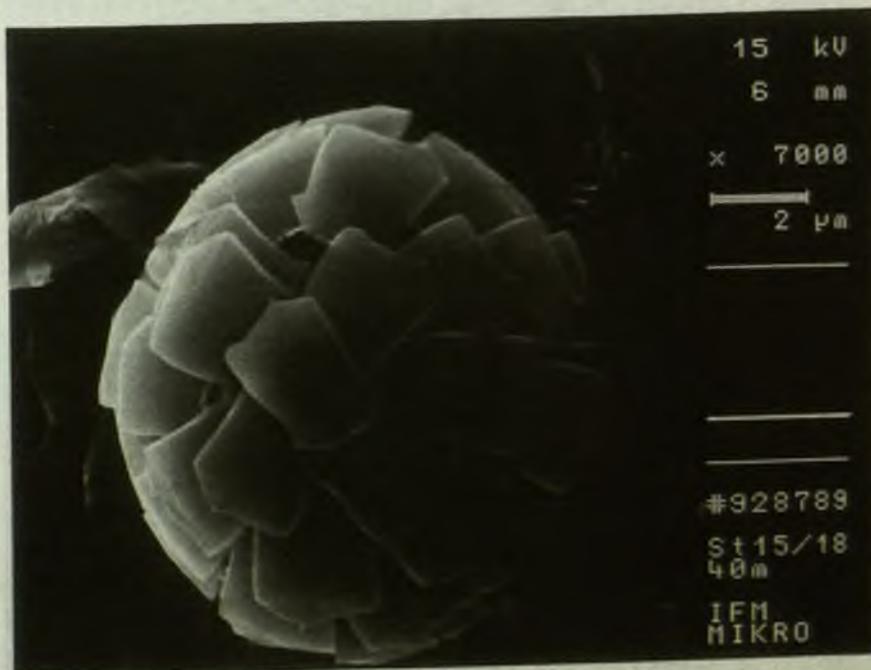
Tafel IIa Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme der Coccolithophoridenart *Calcidiscus leptoporus*.



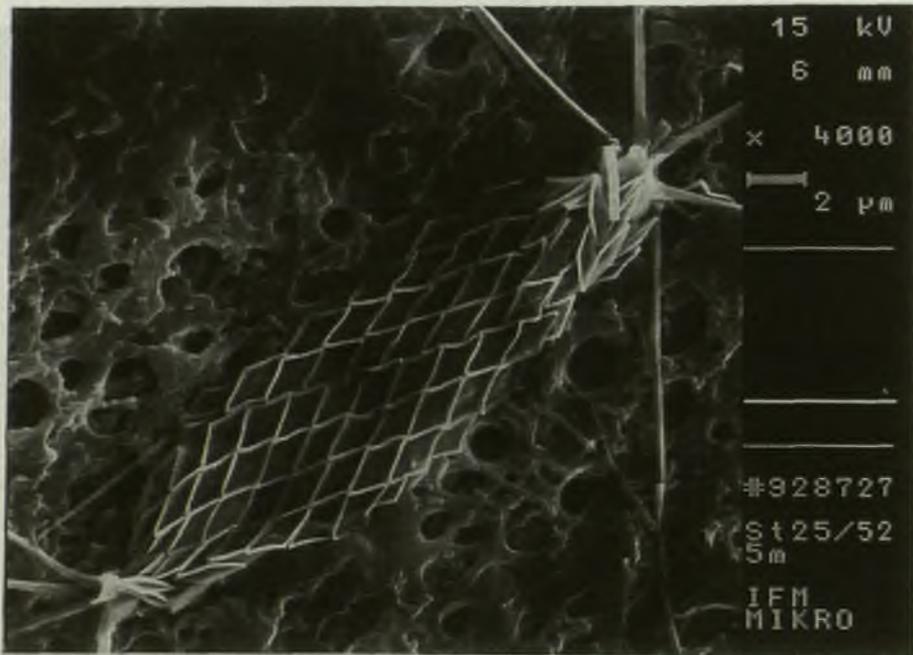
Tafel IIb Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen der Coccolithophoridenart *Emiliana huxleyi*.



Tafel IIIa Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme der Coccolithophoridenart *Calciopappus rigidus*.



Tafel IIIb Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen der Coccolithophoridenart *Florisphaera profunda*.



Tafel IV Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen der Coccolithophoridenart *Calciosolenia murrayi*.

SUMMARY

The following description is based on the scanning electron microscope (SEM) study of the coccolithophore *Syracosphaera* sp. The coccoliths are spherical and have a diameter of 1.5-2.0 µm. They are composed of a central part and a peripheral part. The central part is a small, rounded, dome-shaped structure. The peripheral part is a larger, flattened, disc-like structure with a distinct radial pattern of ribs. The coccoliths are arranged in a regular, hexagonal lattice. The SEM study shows that the coccoliths are highly resistant to dissolution and are well preserved in the fossil record.



Tafel Va Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme der Coccolithophoridenart *Syracosphaera* sp..



Tafel Vb Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen der Coccolithophoridenart *Syracosphaera corolla*.

SUMMARY

The aim of this thesis was the description and characterization of the epipelagial of the western Arabian Sea during the southwest monsoon according to its physical, chemical and biological properties. Main emphasis was put upon the planktological point of view of the specific features of this region. This study is part of the multi disciplinary and international coordinated 'JOINT GLOBAL OCEAN FLUX STUDY' (JGOFS), within the Arabian Sea in the northwest Indian Ocean was identified for international Process Studies. Activities of the department of Planktology, Institute for Marine Research, Kiel, in the Arabian Sea have been carried out in 1995 and 1997:

- I. During the **METEOR 32/5** (M32/5) expedition from 14. July – 14. August 1995 the epipelagial has been investigated along three different transects. A south-north-transect leads from the equator along 65° E to 14° 27'N. A second transect followed towards the coast of Oman up to 18° 35'N, 57° 10'E. This transect has been investigated a second time from the coast towards 16° N, 62° E. Intensive water sampling allowed a detailed description of the abiotic parameter and biotic variables. Investigations about the phytoplankton standing stock and its composition have been carried out with size fractionated chl *a* measurements, HPLC pigment analyses, microscopic counting, size fractionated primary production measurements and ¹⁵N uptake. A drifter with a sediment trap positioned just below the euphotic zone was used to measure the daily particle flux out off the epipelagial. The results showed remarkable regional differences in the phytoplanktological properties in the epipelagial of the western Arabian Sea so three different regions and production regimes could be defined and discussed with the known literature.
 - (1) The **Central Arabian Sea** is characterized by oligotrophic, homogeneous conditions in the epipelagial during the southwest monsoon period. The euphotic zone was with up to 114 m always deeper than the mixed layer, which extended between 75 m and 111 m. A nutricline was well developed while the mixed layer was characterized by the exhaustion of primary nutrients. Further down below the mixed layer the nutrient concentrations raised. There was an enhanced chlorophyll concentration ($0.4 \mu\text{g l}^{-1}$) at the bottom of the mixed layer, a Deep Chlorophyll Maximum (DCM) as well a biomass maximum. The chl *a* concentration in the mixed layer was around $0.28 \mu\text{g l}^{-1}$ and the phytoplankton carbon (PPC) around 0.27 g C m^{-2} . Primary production in the mixed layer ($0.87 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) was mainly based upon regenerated nutrients (regenerated production). High nutrient concentration and the sufficient light below the mixed layer fueled new production. CaCO_3 of remainder of foraminiferans dominated the vertical particle flux. The losses of POC according to primary production were relative small (< 1 %). The phytoplankton community was dominated by pico- and nanoplankton.
 - (2) The **Coastal Upwelling Region off Oman** showed typical upwelling features. This region was characterized by a low sea surface temperature (20 °C), low mixed layer depths (25–41 m) and an always deeper euphotic zone (53 m). Nutrient concentrations in the mixed layer came up to $8.3 \mu\text{g Si(OH)}_4 \text{ l}^{-1}$ and $17.9 \mu\text{g NO}_3^- \text{ l}^{-1}$. The chl *a* concentration was around $0.79 \mu\text{g l}^{-1}$ and the PPC around 1.75 g C m^{-2} . The primary production with $3.34 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in

average mainly based on new nutrients (new production), which upwelled from deeper nutrient rich water layers into the euphotic zone. This region showed compared to the two others the highest POC sedimentation out of the euphotic zone. The loss rate of POC according to primary production was with $< 1\%$ small as well. CaCO_3 of the tests of foraminiferans dominated the vertical particle flux. The phytoplankton community was dominated by Bacillariophyceae mainly of the groups *Rhizosolenia* and *Chaetoceros*.

(3) **The Findlater Jet Region** in the sphere of influence of the atmospheric Findlater Jet was heterogeneous. Both, oligotrophic and eutrophic conditions showed up next to each other. A characteristic feature are filaments, extending from the coast into this region. The euphotic zone was always shallower than the highly variable mixed layer (36-102 m). The nutrient concentrations showed a high range down to each limit of detection. The chl *a* concentration was around $0.45 \mu\text{g l}^{-1}$ and the PPC around 1.04 g C m^{-2} . With one exception the primary production reached an average of $3.34 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. On one station, characterized by a bloom of *Phaeocystis*, primary production was as high as $8 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. The POC sedimentation out of the euphotic zone as well as the loss rate of POC according to primary production was with $< 1\%$ small. Again, CaCO_3 of remainder of foraminiferans dominated the vertical particle flux out of the euphotic zone. The phytoplankton assemblages mainly consist of Bacillariophyceae, Prymnesiophyceae and Cryptophyceae.

ii. During the **SONNE 120 (SO 120)** expedition from 12. June – 14. July 1997 main interest was put upon an filament. Such a filament was encountered off Oman, marked with a drift array, followed for 19 days and described under physical, chemical and biological aspects. The drifter (LAGRANGE'sch) was equipped with a sediment trap just below the euphotic zone to document the vertical particle flux. Extensive water sampling took place during the whole drift period. So far, it was the first time to trace phytoplanktological events within a filament over a longer period. Advective processes played an important part within this high dynamic system. The results showed a mixture of succession and advection, separating the study in three different phases. Phase I covers the first five stations, phase II the next six stations and phase III the last three stations, already in the open ocean. The environmental conditions did not change very much, but there was a distinct change in the phytoplankton composition and the participation of different size classes to primary production. Sea surface temperature and salinity increased while the mixed layer got deeper. The euphotic zone decreased from 54 m to 47 m. The concentration of nitrate and silicate increased from $12.68 \mu\text{g NO}_3^- \text{ l}^{-1}$ to $15.60 \mu\text{g NO}_3^- \text{ l}^{-1}$ and from $6.87 \mu\text{g Si(OH)}_4 \text{ l}^{-1}$ to $8.57 \mu\text{g Si(OH)}_4 \text{ l}^{-1}$. The concentration of chlorophyll *a* decreased from $1.12 \mu\text{g l}^{-1}$ to $0.70 \mu\text{g l}^{-1}$. Initially, primary production decreased from $1.88 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (phase I) to $1.55 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (phase II) and slightly increased in phase III ($2.10 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). Corresponding to primary production was the phytoplankton carbon. PPC decreased from 2.91 mg m^{-2} to 1.97 mg m^{-2} and came up with a maximum of 2.34 mg m^{-2} in phase III. Bacillariophyceae were the dominant phytoplankton group in the euphotic zone of phase I and contributed 51 % to primary production. Pico- and nanoplanctonic organisms dominated the phytoplankton community below the euphotic zone and made up 39 % of primary production. In phase II there

SUMMARY

was a change in community structure up to μ -flagellates and succession was unstable. μ -flagellates still dominated the phytoplankton community but above all Dinophyceae and Bacillariophyceae cropped up again.

Filaments play an important role in horizontal advection of material and therefor in sedimenting far away from the coast in the open ocean.

Coccolithophores as a carbon fixing component in the microbial food web and its implications to carbon export in the western Arabian Sea have been of no importance during both cruises. They never dominated the phytoplankton community and consisted only 6 % of PPC and 12 % of primary production.

The characteristic features of the present regions meet the requirements for the balance of the regional carbon cycle and beyond this they contribute to the understanding and quantification of the supraregional carbon fluxes all over the year.

LIST OF FIGURES

- Fig. 2.1:** Area of investigation during the SW-monsoon. Schematic presentation of the surface currents and the atmospheric Findlater Jet.
- Fig. 2.2:** Satellite images of the sea surface temperature (SST, in °C, legend on the left hand side) of the Arabian Sea from the 4th of August 1995. RSMAS: Rosenstiel Institute of Marine Science, Miami, Florida. Dark grey: clouds.
- Fig. 3.1:** Area of investigation during the METEOR 32/5 expedition. South-north-transect along 65° E (St. 382 – St. 414), transect to the coast of Oman (St. 414 – St. 439), transect from the coast of Oman until 16° N, 62° E (St. 439 – St. 462) with station numbers. Drift stations are marked by crosses. Shown is the 200 m contour line.
- Fig. 3.2:** Area of investigation during the SONNE 120 expedition. Drift trajectory and sampled stations. Shown are the contour lines for 200 m, 1000 m and 2000 m depth.
- Fig. 3.3:** Diagram of the used drifter of both expeditions.
- Fig. 4.1:** a) Temperature in °C, b) salinity and c) density in kg m^{-3} in the upper 150 m of the water column along the south-north-transect (65° E) during the METEOR 32/5 expedition. a) the 27 °C isotherm is printed bold, the crosses mark the mixed layer depth. c) the 24.25 kg m^{-3} isopycne is printed bold.
- Fig. 4.2:** Concentrations of a) nitrate, b) silicate, c) phosphate, d) ammonium and e) nitrite each in $\mu\text{mol l}^{-1}$ in the upper 150 m of the water column along the south-north-transect (65° E) during the METEOR 32/5 expedition. The 1 $\mu\text{mol l}^{-1}$ nitrate-, the 3 $\mu\text{mol l}^{-1}$ silicate- and the 0.3 $\mu\text{mol l}^{-1}$ phosphate isoplethes are printed bold.
- Fig. 4.3:** Dissolved oxygen in ml l^{-1} in the upper 150 m of the water column along the south-north-transect (65° E) during the METEOR 32/5 expedition.
- Fig. 4.4:** Secchi depth in m and calculated light depths (German, LT) in m along the south-north-transect (65° E) during the METEOR 32/5 expedition.
- Fig. 4.5:** a) *In situ* chl a fluorescence and b) fluorometric investigated chl a-concentration both in $\mu\text{g l}^{-1}$ in the upper 150 m of the water column along the south-north-transect (65° E) during the METEOR 32/5 expedition.
- Fig. 4.6:** Integrated chl a concentration in mg m^{-2} along the south-north-transect (65° E) during the METEOR 32/5 expedition. Integration depth: 100 m.
- Fig. 4.7:** Size fractionated chl a concentration in $\mu\text{g l}^{-1}$ in the upper 150 m of the water column along the south-north-transect (65° E) during the METEOR 32/5 expedition.
- Fig. 4.8:** Integrated, percental contribution of the phytoplankton classes to the chl a equivalents along the south-north-transect (65° E) during the METEOR 32/5 expedition. Integration depth: 100 m.
- Fig. 4.9:** Vertical distribution of chl a equivalents in $\mu\text{g l}^{-1}$ in the sampled depths of St. 382, St. 404 and St. 414 along the south-north-transect (65° E) during the METEOR 32/5 expedition.
- Fig. 4.10:** Integrated, percental contribution of the phytoplankton classes (UTERMÖHL-microscopy) to the phytoplankton carbon (PPC) along the south-north-transect (65° E) during the METEOR 32/5 expedition. Integration depth: 100 m.
- Fig. 4.11:** C:N ratio (mole:mole) along the south-north-transect (65° E) during the METEOR 32/5 expedition. Shown are all measurements for each station in the upper 150 m of the water column.
- Fig. 4.12:** Vertical distribution of particulate silicate (PSi) in $\mu\text{g l}^{-1}$ on St. 382, St. 396, St. 404 and St. 414 along the south-north-transect (65° E) during the METEOR 32/5 expedition.
- Fig. 4.13:** *In situ* primary production (PP) in the different light depths (German, LT) in $\text{mg m}^{-3} \text{d}^{-1}$ and integrated over the euphotic zone in $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ along the south-north-transect (65° E) during the METEOR 32/5 expedition.

- Fig. 4.14:** Vertical distribution of the size fractionated *in situ* primary production (PP) in $\text{mg m}^{-3} \text{d}^{-1}$ in different light depths (German, LT) along the south-north-transect (65°E) during the METEOR 32/5 expedition.
- Fig. 4.15:** a) Temperature in $^\circ\text{C}$, b) salinity and c) density in kg m^{-3} in the upper 150 m of the water column along the transect from $14^\circ 27' \text{N}$, 65°E into the area of coastal upwelling off Oman during the METEOR 32/5 expedition. a) the 27°C isotherm is printed bold, the crosses mark the mixed layer depth.
- Fig. 4.16:** Dissolved oxygen in ml l^{-1} in the upper 150 m of the water column along the transect from $14^\circ 27' \text{N}$, 65°E into the area of coastal upwelling off Oman during the METEOR 32/5 expedition.
- Fig. 4.17:** Concentrations of a) nitrate, b) silicate, c) phosphate, d) ammonium and e) nitrite each in $\mu\text{mol l}^{-1}$ in the upper 150 m of the water column along the transect from $14^\circ 27' \text{N}$, 65°E into the area of coastal upwelling off Oman during the METEOR 32/5 expedition. The $1 \mu\text{mol l}^{-1}$ nitrate-, the $3 \mu\text{mol l}^{-1}$ silicate-, the $0.30 \mu\text{mol l}^{-1}$ phosphate- the $0.30 \mu\text{mol l}^{-1}$ ammonium isoplethes are printed bold.
- Fig. 4.18:** Secchi depth in m and calculated light depths (German, LT) in m along the transect from $14^\circ 27' \text{N}$, 65°E into the area of coastal upwelling off Oman during the METEOR 32/5 expedition.
- Fig. 4.19:** a) *In situ* chl a fluorescence and b) fluorometric investigated chl a-concentration both in $\mu\text{g l}^{-1}$ in the upper 150 m of the water column along the transect from $14^\circ 27' \text{N}$, 65°E into the area of coastal upwelling off Oman during the METEOR 32/5 expedition.
- Fig. 4.20:** Integrated chl a concentration in mg m^{-2} along the transect from $14^\circ 27' \text{N}$, 65°E into the area of coastal upwelling off Oman during the METEOR 32/5 expedition. Integration depth: 100 m.
- Fig. 4.21:** Size fractionated chl a concentration in $\mu\text{g l}^{-1}$ in the upper 150 m of the water column along the transect from $14^\circ 27' \text{N}$, 65°E into the area of coastal upwelling off Oman during the METEOR 32/5 expedition.
- Fig. 4.22:** Integrated, percental contribution of the phytoplankton classes to the chl a equivalents along the transect from $14^\circ 27' \text{N}$, 65°E into the area of coastal upwelling off Oman during the METEOR 32/5 expedition. Integration depth: 100 m.
- Fig. 4.23:** Vertical distribution of chl a equivalents in $\mu\text{g l}^{-1}$ in the upper 150 m of the water column along the transect from $14^\circ 27' \text{N}$, 65°E into the area of coastal upwelling off Oman during the METEOR 32/5 expedition.
- Fig. 4.24:** Integrated, percental contribution of the phytoplankton classes (UTERMÖHL-microscopy) to the phytoplankton carbon (PPC) along the transect from $14^\circ 27' \text{N}$, 65°E into the area of coastal upwelling off Oman during the METEOR 32/5 expedition. Integration depth: 100 m.
- Fig. 4.25:** C:N ratio (mole:mole) along the transect from $14^\circ 27' \text{N}$, 65°E into the area of coastal upwelling off Oman during the METEOR 32/5 expedition. Shown are all measurements for each station in the upper 150 m of the water column.
- Fig. 4.26:** Vertical distribution of particulate silicate (PSi) in $\mu\text{g l}^{-1}$ on St. 438, St. 430 and St. 423 along the transect from $14^\circ 27' \text{N}$, 65°E into the area of coastal upwelling off Oman during the METEOR 32/5 expedition.
- Fig. 4.27:** *In situ* primary production (PP) in the different light depths (German, LT) in $\text{mg m}^{-3} \text{d}^{-1}$ and integrated over the euphotic zone in $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ along the transect from $14^\circ 27' \text{N}$, 65°E into the area of coastal upwelling off Oman during the METEOR 32/5 expedition.
- Fig. 4.28:** Vertical distribution of the size fractionated *in situ* primary production (PP) in $\text{mg m}^{-3} \text{d}^{-1}$ in different light depths (German, LT) along the transect from $14^\circ 27' \text{N}$, 65°E into the area of coastal upwelling off Oman during the METEOR 32/5 expedition. Because of the high amounts on St. 438 close to the coast, it was chosen a bigger scale.
- Fig. 4.29:** a) Temperature in $^\circ\text{C}$, b) salinity and c) density in kg m^{-3} in the upper 150 m of the water column along the transect from the coast of Oman to 16°N , 62°E during the METEOR 32/5 expedition. a) the crosses mark the mixed layer depth.
- Fig. 4.30:** Concentrations of a) nitrate, b) silicate, c) phosphate, d) ammonium and e) nitrite each in $\mu\text{mol l}^{-1}$ in the upper 150 m of the water column along the transect from the coast of Oman to 16°N , 62°E during the METEOR 32/5 expedition. The $3 \mu\text{mol l}^{-1}$ silicate isoplethe is printed bold..

- Fig. 4.31:** Dissolved oxygen in ml l^{-1} in the upper 150 m of the water column along the transect from the coast of Oman to 16° N, 62° E during the METEOR 32/5 expedition.
- Fig. 4.32:** Secchi depth in m and calculated light depths (German, LT) in m along the transect from the coast of Oman to 16° N, 62° E during the METEOR 32/5 expedition.
- Fig. 4.33:** a) *In situ* chl a fluorescence and b) fluorometric investigated chl a-concentration both in $\mu\text{g l}^{-1}$ in the upper 150 m of the water column along the transect from the coast of Oman to 16° N, 62° E during the METEOR 32/5 expedition.
- Fig. 4.34:** Integrated chl a concentration in mg m^{-2} along the transect from the coast of Oman to 16° N, 62° E during the METEOR 32/5 expedition. Integration depth: 100 m.
- Fig. 4.35:** Size fractionated chl a concentration in $\mu\text{g l}^{-1}$ in the upper 150 m of the water column on St. 444, St. 448, St. 460 and St. 462 along the transect from the coast of Oman to 16° N, 62° E during the METEOR 32/5 expedition. There are no secchi depth measurements on St. 462.
- Fig. 4.36:** Integrated, percental contribution of the phytoplankton classes to the chl a equivalents along the transect from the coast of Oman to 16° N, 62° E during the METEOR 32/5 expedition. Integration depth: 100 m.
- Fig. 4.37:** Vertical distribution of chl a equivalents in $\mu\text{g l}^{-1}$ in the upper 150 m of the water column along the transect from the coast of Oman to 16° N, 62° E during the METEOR 32/5 expedition.
- Fig. 4.38:** Integrated, percental contribution of the phytoplankton classes (UTERMÖHL-microscopy) to the phytoplankton carbon (PPC) along the transect from the coast of Oman to 16° N, 62° E during the METEOR 32/5 expedition. Integration depth: 100 m.
- Fig. 4.39:** C:N ratio (mole:mole) along the transect from the coast of Oman to 16° N, 62° E during the METEOR 32/5 expedition. Shown are all measurements for each station in the upper 150 m of the water column.
- Fig. 4.40:** Vertical distribution of particulate silicate (PSi) in $\mu\text{g l}^{-1}$ on St. 444, St. 446, St. 460 and St. 462 along the transect from the coast of Oman to 16° N, 62° E during the METEOR 32/5 expedition.
- Fig. 4.41:** *In situ* primary production (PP) in the different light depths (German, LT) in $\text{mg m}^{-3} \text{d}^{-1}$ and integrated over the euphotic zone in $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ along the transect from the coast of Oman to 16° N, 62° E during the METEOR 32/5 expedition.
- Fig. 4.42:** Vertical distribution of the size fractionated *in situ* primary production (PP) in $\text{mg m}^{-3} \text{d}^{-1}$ in different light depths (German, LT) along the transect from the coast of Oman to 16° N, 62° E during the METEOR 32/5 expedition.
- Fig. 4.43:** Composition of the sediment trap material (dry weight and its main components CaCO_3 , POC, PON, chl a and PSi) in $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ for the whole examination period during the METEOR 32/5 expedition.
- Fig. 5.1:** Satellite images of the sea surface temperature (SST, in $^{\circ}\text{C}$, legend on the left hand side) of the Arabian Sea from a) the 15th of June 1997 and b) the 19th June 1997. RSMAS: Rosenstiel Institute of Marine Science, Miami, Florida. Dark grey: clouds.
- Fig. 5.2:** a) Temperature in $^{\circ}\text{C}$, b) salinity and c) density in kg m^{-3} in the upper 100 m of the water column along the drift trajectory during the SONNE 120 expedition. a) the crosses mark the mixed layer depth.
- Fig. 5.3:** Concentrations of a) nitrate, b) silicate, c) phosphate, d) ammonium and e) nitrite each in $\mu\text{mol l}^{-1}$ in the upper 100 m of the water column along the drift trajectory during the SONNE 120 expedition. The $3 \mu\text{mol l}^{-1}$ silicate isopleth is printed bold.
- Fig. 5.4:** Dissolved oxygen in ml l^{-1} in the upper 100 m of the water column along the drift trajectory during the SONNE 120 expedition.
- Fig. 5.5** Secchi depth in m and calculated light depths (German, LT) in m along the drift trajectory during the SONNE 120 expedition.
- Fig. 5.6:** a) *In situ* chl a fluorescence and b) fluorometric investigated chl a-concentration both in $\mu\text{g l}^{-1}$ in the upper 100 m of the water column along the drift trajectory during the SONNE 120 expedition.

LIST OF FIGURES

- Fig. 5.7:** Integrated chl *a* concentration in mg m^{-2} along the drift trajectory during the SONNE 120 expedition. Integration depth: the respective depth of the sediment trap.
- Fig. 5.8:** Integrated, size fractionated chl *a* concentration in mg m^{-2} along the drift trajectory during the SONNE 120 expedition. Integration depth: 25 m.
- Fig. 5.9:** Vertical distribution of size fractionated chl *a* concentration in $\mu\text{g l}^{-1}$ in the upper 100 m of the water column along the drift trajectory during the SONNE 120 expedition.
- Fig. 5.10:** Integrated, percental contribution of the phytoplankton classes to the chl *a* equivalents in along the drift trajectory during the SONNE 120 expedition. Integration depth: the respective depth of the sediment trap.
- Fig. 5.11:** Vertical distribution of chl *a* equivalents in $\mu\text{g l}^{-1}$ on St. 15, St. 32 and St. 67 along the drift trajectory during the SONNE 120 expedition.
- Fig. 5.12:** Integrated, percental contribution of the phytoplankton classes (UTERMÖHL-microscopy) to the phytoplankton carbon (PPC) along the drift trajectory during the SONNE 120 expedition. Integration depth: the respective depth of the sediment trap.
- Fig. 5.13:** Distribution of particulate organic carbon (POC) in mg l^{-1} in the upper 100 m of the water column along the drift trajectory during the SONNE 120 expedition.
- Fig. 5.14:** Distribution of particulate organic nitrogen (PON) in mg l^{-1} in the upper 100 m of the water column along the drift trajectory during the SONNE 120 expedition.
- Fig. 5.15:** C:N ratio (mole:mole) in the upper 50 m of the water column along the drift trajectory during the SONNE 120 expedition.
- Fig. 5.16:** Distribution of particulate silicate (PSi) in $\mu\text{g l}^{-1}$ in the upper 100 m of the water column along the drift trajectory during the SONNE 120 expedition.
- Fig. 5.17:** Cell numbers of coccolithophorids [coccospheres $\times 10^3 \text{ l}^{-1}$] analyzed by a) UTERMÖHL-microscopy and b) scanning electron microscopy (German, REM) in different depth of the euphotic zone along the drift trajectory during the SONNE 120 expedition.
- Fig. 5.18:** Coccolithophorid carbon (German, cocco. PPC) in mg l^{-1} in different depth of the euphotic zone along the drift trajectory during the SONNE 120 expedition.
- Fig. 5.19:** a) dendrogram and b) multi dimensional scaling (MDS) of the phytoplankton data during the SONNE 120 expedition. The circles in the MDS-plot mark die station groups resulting out of the cluster analysis. Stress factor (stress): 0.06. 77 species, 4_v -transformation, matrix of distance: BRAY CURTIS index, group: group average linkage.
- Fig. 5.20:** *In situ* primary production (PP) in the different light depths (German, LT) in $\text{mg m}^{-3} \text{ d}^{-1}$ and integrated over the euphotic zone in $\text{mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ along the drift trajectory during the SONNE 120 expedition.
- Fig. 5.21:** *In situ* primary production (PP) of the different size classes in $\text{mg m}^{-3} \text{ d}^{-1}$ in a) 2 m, b) 8 m and c) 25 m along the drift trajectory during the SONNE 120 expedition.
- Fig. 5.22:** Results of the drift experiments during the SONNE 120 expedition. Particle flux (dry weight, German TG) and its main components CaCO_3 , POC, PON, chl *a* and PSi in $\text{mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. The dry weight is shown on a second axis as a line plot.
- Fig. 5.23:** Percental composition of the sediment trap material concerning its main components CaCO_3 , POC, PSi, PON and chl *a* of the drift study during the SONNE 120 expedition.
- Fig. 7.1:** Western Arabian Sea during the SW-monsoon with the three geographic regions, defined in this thesis: 1. Central Arabian Sea, 2. Region of coastal upwelling off Oman, 3. Findlater Jet region.
- Fig. 7.2:** The epipelagial of the central Arabian Sea concerning its physical, chemical and biological characteristics during the SW-monsoon period. SST: sea surface temperature; 0.1 % LT: 0.1 % light depth, euphotic zone; PPC: phytoplankton carbon; PP: primary production; chl *a*: chlorophyll *a* in the mixed layer [$\mu\text{g l}^{-1}$] and integrated [$\text{mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$] over the depth of the sediment trap (100 m); POC: particulate organic carbon, sedimented out of the euphotic zone.

Fig. 7.3: The epipelagic of the region of coastal upwelling off Oman concerning its physical, chemical and biological characteristics during the SW-monsoon period. SST: sea surface temperature; 0.1 % LT: 0.1 % light depth, euphotic zone; PPC: phytoplankton carbon; PP: primary production; chl a: chlorophyll a in the mixed layer [$\mu\text{g l}^{-1}$] and integrated [$\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$] over the depth of the sediment trap (100 m); POC: particulate organic carbon, sedimented out of the euphotic zone.

Fig. 7.4: The epipelagic of the Findlater Jet region concerning its physical, chemical and biological characteristics during the SW-monsoon period. SST: sea surface temperature; 0.1 % LT: 0.1 % light depth, euphotic zone; PPC: phytoplankton carbon; PP: primary production; chl a: chlorophyll a in the mixed layer [$\mu\text{g l}^{-1}$] and integrated [$\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$] over the depth of the sediment trap (100 m); POC: particulate organic carbon, sedimented out of the euphotic zone.

Fig. 7.5: Cartoon of the pelagic processes in the three phases of the drift study during the SONNE 120 expedition. Pie charts: size fractionated primary production (PP); 0.1 % LT (0.1 % light depth): euphotic zone; MLD: mixed layer depth; POC: particulate organic carbon, sedimented out of the euphotic zone.

Fig. 8.1: Overview of the three defined regions in the western Arabian Sea. SST: sea surface temperature; 0.1 % LT (0.1 % light depth): euphotic zone; PPC: phytoplankton carbon; PP: primary production; Chl a: chlorophyll a; POC: particulated organic carbon, sedimented out of the euphotic zone. The total area of the symbols and the width of the arrows (nitrate and silicate) are proportional to its absolute values.

LIST OF TABLES

Tab. 3.1: Parameter and variables during the METEOR 32/5 and SONNE 120 expedition. T: temperature; S: salinity; density; MLD: mixed layer depth; UTM: UTERMÖHL-microscopy; REM (German): scanning electron microscopy. + samples available, - samples not available.

Tab. 3.2: List of drift stations and respective positions along the three transects during the METEOR 32/5 expedition.

Tab. 3.3: List of stations and respective positions along the drift trajectory during SONNE 120 expedition.

Tab. 3.4: Light depths (German, LT) and incubation depths both in m of primary production measurements of both expeditions as well as depth, in which size fractionation and dark bottles (German DP) could be carried out. The shallowest incubation depths during Meteor 32/5 were located close to the coast.

DANKSAGUNG

Meinem Doktorvater Herrn Prof. Dr. Bernt Zeitzschel gilt mein besonderer Dank. Wer es genießen durfte, weiß die kostbare Freiheit bei der Bearbeitung des eigenen Themas sowie die Gelegenheit zu eigenständiger Forschung zu schätzen.

Dem Bundesministerium für Bildung und Forschung danke ich an dieser Stelle für die Fördermittel, die für diese Arbeit im Rahmen des JGOFS-Projektes 'ARABISCHE SEE' (Förderkennzeichen 03F0183D) bereitgestellt wurden.

Ohne die Unterstützung von Peter Fritsche, Uschi Junghans, Kerstin Nachtigall, Cornelia Reineke und der Mannschaften der Forschungsschiffe METEOR und SONNE wäre so manche Messung und Probennahme nicht zustande gekommen. Ihnen allen danke ich ganz herzlich für ihre vielfältige und stets engagierte Hilfe. Kerstin danke ich darüber hinaus vor allem für die gelungenen Ideen zur Ablenkung und die Vitaminspritzen!

Danken möchte ich meinen Abteilungskollegen im IfM und dem Team der 'Hohenbergstraße' für ihre Unterstützung und die schöne Zeit.

Nur mit Hilfe meiner lieben Projektkollegen Klaus von Bröckel (Phytoplankton), Iris Kriest (Modellierung), Thomas Mitzka 'Schatz' (Datenmanagement), Kerstin Petuhov (Ozeanographie), Joanna Waniek (Ozeanographie) und Ute Zeller (Zooplankton) war es mir möglich, einen roten Faden in den Datenwust zu spinnen. Ich danke euch für euer Vertrauen und die mir zugetragene verantwortungsvolle Arbeit an unseren Daten und hoffe sehr, daß ich diese in würdiger Weise präsentiert habe.

Klaus von Bröckel, meinem 'Betreuer' und lieben Kollegen in vielfältigster Hinsicht, gilt mein besonders besonderer Dank. Er hat ermutigt, zugehört, konstruktiv kritisiert, Ideen ausgetauscht, diskutiert, lektoriert und vor allem stets Zeit und Verständnis gehabt für mich, meine Arbeit, mein Leben und meine Sorgen. Danke, Kläuschen!

Mein Dank gilt weiterhin Frau Dr. A. Detmer (Humboldt Stiftung, Bonn), die mir freundlicherweise ihre unveröffentlichten Daten der während der Expedition METEOR 32/5 durchgeführten Untersuchungen zur Bedeutung des autotrophen Pico- und Nanoplanktons mittels Durchflußzytometrie zur Verfügung stellte.

Michael Meyerhöfer danke ich für die Bearbeitung der HPLC-Proben der Expedition SONNE 120 und die Hilfe bei der Interpretation der Ergebnisse. Elena Stangeew zählte die UTERMÖHL-Proben der Expedition So 120. Euch beiden vielen Dank dafür.

Rolf Schmaljohann danke ich für die technische Unterstützung und die Enthüllung der Geheimnisse des Rasterelektronenmikroskopes sowie den allmorgendlichen Tee.

Frau Oelrichs danke ich für ihr selbstloses Engagement, für die umfangreichen Photoarbeiten, die sie mit viel Liebe zum Detail zu waren Kunstwerken werden ließ.

Michaela Mayer, meiner großen mittleren Adoptivschwester und liebsten Freundin, gilt mein Dank für so vieles, wofür Worte offensichtlich unzulänglich sind. Danke, für Deine unermüdliche Ausdauer beim Korrekturlesen und Deine hervorragenden kulinarischen Fähigkeiten. Man gönnt sich ja sonst nichts!

Meiner Familie danke ich für ihre tolerante Intoleranz und einfach dafür, daß es sie gibt. Schön und beruhigend zu erleben, daß ein Haufen von Chaoten so eine Pfunds-Familie sein kann.

'Das wertvollste, was man seinen Kindern geben kann, ist Bildung'. Worte eines Mannes, die mich seit frühester Kindheit begleitet haben. Worte, die zu erfüllen gewiß nicht immer einfach sind. Worte, die dieser Mann auf die vielfältigste Art und Weise zur Realität werden ließ. Daher diese Zeilen voller Dankbarkeit und Ehrfurcht an Erich Kalinowski, dessen Hilfe, Güte und Beistand ich mir stets sicher sein konnte und kann. Er läßt mich spüren, was für ein Genuß es sein kann, mit seinen Lieben gemeinsam die Freude am Erfolg auszukosten! Danke für Deinen Stolz!

Thies danke ich für alles, was ich an dieser Stelle nicht in Worte zu fassen vermag...

BERICHTE AUS DEM INSTITUT FÜR MEERESKUNDE
Verzeichnis der veröffentlichten Arbeiten

(Auskünfte über die vorangegangenen Veröffentlichungen erteilt die Bibliothek)

-
- 250 (1994) SAYIN, E. Modelling Water and Salt Exchange through the Belt and Sound
- 251 (1994) MEYERHÖFER, M. Plankton-Pigmente und deren Abbauprodukte als Biomarker zur Beschreibung und Abschätzung der Phytoplankton-Sukzession und -Sedimentation im Nordatlantik
- 252 (1994) THETMEYER, H. Respiration von *Gobiusculus flavescens* und *Pomatoschistus minutus* bei spontaner Schwimmaktivität
- 253 (1994) QUACK, B. Leichtflüchtige Halogenkohlenwasserstoffe in der marinen Atmosphäre: Bestand, Herkunft und Massenbilanzen über Nord- und Ostsee
- 254 (1994) REUSCH, T.B.H. Factors structuring the *Mytilus*- and *Zostera*-community in the Western Baltic: an experimental approach (Strukturbestimmende Faktoren für die *Mytilus*- und *Zostera*-Gemeinschaft der westlichen Ostsee: ein experimenteller Ansatz)
- 255 (1994) KOEVE, W. New Production of Phytoplankton in the tropical and subarctic North Atlantic
- 256 (1994) OSCHLIES, A. Assimilation of Satellite Altimeter Data into an Eddy-Resolving Primitive Equation Model of the North Atlantic Ocean
- 257 (1994) DÖSCHER, R. Die thermohaline Zirkulation in einem numerischen Modell des Nordatlantischen Ozeans: quasistationäre Zustände und Adaptationsprozesse
- 258 (1994) KRAUSS, W. Sonderforschungsbereich 133 "Warmwassersphäre des Atlantiks" — Eine Dokumentation —
- 259 (1994) NEHRING, ST. Dinoflagellaten-Dauercysten in deutschen Küstengewässern: Vorkommen, Verbreitung und Bedeutung als Rekrutierungspotential
- 260 (1994) HOLFORT, J. Großräumige Zirkulation und meridionale Transporte im Südatlantik
- 261 (1994) KÖSTER, F.W. Der Einfluß von Bruträubern auf die Sterblichkeit früher Jugendstadien des Dorsches (*Gadus morhua*) und der Sprotte (*Sprattus sprattus*) in der zentralen Ostsee
- 262 (1994) AUF DEM VENNE, H. Zur Verbreitung und ökologischen Bedeutung planktischer Ciliaten in zwei verschiedenen Meeresgebieten: Grönlandsee und Ostsee
- 263 (1995) DETMER, A. Verbreitung, Abundanz und Bedeutung von autotrophen Pico- und Nanoplankton in polaren, temperierten und subtropischen Regionen
- 264 (1995) HUMBORG, CH. Untersuchungen zum Verbleib der Nährstoff-Frachten der Donau
- 265 (1995) DIAZ, H.F.
ISEMER, H.-J. Proceedings of the International COADS Winds Workshop, Kiel, Germany, May 31 — June 2, 1994
(In Verbindung mit National Oceanic and Atmospheric Administration NOAA)
- 266 (1995) WIELAND, K. Einfluß der Hydrographie auf die Vertikalverteilung und Sterblichkeit der Eier des Ostseedorsches (*Gadus morhua callarias*) im Bornholmbecken, südliche zentrale Ostsee

-
- 267 (1995) FUHRHOP, R. Fehleranalyse passiver Mikrowellenmessungen des Special Sensor Microwave / Imager
- 268 (1995) PULFRICH, A. Reproduction and Recruitment in Schleswig-Holstein Wadden Sea Edible Mussel (*Mytilus edulis* L.) Populations
- 269 (1995) HEISE, S. Der Einfluß von Umweltfaktoren auf die Bildung von exopolymerer Substanz (EP) durch ein marines Bakterium
- 270 (1995) SENOCAK, T. Schwermetalluntersuchung an Fischen der deutschen Ostseeküste (Kliesche *Limanda limanda*; Flunder *Platichthys flesus*; Hering *Clupea harengus* und Dorsch *Gadus morhua*)
- 271 (1995) SCHORIES, D. Populationsökologie und Massenentwicklung von *Enteromorpha* spp. (Chlorophyta) im Sylter Wattenmeer
- 272 (1995) KÖRTZINGER, A. Anthropogenes CO₂ im Nordatlantik
Methodische Entwicklungen und Messungen zur Quantifizierung des anthropogenen CO₂-Signals
- 273 (1995) DAHMEN, K. Vertikalverteilung und produktionsbiologische Bedeutung des Mesozooplanktons im Bornholm-Becken (Südliche Ostsee)
- 274 (1995) SCHRADER, M. Ein Dreiskalenmodell zur Berechnung der Reflektivität der Ozeanoberfläche im Mikrowellenfrequenzbereich
- 275 (1995) PALM, H.W. Untersuchungen zur Systematik von Rüsselbandwürmern (Cestoda: Trypanorhyncha) aus atlantischen Fischen
- 276 (1995) PIKER, L. Dynamik der Sulfatatmung und ihre Bedeutung für die Kohlenstoff-Mineralisierung in Ostsee-Sedimenten
- 277 (1995) BLANZ, TH. Dokumentation und Massenbilanz des Chlorbiphenyl-Eintrags der Oder in die Südpommersche Bucht
- 278 (1995) GROSSKLAUS, M. Niederschlagsmessung auf dem Ozean von fahrenden Schiffen
- 279 (1995) NEUGUM, A. Systematische Einflüsse auf die Bestimmung der Schubspannung mit der "Dissipationsmethode" auf See
- 280 (1995) PFANNKUCHE, O.
HOPPE, H.-G.
THIEL, H.
WEIKERT, H. BIO-C-FLUX — Biologischer Kohlenstofffluß in der bodennahen Wasserschicht des küstenfernen Ozeans
Schlußbericht für den Förderzeitraum 1.1.1990-31.12.1994
- 281 (1995) ZANGENBERG, N. Die Zirkulation des Oberflächen- und des Tiefenwassers im Südlichen Brasilianischen Becken
- 282 (1995) HEVIA, M. Ein Simulationsmodell zum Einfluß intensiver Lachszucht auf die Umwelt und Auswirkungen standortbedingter Umweltparameter auf das Wachstum des atlantischen Lachses (*Salmo salar* L.) an der Küste Chiles
- 283 (1996) LUNDGREEN, U. Aminosäuren im Nordatlantik: Partikelzusammensetzung und Remineralisierung

-
- 284 (1996) MEIER, H.E.M. Ein regionales Modell der westlichen Ostsee mit offenen Randbedingungen und Datenassimilation
- 285 (1996) THUROW, F. Estimation of the total fish biomass in the Baltic Sea during the 20th century
- 286 (1996) EFTHIMIOU, S. Performance of juvenile and ongrowing common Dentex (*Dentex dentex*, L. 1758, Sparidae) in relation to nutrition under culture
- 287 (1997) STUTZER, S. Modellierung der mittleren Zirkulation im Südatlantik
- 288 (1997) SIEDLER, G.
ZENK, W. Untersuchungen zu den tiefen Wassermassen und planktologische Beobachtungen im tropischen Westpazifik während der SONNE-Fahrt Nr. 113 (TROPAC)
- 289 (1997) JAHN, A. Ökophysiologische Untersuchungen an *Macoma balthica* (Bivalvia) und *Cyprideis torosa* (Ostracoda) über Anpassungen an den Umweltfaktor Schwefelwasserstoff
- 290 (1997) SANDERS, D. Alkenone in sedimentierenden Partikeln im Nordostatlantik: Regionale und saisonale Variabilität
- 291 (1997) BRUHN, R. Chlorierte Schadstoffe in Schweinswalen (*Phocoena phocoena*): Verteilung, Akkumulation und Metabolismus in Abhängigkeit von der Struktur
- 292 (1997) SEILERT, H.E.W. Freilanduntersuchungen zur Verteilung der Miesmuschel *Mytilus edulis* L. in einem zweifach geschichteten Ästuar
- 293 (1997) KAREZ, R. Factors causing the zonation of three *Fucus* species (Phaeophyta) in the intertidal zone of Helgoland (German Bight, North Sea) Testing the validity of Keddy's 'competitive hierarchy model'
- 294 (1997) DYNAMO GROUP DYNAMO – Dynamics of North Atlantic Models: Simulation and assimilation with high resolution models
- 295 (1997) DONNER, G. Beziehungen zwischen Struktur und Funktion bakterieller Gemeinschaften in Mikrokosmos- und Freiwasser-Chemoklinen
- 296 (1997) WIRYAWAN, B. Mesozooplankton dynamics in the northern Adriatic Sea and the influence of eutrophication by the river Po
- 297 (1997) FUHRHOP, R.
SIMMER, C.
SCHRADER, M.
HEYGSTER, G.
JOHNSEN, K.-P.
SCHLÜSSEL, P. Study of Remote Sensing of the atmosphere and surface ice
- 298 (1997) BROWN, A.W. Mikroorganismen als mögliche Indikatoren zur Beurteilung des Wasser- und Sedimentzustandes im Bereich küstennaher Zuchtanlagen für die Regenbogenforelle (*Oncorhynchus mykiss*)
- 299 (1997) WIEDEMAYER, W. Analysis of the benthic food web of a mangrove ecosystem at noreastern Brazil

-
- 300 (1998) ENGEL, A.** Bildung, Zusammensetzung und Sinkgeschwindigkeiten mariner Aggregate
- 301 (1998) BIASTOCH, A.** Zirkulation und Dynamik in der Agulhas-Region anhand eines numerischen Modells
- 101 (1982) SIEDLER, G.** SI-Einheiten in der Ozeanographie
(1988) SI Units in Oceanography
(1998) 2. revidierte Auflage
3. revidierte Auflage
- 302 (1998) KNOLL, M.
MÜLLER, T.J.
SIEDLER, G.** ESTOC/CANIGO cruises with FS POSEIDON:
cruises 202/1, 212, 233, 237/3
- 303 (1998) LOTZE, H.K.** Population dynamics and species interactions in macroalgal blooms:
abiotic versus biotic control at different life-cycle stages
- 304 (1998) FÜG, C.** Validierung des hydrologischen Zyklus des BALTEX-Gebietes im
Regionalmodell REMO mit Mikrowellenbeobachtungen vom Satel-
liten aus
- 305 (1999) RICK, S.** The spring bloom in the German Bight:
Effects of high inorganic N:P ratios on the phytoplankton
development
- 306 (1999) KRIEST, I.** The influence of phytoplankton aggregation on sedimentation -
A model study
- 307 (1999) PALM, H.W.
KLIMPEL, S.
BUCHER, CH.** Checklist of metazoan fish parasites of German coastal waters
- 308 (1999) HILLEBRAND, H.** Effect of biotic interactions on the structure of microphytobenthos
- 309 (1999) SELLMER, C.** Phytoplanktologische Studien im westlichen Arabischen Meer
zur Zeit des SW-Monsuns
- Ein Beitrag zum Verständnis des regionalen Kohlenstoffkreislaufs -