

**Partikelfluss im Golf von Bengalen:
Variabilität und Steuerungsmechanismen in
einem fluviatil beeinflussten Meeresgebiet.**

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften
im Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Hamburg

vorgelegt von
Daniela Elly Maria Unger
aus Heidelberg

Hamburg
im Juni 2000

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften der
Universität Hamburg

auf Grund der Gutachten von Prof. Dr. Venugopalan Ittekkot
und Dr. Birgit Gaye-Haake

Hamburg, den 14. Juli 2000

Prof. Dr. U. Bismayer
Dekan
des Fachbereichs Geowissenschaften

INHALTSVERZEICHNIS

| | |
|---|-----|
| 1. Einleitung..... | 1 |
| 2. Arbeitsgebiet | 4 |
| 2.1. Lage und Morphologie | 4 |
| 2.2. Klima..... | 4 |
| 2.3. Oberflächenzirkulation und Hydrographie..... | 7 |
| 2.4. Sauerstoffverteilung..... | 10 |
| 2.5. Nährstoffe..... | 10 |
| 2.6. Primärproduktivität | 15 |
| 3. Methoden..... | 17 |
| 3.1. Probennahme..... | 17 |
| 3.1.1. Suspension | 17 |
| 3.1.2. Sinkstoffe..... | 17 |
| 3.1.3. Sedimente..... | 20 |
| 3.2. Analytische Arbeiten | 20 |
| 3.2.1. Karbonat | 20 |
| 3.2.2. Opal..... | 21 |
| 3.2.3. Kohlenstoff und Stickstoff..... | 21 |
| 3.2.4. Lithogenes Material | 22 |
| 3.2.5. Kohlenhydrate..... | 22 |
| 3.2.6. Aminosäuren und Aminosäure..... | 23 |
| 3.3. Ozeanoberflächentemperaturen und Windgeschwindigkeiten..... | 25 |
| 4. Ergebnisse..... | 25 |
| 4.1. Suspensionsproben | 25 |
| 4.2. Sinkstoffe: Gesamtfluss und Hauptkomponenten..... | 26 |
| 4.2.1. Nördlicher Golf von Bengalen | 26 |
| 4.2.2. Zentraler Golf von Bengalen | 30 |
| 4.2.3. Südlicher Golf von Bengalen..... | 30 |
| 4.3. Sinkstoffe: Partikuläre hydrolysierbare Kohlenhydrate..... | 30 |
| 5. Diskussion | 31 |
| 5.1. Schwebstoffe im Schelfbereich | 31 |
| 5.2. Sinkstoffe: Gesamtflüsse, Zusammensetzung und regionale Variabilität..... | 42 |
| 5.3. Saisonalität des Partikelflusses und wirksame Steuerungsmechanismen | 48 |
| 5.3.1. Nördlicher Golf von Bengalen | 49 |
| 5.3.2. Zentraler Golf von Bengalen | 50 |
| 5.3.3. Südlicher Golf von Bengalen..... | 53 |
| 5.4. Interannuelle Variabilität des Partikelflusses | 54 |
| 5.4.1. Nördlicher Golf von Bengalen..... | 55 |
| 5.4.1.1. NBBT-N..... | 55 |
| 5.4.1.2. NBBT-S..... | 61 |
| 5.4.1.3. Karbonat- und Opalflüsse im Vergleich | 63 |
| 5.4.1.4. Direkter Vergleich der Partikelflüsse an NBBT-N und NBBT-S | 64 |
| 5.4.2. Zentraler Golf von Bengalen | 69 |
| 5.4.3. Südlicher Golf von Bengalen..... | 75 |
| 5.5. Organisches Material..... | 81 |
| 5.5.2. Verhältnis von organischem Kohlenstoff zu Stickstoff | 88 |
| 5.5.3. C_{org}/C_{carb} : Implikationen für die Effizienz der biologischen Kohlenstoff-Pumpe..... | 90 |
| 5.5.4. Kohlenhydrate in den Sinkstoffen | 91 |
| 5.5.4.1. Flussraten der Kohlenhydrate | 92 |
| 5.5.4.2. Anteil der Kohlenhydrate am organischen Kohlenstoff | 98 |
| 5.5.4.3. Spektrale Zusammensetzung der Kohlenhydrate | 103 |
| 5.5.5. Fluviatiler Anteil am partikulären organischen Material | 110 |
| 5.5.6. Veränderungen des organischen Materials: Suspension-Sinkstoffe-Sediment..... | 114 |
| 5.5.6.1. Vorbemerkung | 114 |
| 5.5.6.2. Organischer Kohlenstoff und Stickstoff..... | 115 |
| 5.5.6.3. Labiles organisches Material..... | 117 |
| 5.5.6.4. Die spektrale CHO-Verteilung..... | 119 |
| 5.6. Bilanzierung der Kohlenstoff-Flüsse im Golf von Bengalen | 120 |
| 5.6.1. Austausch Atmosphäre-Ozean..... | 120 |
| 5.6.2. POC-Flüsse vom Oberflächenwasser ins Sediment..... | 122 |
| 6. Zusammenfassung..... | 123 |
| 7. Literaturverzeichnis | 126 |
| Verzeichnis der Abbildungen | |
| Verzeichnis der Tabellen | |
| Verzeichnis der Abkürzungen | |

1. Einleitung

Der atmosphärische Gehalt an CO₂ spielt eine wichtige Rolle bei der Regulierung des globalen Klimas. So konnte gezeigt werden, dass die Erwärmung seit dem letzten Glazial mit einem Anstieg der CO₂-Konzentrationen von 180-200 ppm auf vorindustrielle Werte von ca. 300 ppm einhergingen (Barnola et al., 1987). Die Mechanismen, die die variablen CO₂-Gehalte zwischen Glazial und Interglazial verursachen, sind jedoch noch nicht eindeutig erkannt (z.B. Broecker & Henderson, 1998). Veränderungen der marinen Primärproduktivität (z.B. Sarnthein et al., 1988) und der Menge des in die Tiefseesedimente eingebetteten Karbonats (z.B. Archer & Maier-Reimer, 1994) werden unter anderem als wirksame Faktoren vorgeschlagen.

Im Laufe der letzten 100-150 Jahre führte vor allem die Nutzung fossiler Brennstoffe und die Rodung großer Waldgebiete durch den Menschen zu einem von den natürlichen Schwankungen abgekoppelten, schnellen Anstieg der atmosphärischen CO₂-Konzentrationen auf ca. 360 ppm (z.B. Schlesinger, 1997) (Abb. 1). Dieser Anstieg entspricht der Aufnahme von etwa einem Drittel der anthropogen verursachten CO₂-Emissionen (Siegenthaler & Sarmiento, 1993). Ein stärkerer Anstieg wurde durch die Fähigkeit der Landvegetation und des Ozeans, regulierend auf den atmosphärischen Kohlendioxidgehalt einzuwirken, verhindert (Broecker & Peng, 1982; Sarnthein et al., 1987, Keeling et al., 1996; Broecker & Henderson, 1998).

Die Aufnahme von CO₂ durch den Ozean wird durch die so genannten Kohlenstoffpumpen gesteuert (z.B. Heinze et al., 1991) (Abb. 2). Neben der chemo-physikalisch gesteuerten Lösungspumpe kommt zwei biologisch kontrollierten Prozessen, der Photosynthese durch marines Phytoplankton (biologische Kohlenstoffpumpe), und der Karbonatbildung durch kalkschalige Organismen (Karbonatpumpe) eine besondere Rolle bei der Regulierung der Gasflüsse zu. Während die biologische Pumpe durch die Bildung organischer Substanz dem Wasser CO₂ entzieht, wird durch die Karbonatproduktion CO₂ freigesetzt. Aufgrund der gegenläufigen Wirkung dieser beiden Prozesse ist das Verhältnis des gebildeten organischen Kohlenstoffs zum karbonatischen Kohlenstoff von großer Bedeutung für die Regulierung des CO₂-Gehaltes der Atmosphäre. Dieses Verhältnis wird vor allem durch die Planktonvergesellschaftung im Oberflächenwasser bestimmt, wobei eine Verschiebung der Primärproduktion von Karbonat- zu Opalschalern (Coccolithophoriden vs. Diatomeen) die Effektivität der biologischen Pumpe erhöht (Berger & Keir, 1984, Dymond & Lyle, 1985).

Der größte Teil des primärproduzierten organischen Materials wird schon im Oberflächenwasser unter Freisetzung von CO₂ wieder remineralisiert und übt damit keinen langanhaltenden Effekt auf den Kohlenstoffhaushalt der Atmosphäre aus. Erst wenn die in der Oberfläche produzierten Partikel in größere Wassertiefen verfrachtet werden, wird CO₂ für längere Zeiträume den kurzfristigen Austauschprozessen mit der Atmosphäre entzogen (z.B. Sirokko & Ittekkot, 1992). Die Einbettung von organischem und karbonatischem Kohlenstoff führte in der geologischen Vergangenheit zur der Ausbildung der größten Kohlenstoffreservoirs der Geosphäre (Abb. 1).

Vor dem Hintergrund des anthropogen bedingten Anstiegs der CO₂-Konzentration in der Atmosphäre kommt der Untersuchung des Transports von partikulärem Material in die Tiefsee eine besondere Bedeutung zu. Große Fortschritte bei der Untersuchung der Sedimentationsvorgänge in

den Ozeanen und des daran gekoppelten marinen Kohlenstoffkreislaufes konnten durch den Einsatz von Sedimentfallen erzielt werden (Honjo, 1978; Honjo & Doherty, 1988). Durch ihre Verwendung wurde es ermöglicht, den Partikelfluss im Ozean kontinuierlich zu beproben. Im Rahmen dieser Untersuchungen konnte gezeigt werden, daß der Export der Sinkstoffe in die Tiefsee starken saisonalen und regionalen Schwankungen unterliegt und die beobachtete Variabilität des Partikelflusses in vielen Fällen unmittelbar an die Oberflächenprozesse gekoppelt ist, die die Produktivität des Phytoplanktons steuern (z.B. Deuser & Ross, 1980; Honjo, 1982; Nair et al., 1989; Wefer, 1989; Ittekkot et al., 1991). Diese Oberflächensignale können ohne großen Zeitversatz in die Tiefsee übertragen werden (z.B. Ittekkot et al., 1984a,b; Asper et al., 1992), wenn einzelne Partikel in schnell absinkende organo-mineralische Aggregate eingebaut werden (Honjo, 1982; Deuser, 1983; Degens & Ittekkot, 1984; Haake & Ittekkot, 1992). Insbesondere Diatomeen sind für ihre Flokkulation und Bildung von Aggregaten, in die organische und anorganische Partikel integriert werden können, bekannt (Alldredge & Gotschalk, 1989, Grimm et al., 1997). Die so gebildeten amorphen Makroaggregate, auch "marine snow" genannt, können mehrere cm groß werden und erreichen Sinkgeschwindigkeiten von bis zu 400 m d^{-1} (Alldredge & Silver, 1984). Daneben führt auch die Ausscheidung von Kotpillen durch Zooplankton zu einem effektiven Materialtransport in die Tiefsee (Fowler & Knauer, 1986, Pilskaln & Honjo, 1987). Werden zusätzlich dazu lithogene Partikel, die dem marinen Bereich fluvial und über die Atmosphäre zugeführt werden, in diese Aggregate und Kotballen eingebaut, erreichen diese eine höhere Dichte und werden innerhalb weniger Tage zum Meeresboden verfrachtet (Ittekkot & Haake, 1990; Ittekkot, 1993).

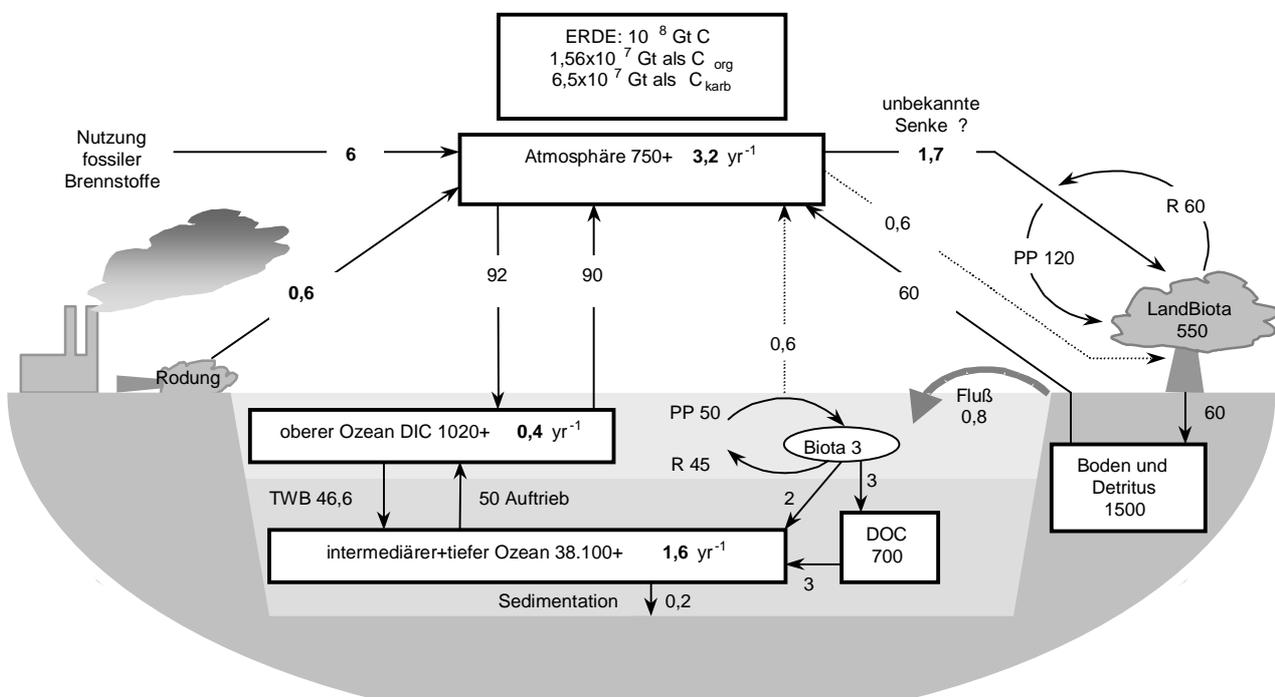


Abb. 1: Globale Kohlenstoffreservoir (in Gt C) und Kohlenstoffflüsse zwischen den einzelnen Reservoirs (in Gt C yr⁻¹) nach Siegenthaler & Sarmiento (1993) und Schlesinger (1997). PP=Primärproduktion, R=Respiration, TWB=Tiefenwasserbildung, DOC=gelöster organischer Kohlenstoff, DIC=gelöster anorganischer Kohlenstoff. Fett gedruckte Zahlen symbolisieren den anthropogenen Einfluss auf den Kohlenstoffkreislauf.

Der Golf von Bengalen unterliegt dem Einfluß des asiatischen Monsunsystems, dessen halbjährlich wechselndes Windregime zu einer Umkehrung der Oberflächenzirkulation in diesem Meeresgebiet führt. Dadurch bietet sich hier die Möglichkeit, den Effekt kurzfristiger Klimaschwankungen auf den Partikelfluss zu untersuchen. Darüber hinaus unterliegt das Arbeitsgebiet einem enormen fluvialen Eintrag. Allein das Ganges-Brahmaputra-Flusssystem führt dem Arbeitsgebiet 30% der jährlichen Wasser- und Sedimentzufuhr Asiens (Milliman & Meade, 1983) und 5% des weltweiten Eintrags gelöster Elemente (Datta & Subramanian, 1997) zu. Erste Ergebnisse der Sedimentfallstudie im Golf von Bengalen zeigten, dass das Partikelflussgeschehen und die Sedimentation des organischen Kohlenstoffs im Arbeitsgebiet maßgeblich von diesem Eintrag beeinflusst wird (Ittekkot et al., 1991). Es stellt daher einen idealen Bereich zur Untersuchung der Wechselwirkungen zwischen Kontinent und Ozean dar.

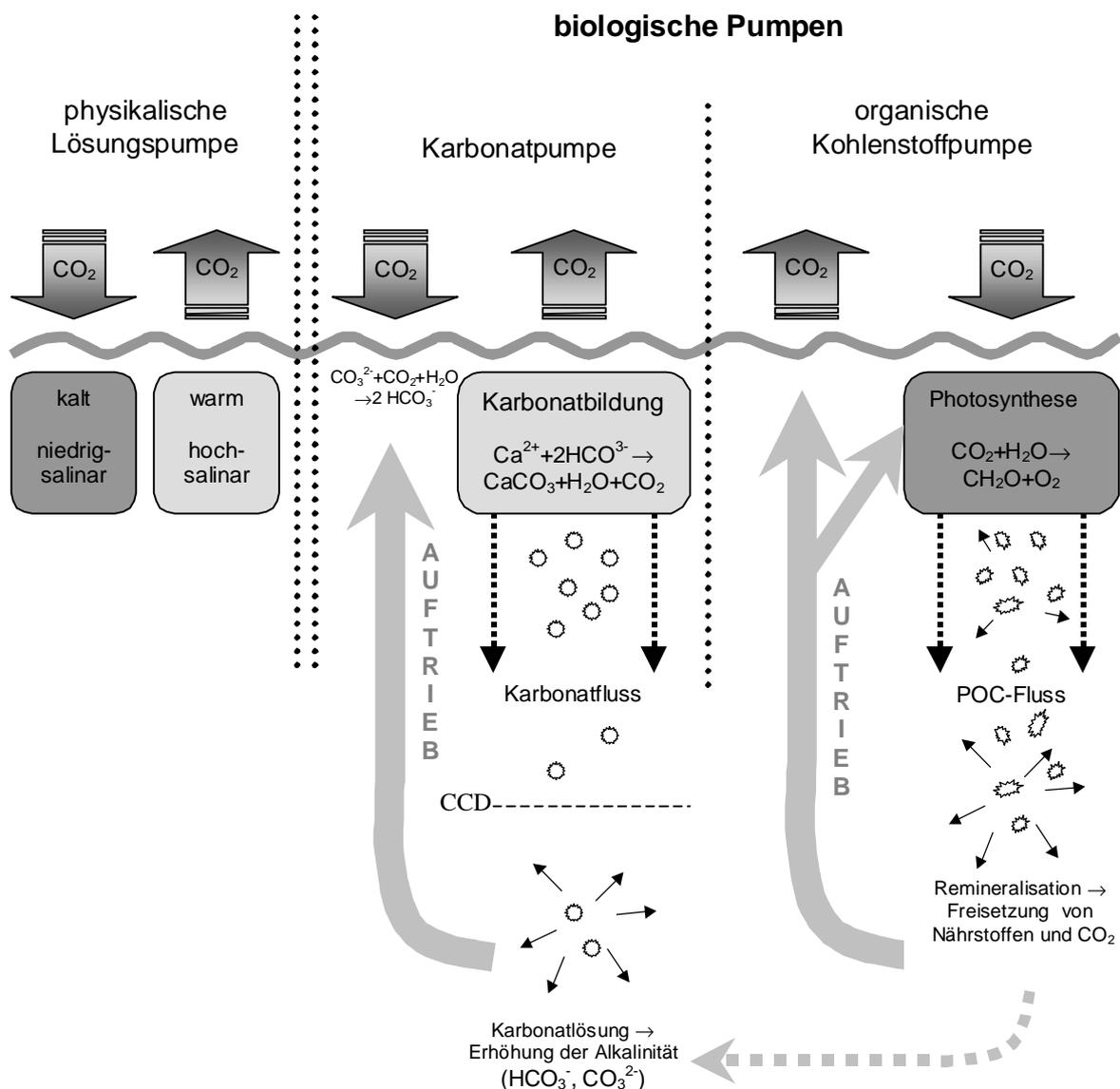


Abb. 2: Schematische Darstellung der Wirkungsweise der Kohlenstoffpumpen (nach Heinze et al., 1991)

Im Rahmen einer Langzeitstudie des Partikelflusses im Golf von Bengalen, die in enger Zusammenarbeit zwischen dem Institut für Biogeochemie und Meereschemie der Universität Hamburg und dem National Institute of Oceanography in Goa, Indien, durchgeführt wird, wurden in verschiedenen Bereichen des Untersuchungsgebietes 7-9jährige Aufzeichnungen des Partikelflusses gewonnen. Aufbauend auf die Ergebnisse, die unter anderem von Ittekkot et al. (1991), Bartsch (1990), Tiemann (1995) und Schäfer et al. (1996) beschrieben sind und den Zeitraum von 1987-1992 umfassen, werden hier die Daten bis einschließlich 1997 diskutiert. Ziel dieser Arbeit war es, auf Basis der langjährigen Datensätze und unter Einbeziehung ozeanographischer und meteorologischer Daten die beobachtete hohe interannuelle Variabilität des Partikelflusses zu erklären und die Flüsse des organischen Kohlenstoffs zu bilanzieren. Besondere Berücksichtigung fand dabei die Untersuchung des organischen Materials in den Sinkstoffen und der Vergleich mit dem Material, das fluvial in den Golf von Bengalen eingetragen wird.

2. Arbeitsgebiet

2.1. Lage und Morphologie

Der Golf von Bengalen (Abb. 3) bildet den nordöstlichen Teil des Indischen Ozeans und wird im Westen und Norden von Sri Lanka, Indien und Bangladesch und im Osten von Myanmar und den Inselketten der Andamanen und Nicobaren begrenzt. Im Süden gilt die Verbindung der Südspitze Sri Lankas und die Nordspitze Sumatras bei ca. 5°N als Begrenzung. In diesen Grenzen umfasst das Arbeitsgebiet eine Fläche von $2,2 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (LaFond, 1966). Die Morphologie der untersuchten Region ist im Westen entlang der Indischen Küste sowie im Osten vor den Andamanen und Nicobaren durch einen schmalen Schelf (<45 km) und einen steilen Kontinentalabhang charakterisiert. Im Norden vor dem Mündungsbereich der Ganges-Brahmaputra Mündung ist der Schelf aufgrund der terrigenen Einträge mit >200 km deutlich breiter. Durch die hohe Sedimentfracht des Flusssystemes von ca. 10^9 t yr^{-1} (Milliman & Syvitsky, 1992) bis $2 \cdot 10^9 \text{ t yr}^{-1}$ (Milliman & Meade, 1983; Holeman, 1986) konnte sich seit der Auffaltung des Himalaya der größte Tiefseefächer der Welt aufbauen, der sich über eine Länge von 3000 km bis ca. 7°S erstreckt (Curry & Moore, 1974; Emmel & Curry, 1983/1984, Hübscher et al., 1997). Die Materialzufuhr in die Tiefsee, wo ca. 1/3 des fluvialen Materials abgelagert wird (Goodbred & Kuehl, 1999) findet hauptsächlich über den „Swath of no Ground“ statt (Kuehl et al., 1989), einem submarinen Canyon, der den Schelf mit der Tiefsee verbindet.

2.2. Klima

Die Hydrographie des Arbeitsgebietes und das Klima der umliegenden Landmassen unterliegen dem Einfluss des südostasiatischen Monsuns mit seinem saisonal wechselnden Wind- und Niederschlagsmuster. Die Entstehung dieses Klimasystems ist auf die unterschiedliche Wärmekapazität des Indischen Ozeans und des ihn im Norden begrenzenden zentralasiatischen Festlandes zurückzuführen (z.B. Ramage, 1971): Der SW- oder Sommermonsun (SWM, Juni-September) wird durch ein Tiefdruckgebiet über dem tibetischen Plateau, das sich aufgrund der stärkeren Erwärmung des asiatischen Kontinents im Vergleich zu den ozeanischen Wassermassen ausbildet, angetrieben. Die entstehenden Winde aus südwestlicher Richtung führen feuchte

Meeresluft mit sich und bewirken die heftigen Monsunregen über dem indischen Subkontinent. Während des NE- oder Wintermonsuns (NEM, Dezember-Februar) kehren sich aufgrund der stärkeren Abkühlung der Landmassen die Druckverhältnisse um, so dass die entstehenden NE-Winde trockene, kühle Luft mit sich führen. Lediglich an der südöstlichen Küste Indiens um Madras kommt es in dieser Periode zu weiteren starken Niederschlägen (Ramage, 1971).

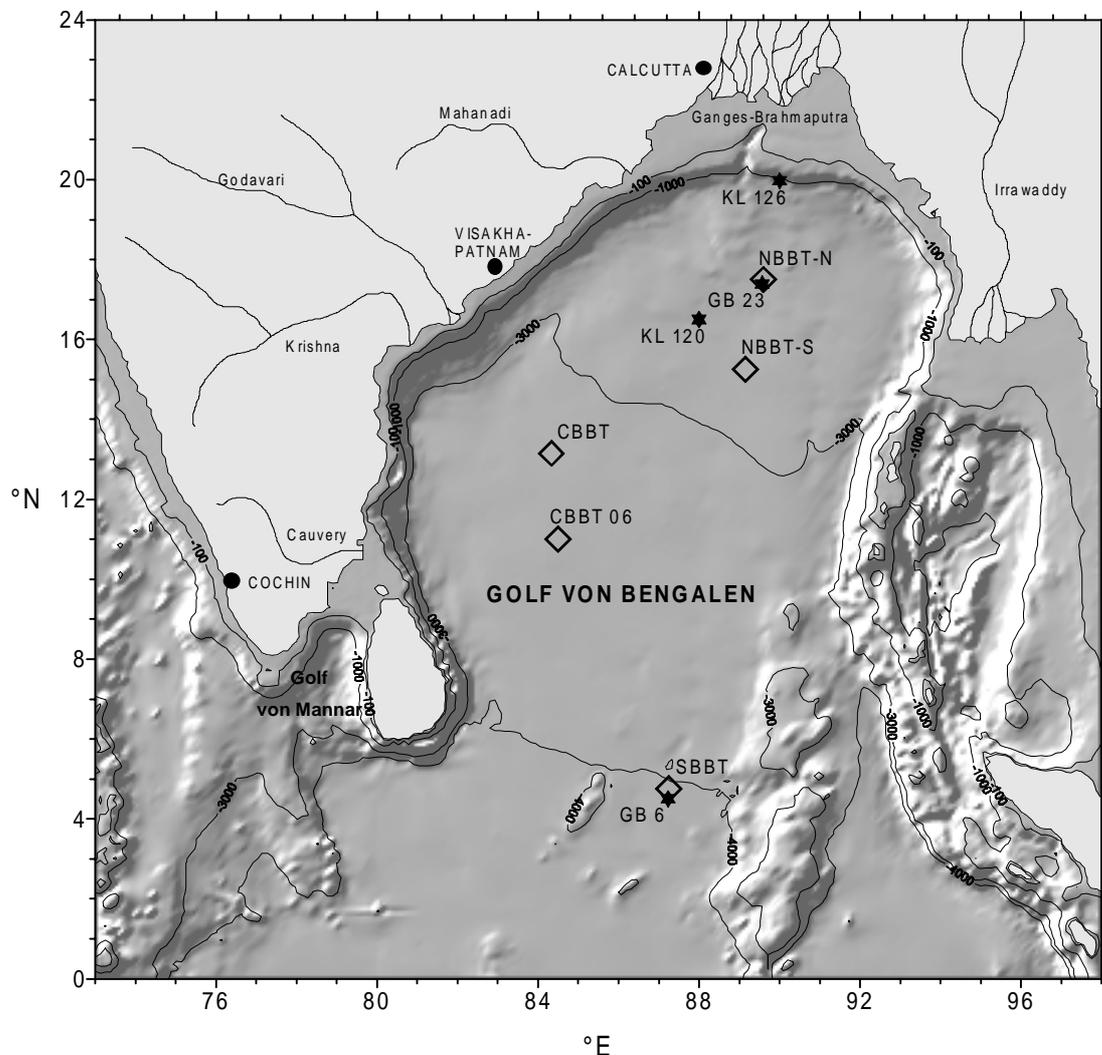


Abb. 3: Karte des Arbeitsgebietes mit den Verankerungspositionen (◇) der Fallensysteme im nördlichen (NBBT), zentralen (CBBT) und südlichen (SBBT) Golf von Bengalen sowie Sedimentpositionen (★).

Die Windgeschwindigkeiten und -richtungen über dem Arbeitsgebiet sind Abb.4 zu entnehmen. Höchste Windgeschwindigkeiten von $8-9 \text{ m s}^{-1}$ aus südwestlicher Richtung werden während des SWM über dem zentralen und westlichen Teil des Arbeitsgebietes gemessen. Winde entgegengesetzter Richtung von bis zu 6 m s^{-1} charakterisieren den NEM. Die Intermonsunphase im Oktober ist von unsteten Winden gekennzeichnet, die nur im südlichen Bereich über 2 m s^{-1} ansteigen. Im NE-SW-Intermonsun zeigt das Windmuster eine ausgeprägtere Stetigkeit mit nordwärts gerichteten Winden im Südwesten und nordöstlich gerichteten Winden im Norden und Nordwesten des Golfes, wo maximale Geschwindigkeiten von bis zu 5 m s^{-1} erreicht werden.

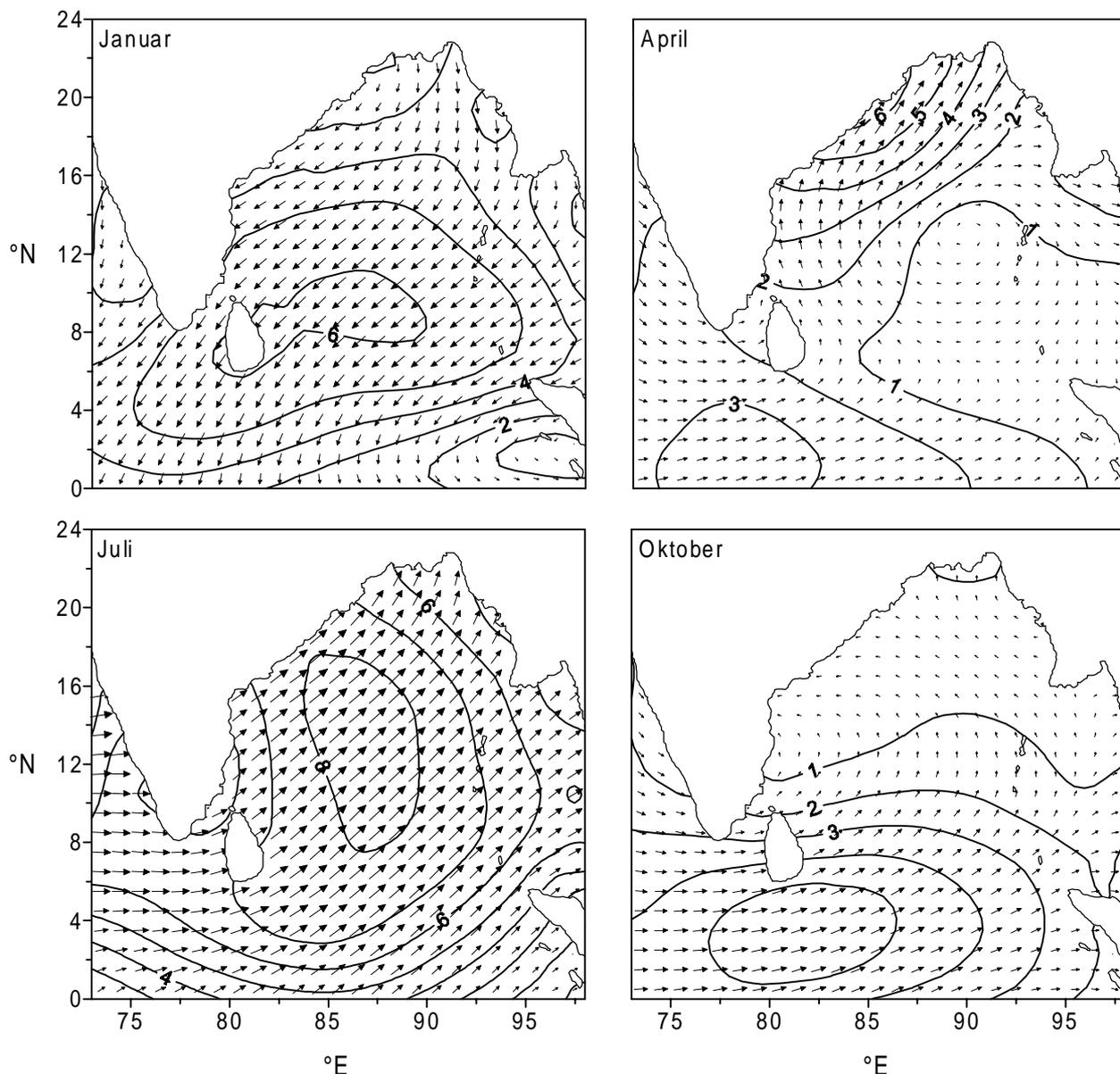


Abb. 4: Klimatologische Windgeschwindigkeiten in m/s und Windrichtungen über dem Arbeitsgebiet für die Monate Januar (NEM), April (NE-SW-Intermonsun), Juli (SWM) und Oktober (SW-NE-Intermonsun) (Daten: DaSilva et al., 1994).

Episodisch stark erhöhte Windgeschwindigkeiten treten im Zusammenhang mit tropischen Zyklonen auf, die ein weiteres klimatisches Charakteristikum des Golfs von Bengalen darstellen (Anthes, 1982). Sie entstehen vor allem in den Monaten April/Mai und Oktober/November (Subbaramayya & Subba Rao, 1981), wenn die Oberflächentemperaturen des Wassers über der für die Entstehung eines tropischen Zyklons erforderlichen Temperatur von $26,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ liegen (Anthes, 1982; Fink & Speth, 1998). Im Mittel werden jährlich 4-5 dieser tropischen Wirbelstürme im Arbeitsgebiet beobachtet (Behera et al., 1998). Die meisten dieser Stürme überqueren das Arbeitsgebiet in nordwestlicher Richtung und treffen in Tamil Nadu oder Andhra Pradesh auf die indische Küste. Einige der Stürme nehmen einen nordwärtigen Verlauf und enden in Orissa und Westbengal oder aber in Bangladesh. Hohe Windgeschwindigkeiten von >63 Knoten ($32,4\text{ m s}^{-1}$, Mindestwindgeschwindigkeit eines schweren tropischen Wirbelsturms) und heftige Niederschläge (z.B. 1100 mm vom 9.-11.5.1990, davon allein 525 mm am 11.5.91 im Godavari Distrikt im Zusammenhang mit dem Zyklon Anfang Mai 1990 (Gupta et al., 1991)) sind mit den Zyklonen assoziiert und führen zu schweren, oftmals fatalen

Zerstörungen in den betroffenen Küstenregionen. Michels et al. (1998) zeigten darüber hinaus, dass die Zyklone zu einer Remobilisierung von Schelfsedimenten im Golf von Bengalen beitragen können.

2.3. Oberflächenzirkulation und Hydrographie

Die Oberflächenzirkulation im Arbeitsgebiet ist eng an die Saisonalität der monsonalen Winde geknüpft, wodurch es zweimal im Jahr zu einer Umkehr der Strömungsrichtung kommt (Wyrтки, 1973) (Abb. 5). Im Januar entsteht, angetrieben vom Nordäquatorialstrom, entlang der indischen Ostküste ein "western boundary current" (Legeckis, 1987; Potemra et al., 1991, Johns & Ali, 1992). Dieser polwärts gerichtete Strom ist Teil einer antizyklonischen subtropischen Gyre, die zwischen Januar und Mai im Golf von Bengalen vorherrscht und im März/April am besten ausgebildet ist. Aufgrund der vorherrschenden Strömungsrichtung und küstenparallelen Winden kommt es an der küstenwärtigen Seite dieser Zelle zu Auftriebserscheinungen (Shetye et al., 1993). Mit Beginn des SWM bricht dieses Zirkulationsmuster zusammen, und die Strömung entlang der indischen Ostküste kehrt sich um. In dieser Zeit wird nach Murty et al. (1992) die Zirkulation regional von unterschiedlichen Faktoren bestimmt: Nördlich von 15°N und östlich von 89°E bestimmt der fluviale Eintrag bis in eine Tiefe von 90 m die Zirkulation und Hydrographie. Im zentralen Bereich bewirken die südwestlichen Winde eine zyklonische Strömung und eine Divergenz mit Auftrieb in Tiefen von 50-100 m. Im Süden wird das Geschehen im wesentlichen durch den ostwärtsgerichteten Indian Monsoon Current (IMC) bestimmt, der den nördlichen Rand einer antizyklonischen Gyre im südlichen Golf darstellt (Varkey et al., 1996).

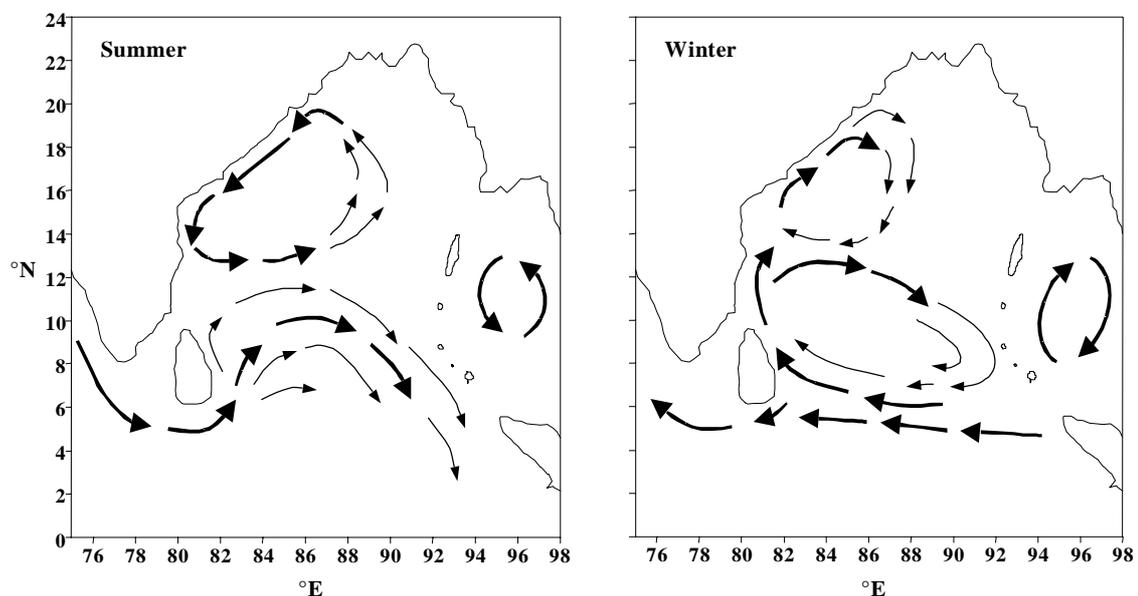


Abb. 5: Generalisiertes Muster der saisonalen Ozeanoberflächenzirkulation im Golf von Bengalen für den Sommer und den Winter (nach Varkey et al., 1996).

Der Golf von Bengalen unterliegt enormen fluvialen Einträgen von Frischwasser sowie gelösten und partikulären Substanzen. Von Norden mündet das Ganges-Brahmaputra-Flusssystem, das den Himalaya entwässert, und von Westen die Flüsse Mahanadi, Godavari, Krishna und Cauvery, die ihr Einzugsgebiet im Dekkanplateau haben, in den Golf von Bengalen. Darüber hinaus ist auch der

Irrawaddy zu nennen, der im Osten in den Golf von Bengalen bzw. die Andamansee mündet. Eng an die jährliche Niederschlagsverteilung gekoppelt, erfolgen ca. 90% des gesamten fluviatilen Eintrags zwischen Juni-November (Ittekkot, et al., 1986) (Abb. 6).

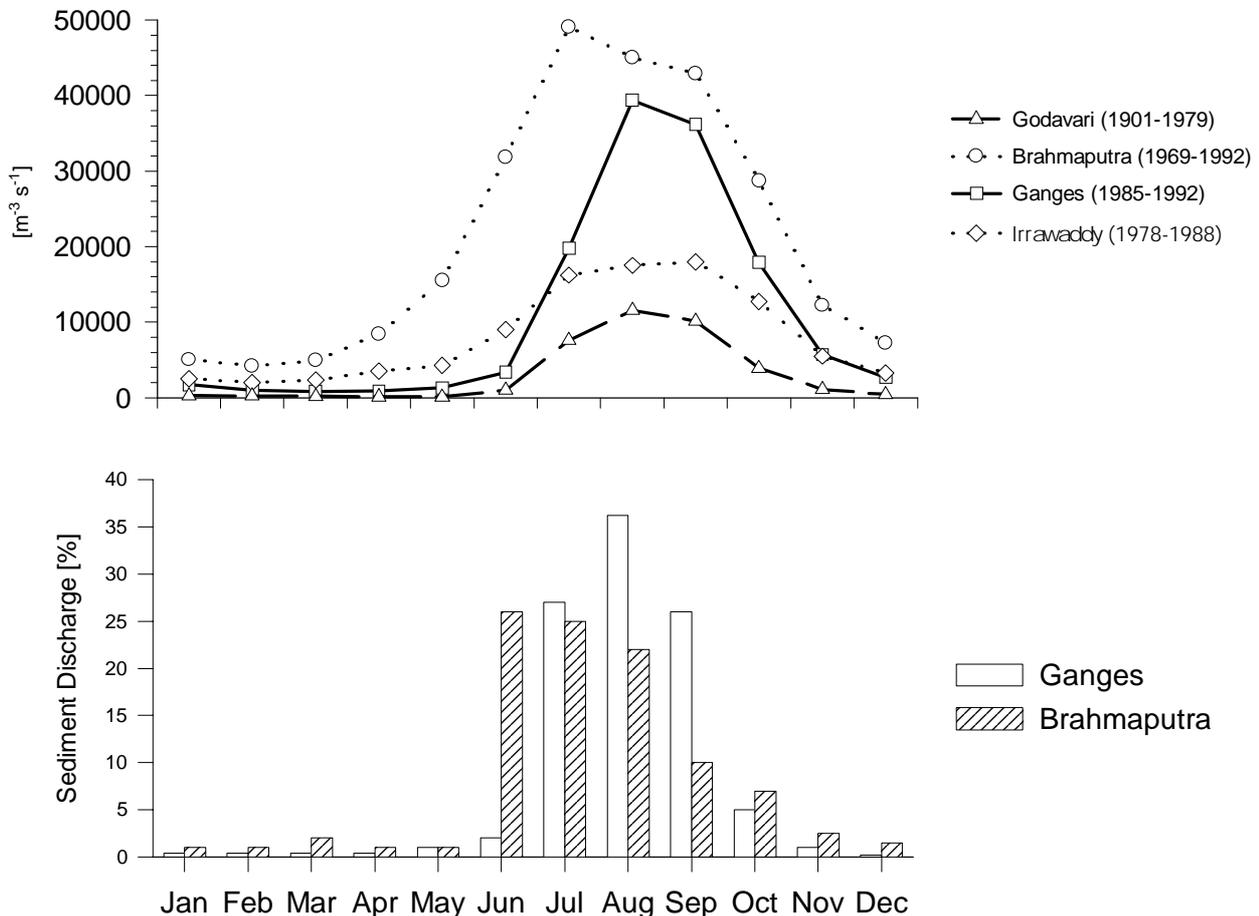


Abb. 6: Die über mehrere Jahre gemittelte Abflussraten der Flüsse Ganges, Brahmaputra, Godavari und Irrawaddy (oben) (Daten vom Global Runoff Data Centre, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz) und die monatliche prozentuale Verteilung des Sedimenteintrages der Flüsse Ganges und Brahmaputra (unten) (nach Ittekkot et al., 1986).

Dieser Eintrag von ca. $1,7 \times 10^3 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$ Frischwasser (Tab.1) ist zusammen mit den Regenfällen, die direkt über dem Golf niedergehen, der Grund für eine trotz hoher Evaporationsraten im Jahresmittel positive Wasserbilanz (Varkey et al., 1996) und resultiert in einer deutlichen Reduzierung der Salinität des Oberflächenwassers (Abb. 7). Die räumliche Verteilung des Frischwassers entspricht dabei im wesentlichen den vorherrschenden Strömungsverhältnissen. Während des regenreichen SW-Monsuns variieren die Werte von $<20 \%$ in Küstennähe (LaViolette, 1967; Radhakrishna et al., 1982; Murty et al, 1992; Suryanarayana et al., 1992) bis $>34 \%$ im Südwesten (LaViolette, 1967; Murty et al., 1992; Varkey et al., 1996). Die 34% Isohaline wird als Grenze des Frischwassereinflusses im Arbeitsgebiet angesehen (Murty et al., 1992) und erstreckt sich während des SWM von ca. 15°N im Westen bis ca. 5°N im Osten. Die hohen Werte von $>34 \%$ im SW

des Arbeitsgebietes sind auf den Einstrom salzhaltigeren Wassers aus dem Arabischen Meer in das Arbeitsgebiet zurückzuführen (Murty et al., 1992). Während des NE-Monsuns liegt die Salinität im Großteil des Arbeitsgebietes mit Ausnahme der Flussmündungsbereiche bei ≥ 30 ‰ (LaViolette, 1967, Suryanarayana et al., 1993; Varkey et al., 1996; Abb. 7).

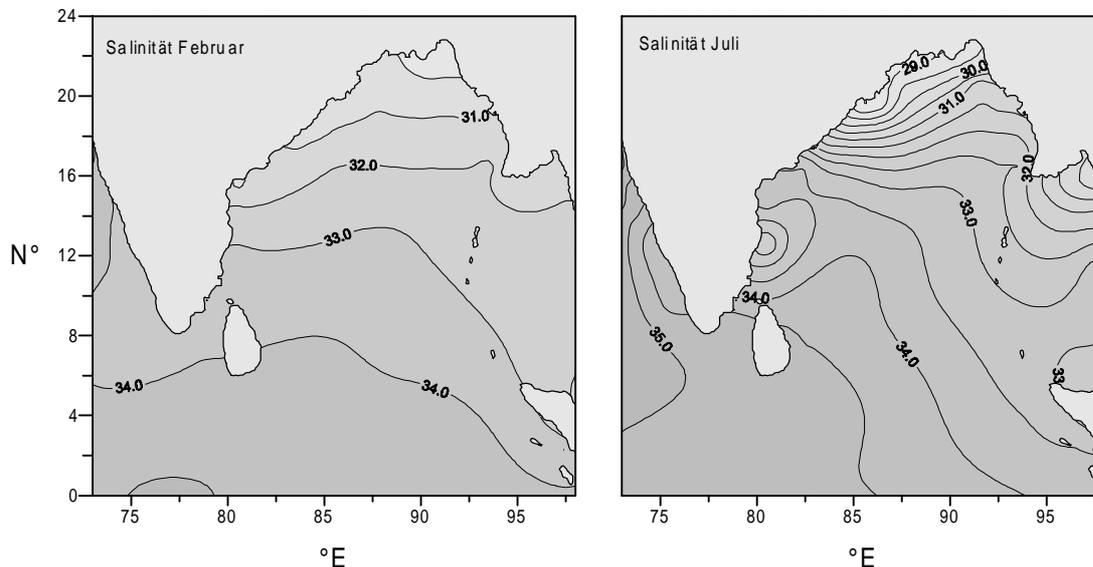


Abb. 7: Klimatologische Verteilung der Salinität im Oberflächenwasser des Golfs von Bengalen im Februar und Juli (Daten: LEVITUS 1994).

Die vertikale Verteilung der Salinität zeigt eine Ausdehnung des niedrigsalinaren Oberflächenwassers bis in Tiefen von 75 m und >110m während des NEM bzw. SWM (Varkey et al, 1996). Dies führt zu einer ganzjährig stabilen Stratifizierung der oberen Wassersäule, die eine windinduzierte Durchmischung und Vertiefung der Deckschicht erschwert und Auftriebserscheinungen unterdrückt (Sen Gupta & Naqvi, 1984; Babu et al., 1991; Johns et al., 1992; 1993 Shetye et al., 1991). Hochsalinare Wassermassen aus dem Arabischen Meer (>35 ‰) fließen von Süden her in Tiefen von 50-100 (Sastry et al, 1985; Murty et al., 1992) und das Indian Equatorial Intermediate Water bei 200-900m in das Arbeitsgebiet ein (Varkey et al., 1996). Letztere bilden ganzjährig eine Schicht in mittleren Wassertiefen aus, die im gesamten Arbeitsgebiet zu beobachten ist. Darunter nimmt die Salinität mit der Tiefe ab. Dieses Tiefenwasser ist zirkumpolaren Ursprungs und fließt aus dem Zentralindischen Becken in den Golf ein (Sen Gupta & Naqvi, 1984).

Die Oberflächentemperaturen (SST) an den Fallenstationen variieren saisonal aufgrund der veränderlichen Sonneneinstrahlung und Einwirkung der monsonalen Winde (Abb. 24). Von Nord nach Süd zeigen sie einen Gradienten von 29,5–28°C im Sommer und von 25,5-28,5°C im Winter. Die Umkehrung des Gradienten während des NEM ist auf die stärkere Einwirkung der kühlen NE-Winde und die winterliche Abkühlung im Norden zurückzuführen. Aufgrund der ausgeprägten thermohalinen Stratifizierung bilden sich, anders als im Arabischen Meer (Düing & Leetma, 1980), Auftriebserscheinungen nicht oder nur schwach in den Oberflächentemperaturen ab. Die laterale Advektion von Wassermassen in den Südlichen Golf von Bengalen aus dem Arabischen Meer während des SWM manifestiert sich hingegen in abnehmenden SST (Murty et al., 1992).

Tab. 1: Jährlicher Eintrag von Frischwasser und Sediment verschiedener in den nordöstlichen Indischen Ozean mündenden Flüsse.

| | Frischwassereintrag [km ³ yr ⁻¹] | Sedimenteintrag [10 ⁶ t yr ⁻¹] |
|-------------|--|--|
| Ganges | 459 [§] | 520 [#] |
| Brahmaputra | 510 [§] | 540 [#] / 1670 G-B [*] |
| Mahanadi | 67 [§] | 60 [*] |
| Godavari | 105 [§] | 170 [*] |
| Krishna | 68 [§] | 16/64 [*] |
| Cauvery | 21 [§] | |
| Irrawaddy | 428 [*] | 260 [*] |
| Summe | 1657 | 1566 bzw. 2224 |

[#]Milliman & Syvitski (1992)

^{*}Milliman & Meade (1983)

[§]Subramanian (1985)

2.4. Sauerstoffverteilung

Der nördliche Indischen Ozean unterscheidet sich durch den Landabschluss im Norden von den anderen Ozeanen. Diese besondere geographische Situation bedingt eine verringerte Zirkulation und Ventilation des Tiefenwassers. Die hohe Primärproduktivität in diesem Gebiet führt zu hohen vertikalen Flussraten organischen Materials. Die oxidative Respiration dieses partikulären aber auch des gelösten organischen Materials ist gemeinsam mit der verringerten Ventilation und der stabilen Schichtung des Oberflächenwassers der Grund für die Abnahme des Sauerstoffgehaltes innerhalb der Thermokline und die Ausbildung einer Sauerstoffminimumzone (OMZ) in mittleren Wassertiefen (Wyrski, 1973, Qasim, 1977; Sen Gupta & Naqvi, 1984, Naqvi et al., 1992). Im Golf von Bengalen finden sich Sauerstoffgehalte <1ml/L in einer Tiefe von 100-1000m (Karstensen et al., 1998). Geringste Gehalte von <0,25 ml/L wurden im nördlichen Golf gemessen. Nach Süden hin steigt der Gehalt an Sauerstoff leicht an und die Mächtigkeit der OMZ nimmt ab. Die Mächtigkeit der OMZ und insbesondere die Bereiche mit <15 µg/L sind im Golf von Bengalen wesentlich geringer als im Arabischen Meer (z.B. George et al., 1994).

Unter Sauerstoffdefizit kann es zur schrittweisen Reduktion (Denitrifikation) von Nitrat (NO₃) über Nitrit (NO₂) bis hin zu elementarem Stickstoff (N₂) oder dem klimarelevanten Treibhausgas Stickoxid (N₂O) kommen. Dadurch geht dem marinen Reservoir fixierter Stickstoff als Nährstoff verloren. Während dieser Prozess für das Arabische Meer gut dokumentiert ist (z.B. Naqvi et al., 1992; Mantoura et al., 1993; Howell et al., 1997) und er in frühen Arbeiten auch für den Golf von Bengalen angenommen wurde (Sen Gupta et al., 1977; Naqvi et al., 1978), kommt es neueren Untersuchungen zufolge hier nicht zur Denitrifikation (Rao et al., 1994; Howell et al., 1997; Hashimoto et al., 1998).

2.5. Nährstoffe

Das Angebot und die Verteilung der Nährstoffe im Golf von Bengalen werden durch die besondere hydrographische Situation beeinflusst. Die stabile, salinitätsbedingte Stratifizierung des Oberflächenwassers erschwert im Arbeitsgebiet den Transfer von Nährstoffen aus größeren Wassertiefen in die euphotische Zone über Auftrieb, vertikale Advektion oder Diffusion (Radhakrishna,

1978). Andererseits ist der fluviatile Eintrag selbst eine wichtige Nährstoffquelle für den Ozean. So wird die für opalschalige Organismen essentielle Kieselsäure dem marinen Kreislauf vor allem über die Flüsse zugeführt (DeMaster, 1981; Tréguer et al., 1995). In Tab. 2 wird eine Übersicht über die fluviatilen SiO_2 -Einträge in den nordöstlichen Indischen Ozean gegeben. Er beträgt für den Golf von Bengalen $208 \times 10^9 \text{ mol yr}^{-1}$ (ohne Irrawaddy, der in die Andamansee mündet). Bei einem globalen Eintrag von $5,6 \pm 0,6 \cdot 10^{12} \text{ mol yr}^{-1}$ (Tréguer et al., 1995) bedeutet das, dass der Golf von Bengalen ca. 3,5% des fluviatilen Gesamteintrags an gelöstem SiO_2 erfährt, bei einer Fläche, die nur 0,8% des Weltozeans ausmacht. Nach Tréguer et al. (1995) werden im tropischen Bereich ca. 10% des fluviatil eingetragenen gelösten Silikats schon in den Ästuaren biologisch gebunden. Demnach erreichen ca. $190 \times 10^9 \text{ mol yr}^{-1}$ den offenen Golf von Bengalen und stehen dort für die biologische Produktion zur Verfügung. Dieser hohe Eintrag gelösten Silikats führt zusammen mit der (langsamen) Lösung des lithogen gebundenen Silikats dazu, dass die Konzentrationen von Kieselsäure im Arbeitsgebiet über den durchschnittlichen Werten des Indischen Ozeans liegen (z.B. Libes, 1992) und der Golf von Bengalen als Quelle für Silikat für den südlichen Indischen Ozean fungiert (Dileep Kumar & Li, 1996). Neben Silikat werden aber auch erhebliche Mengen an Nitrat und Phosphat fluviatil in den Golf eingetragen (Tab. 2). Datta (1999) nennt Phosphatkonzentrationen von 0,32-3,16 $\mu\text{mol/L}$ für das Ganges-Brahmaputra-Meghna-Flusssystem und kommt auf einen Gesamteintrag von $105 \times 10^3 \text{ t yr}^{-1}$ gelösten inorganischen Phosphates. Das sind ca. 10% des weltweiten Eintrags in den Ozean allein über dieses Flusssystem. Insgesamt werden ca. $150 \times 10^3 \text{ t yr}^{-1}$ dieses Nährstoffes fluviatil in den Golf von Bengalen eingetragen (Ramesh et al., 1995). Zum Vergleich: Der Amazonas liefert ca. $20 \times 10^3 \text{ t yr}^{-1}$, der Mekong nur $3,8 \times 10^3 \text{ t yr}^{-1}$ (zusammengestellt in: Ramesh et al., 1995). Relativ wenig ist über den Nitratgehalt der indischen Flüsse bekannt. Als ein Anhaltspunkt können hier die Daten von De et al. (1991) aus dem Hooghly Ästuar (Ganges-Brahmaputra) bei Kalkutta herangezogen werden. Dort wurden während der Hauptabflussphase im SWM bei Salinitäten $<5\text{‰}$ Nitratwerte von 15-20 $\mu\text{mol/L}$ gemessen. Die Konzentrationen an Phosphat und Silikat lagen bei 1-2 bzw. 90-150 $\mu\text{mol/L}$. Werte gleicher Größenordnung werden von DeMaster & Pope (1996) auch für das fluviatile Endmember im Amazonasschelfgebiet genannt. Untersuchungen in der Flussfahne des Amazonas haben gezeigt, dass die fluviatil eingetragenen Nährstoffe in der niedrigrisalinaren Oberflächenschicht angereichert bleiben und dort, wo die Lichteindringung hoch genug ist, außerordentlich hohe Primärproduktionsraten von bis zu $8 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ erlauben (Smith & DeMaster, 1996). Vergleichbare Prozesse sind auch für die Flussfahnen im Golf von Bengalen zu erwarten.

Klimatologische Datensätze der saisonalen Nährstoffverteilung im Oberflächenwasser des Golf von Bengalen scheinen dies zu bestätigen. Demnach sind die Nitratkonzentrationen in der Regel $\leq 1 \mu\text{mol/L}$ (Conkright et al. 1994). Ausgenommen hiervon sind lediglich die SWM-Monate Juli-September, während derer die Werte zu den Küsten hin bis auf 6 $\mu\text{mol/L}$ ansteigen, im zentralen Bereich jedoch niedrig bleiben. Auch für Silikat werden höchste Gehalte von $>12 \mu\text{mol/L}$ während des abflussreichen SWM erreicht (Conkright et al., 1994). Diese Werte liegen über denen, die für tropische und subtropische Bereiche im Mittel gemessen werden. Dabei ist eine Anreicherung des Silikats im zentralen Bereich des Golfs zu beobachten, die mit niedrigen Gehalten an Nitrat einhergehen ($<0,5 \mu\text{mol/L}$). Dies lässt darauf schließen, dass hier der Mangel an biologisch verfügbarem Stickstoff einen Entzug des Silikats aus dem Oberflächenwasser verhindert. Niedrigste Silikatwerte von 1-5

$\mu\text{mol/L}$ werden während des NE-SW-Intermonsuns, also zur Zeit geringster Flusseinträge, gemessen (Conkright et al., 1994). Ob diese Konzentrationen die biologische Produktion limitieren, ist unklar. Ein nahezu vollständiger Entzug des Silikats aus dem Oberflächenwasser durch Diatomeen konnte schon beobachtet werden (Dunne et al., 1999; Kristiansen et al., 2000). Dugdale & Wilkerson (1998) hingegen gehen für den äquatorialen Pazifik von einer Si-Limitierung ab $2\mu\text{mol/L}$ aus. Möglicherweise trat dort eine Kolimitierung durch Eisen auf, wie sie für den antarktischen Bereich (z.B. de Baar et al., 1995; Sohrin et al., 2000), den subarktischen und südlichen Pazifik (Martin & Fitzwater, 1988; Behrenfeld & Kolber, 1999) und sogenannte „high nutrients low chlorophyll“-Gebiete (HNCL) im äquatorialen Pazifik angenommen werden (z.B. Coale et al., 1996; Behrenfeld et al., 1996). Ein Eisenmangel kann für den Golf von Bengalen aufgrund des erhöhten atmosphärischen (Duce & Tindale, 1991) und des fluviatilen Eintrags von Eisen allerdings ausgeschlossen werden. Einige wenige Fe-Messungen im Arbeitsgebiet unterstützen diese Annahme. So ermittelten Braganca & Sanzgiry (1980) Fe-Gehalte von $0,1\text{--}2,4\mu\text{mol/L}$, Satyanarayana & Prabhakara Murty, (1990) für März 1988 Gehalte von $0,09\mu\text{mol/l}$ im inshore und $0,08\mu\text{mol/L}$ im offshore Bereich. Diese Werte liegen weit über denen von 1 nmol l^{-1} , die in Eisendüngungsversuchen in HNCL-Gebieten durch künstliche Zugabe erreicht und zu einer Produktivitätssteigerung führten (Coale et al., 1996, Cooper et al., 1996).

Tab. 2: Einträge von Frischwasser, Silikat, gelöstem anorganischen Stickstoff und Phosphat über die bedeutendsten, in den nordöstlichen Indischen Ozean mündenden Flüsse.

| Fluss | Wassereintrag [10^{12} l yr^{-1}] | SiO_2 Eintrag [10^9 mol yr^{-1}] | N-Eintrag ⁵ [10^9 mol yr^{-1}] | PO_4 -Eintrag ⁶ [10^9 mol yr^{-1}] |
|--|---|---|---|--|
| Krishna | 68 ¹ | 5,6 ¹ | 1,6 | 0,15 |
| Godavari | 105 ¹ | 36,75 ¹ | 2,5 | 0,54 |
| Cauvery | 21 ¹ | 6,65 ¹ | 5,0 | 0,11 |
| Mahanadi | 67 ¹ | 10 ¹ | 1,6 | 0,35 |
| Irrawaddy | 428 ⁴ | 64,2 ² | 10,2 | |
| Ganges-Brahmaputra | 970 ¹ | 133 ³ | 23,1 | 3,74 |
| Gesamt Golf von Bengalen (ohne Irrawaddy) | | 192 | 33,8 | 4,89 |

¹ Subramanian (1985)

² berechnet mit globalem Mittelwert von $9\text{ mg SiO}_2\text{ l}^{-1}$ (Tréguer et al., 1995)

³ Sarin et al. (1989)

⁴ Milliman & Meade (1983)

⁵ bei einem mittleren Gehalt von $20\mu\text{mol/L}$ Nitrat (De et al., 1991) und der Annahme, dass Nitrat 84% des gelösten anorganischen Stickstoffs im Flusswasser ausmacht (Meybeck, 1982)

⁶ nach Ramesh et al. (1995)

Abb. 8 zeigt die Tiefenverteilung der Makronährstoffe Silikat, Nitrat und Phosphat, wie sie während der R/V Sonne-Fahrten SO 51 (Oktober 1987, SW-NE-Intermonsun) und SO 93 (Januar-Februar 1994, NE-Monsun) entlang eines Nord-Süd-Profiles durch den Golf von Bengalen vorgefunden wurden. Der Verlauf der Profile von Phosphat und Nitrat einerseits und Silikat andererseits zeigt deutliche Unterschiede, die darauf zurückzuführen sind, das Phosphat und Nitrat in den oberen 500 m der Wassersäule den Hauptanteil ihrer Remineralisation erfahren, während ein großer Anteil des partikulären Silikats aufgrund seiner Einbindung in Schalenmaterial in größere Tiefen verfrachtet und dort gelöst wird. Die leicht erhöhten Silikatkonzentrationen in Tiefen zwischen 3500-4000 m sind im wesentlichen auf Zufuhr gelösten Silikats aus dem Sediment nördlich von 5°S zurückzuführen.

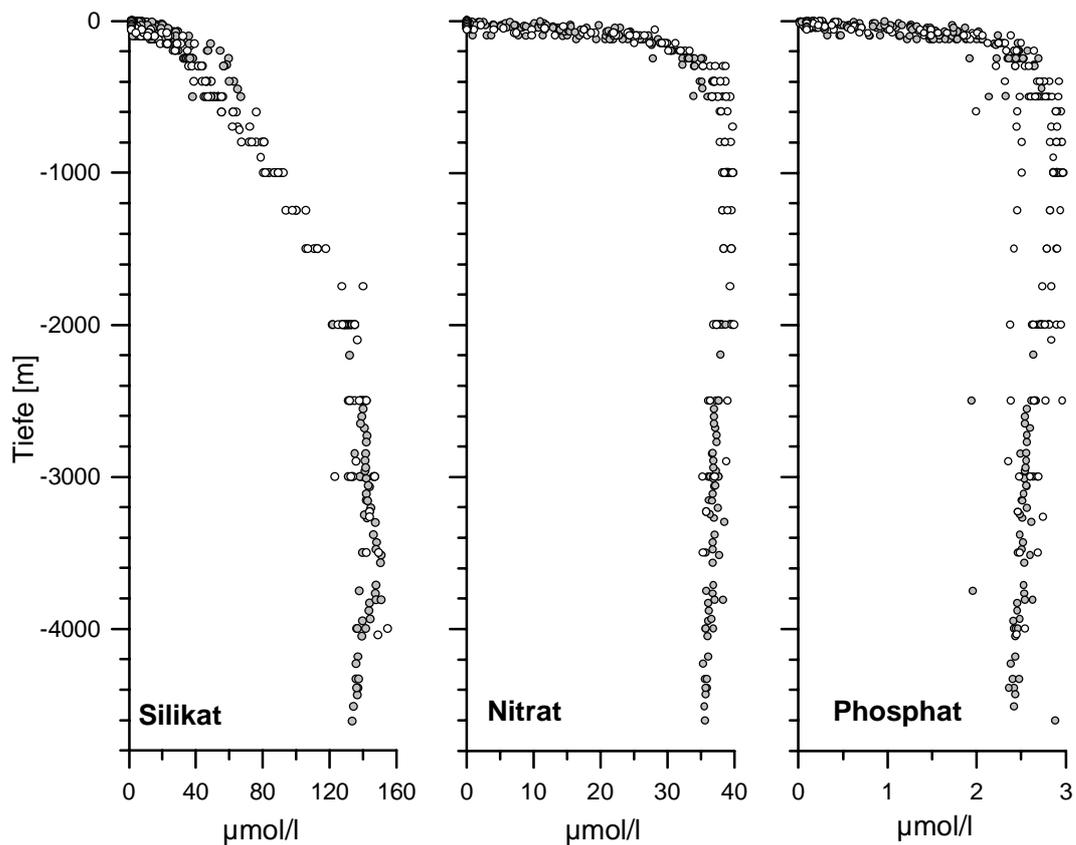


Abb. 8: Tiefenverteilung der Nährstoffe Silikat, Nitrat und Phosphat gemessen im Oktober 1987 (weiße Kreise) und im Januar/Februar 1994 (gefüllte Kreise) entlang eines Nord-Süd-Profiles durch das Arbeitsgebiet von ca. 20°N bis 0°N.

Abb. 9 zeigt die gemessenen Silikat- und Nitratkonzentrationen in den oberen 200 m der Wassersäule sowie das molare Verhältnis dieser beiden Nährstoffe zueinander. Die breite Streuung der Werte kann auf die große räumliche Verteilung der Stationen und die daran geknüpften hydrographischen Unterschiede (z.B. Mächtigkeit der Deckschicht) zurückgeführt werden. Generell zeigt sich, dass die Oberflächenkonzentrationen während des NEM (SO 93) größer waren als während des SW-NE-Intermonsuns (SO 51). Dies kann wahrscheinlich mit der Einwirkung der Monsunwinde auf die Wassersäule während des NEM erklärt werden.

Das Silikat/Nitrat-Verhältnis ist im Oberflächenwasser generell >1 , erst ab einer Tiefe von 50 m, wenn die Konzentrationen beider Nährstoffe weit über den für die Primärproduktivität limitierenden Werten liegen, werden Verhältnisse <1 beobachtet. Das Nitrat/Phosphat-Verhältnis liegt nach Conkright et al. (1994) an der Oberfläche ebenfalls über dem Redfield-Verhältnis von 16:1. In Abb. 11 sind die während der Forschungsfahrten SO 51 und SO 93 vorgefundenen Konzentrationen von Nitrat und Phosphat gegeneinander aufgetragen. Die Regressionsgerade weist vergleichbar zu den Ergebnissen von Hashimoto et al. (1998) vom Februar 1996 (NEM) einen positiven Achsenabschnitt für Phosphat auf und deutet damit auf eine Nitratlimitierung in weiten Teilen des Golfs hin. Gestützt wird die Annahme einer Nitratlimitierung auch durch die Ergebnisse früherer Untersuchungen. Im SWM 1976 (August/September) ermittelten Radhakrishna et al. (1978) im Oberflächenwasser des Golfes Phosphatkonzentrationen von 0,13-0,25 µmol/L, während Nitrat an den meisten Stationen nicht

nachgewiesen werden konnte. Eine ähnliche Situation wird auch von DeSousa et al. (1981) für die Zeit von August bis Oktober desselben Jahres im westlichen Golf von Bengalen beschrieben. Diese Autoren ermittelten in der Deckschicht Phosphatkonzentrationen von 0,2-0,5 $\mu\text{mol/L}$ und für Nitrat Konzentrationen von $<1\mu\text{mol/L}$ bzw. Werte unterhalb des Detektionslimits. Die Summe dieser Informationen spricht dafür, dass im Golf von Bengalen die Primärproduktion eher durch das Angebot von Stickstoff denn durch Phosphat bzw. Silikat limitiert wird, auch wenn die Rolle regenerierter Stickstoffverbindungen wie Ammonium aufgrund mangelnder Daten nicht beurteilt werden kann.

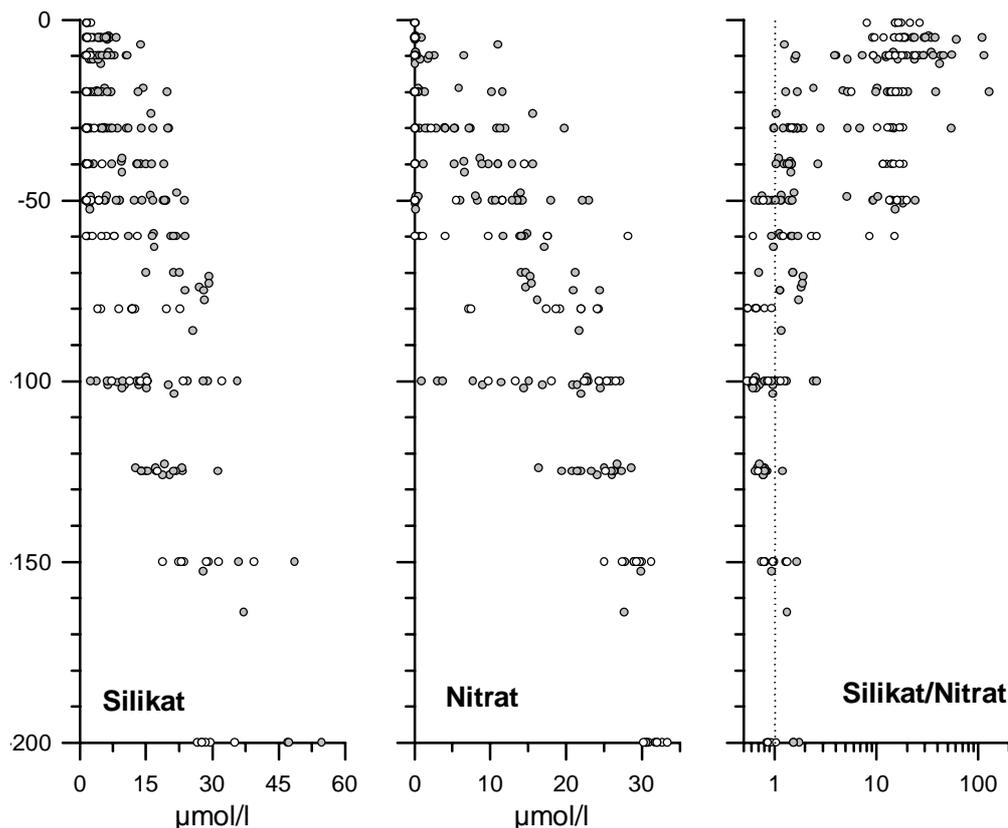


Abb. 9: Konzentration der Nährstoffe Silikat und Nitrat sowie das molare Verhältnis Silikat/Nitrat, gemessen im Oktober 1987 (weiße Kreise) und im Januar/Februar 1994 (gefüllte Kreise) entlang eines Nord-Süd-Profiles durch das Arbeitsgebiet von ca. 20°N bis 0°N.

Die Beobachtung relativ hoher Silikatwerte bis in den südlichen Golf von Bengalen (z.B. Gupta & Sarma, 1997), spricht gegen die Annahme, dass die jahreszeitlich variable fluviale Zufuhr von Silikat die saisonalen Schwankungen und zeitweilige Dominanz der Opalproduktion und -flüsse im Norden des Arbeitsgebietes verursacht. Lediglich während des NE-SW-Intermonsuns kann eine Silikatlimitierung nicht ausgeschlossen werden. Für die anderen Jahreszeiten kann davon ausgegangen werden, dass nicht das Silikatangebot, sondern erst die zusätzliche Zufuhr von Nitrat durch Winddurchmischung bzw. Auftrieb/Advektion zu bestimmten Zeiten das Wachstum der Opalschaler erlaubt, wie es auch von Marra et al. (1990) in der Sargasso See beobachtet wurde. Dies unterscheidet den Golf von Bengalen vom Arabischen Meer. Dort wird gelöstes Silikat vor allem durch Auftrieb aus tieferen Wasserschichten in die euphotische Zone gebracht (Haake et al., 1993b) und nicht wie im Golf von Bengalen oberflächennah eingetragen. Bedingt durch die Tiefenverteilung der

Nährstoffe (Nitrat und Phosphat steigen direkt unter der Deckschicht an, während die Silikatkonzentration erst unterhalb der Thermokline deutlich erhöht sind) wird im Arabischen Meer mit Einsetzen des Auftriebs nur Nitrat und Phosphat und erst im Anschluss daran, wenn auch Wassermassen von unterhalb der Thermokline aufsteigen, vermehrt Silikat eingetragen (Currie, 1992; Haake et al., 1993b). Da das Oberflächenwasser an Silikat verarmt ist, führt dort der Eintrag von Nitrat nicht sofort zur Produktion von biogenem Opal, sondern erst zu einer Blüte der kalzifizierenden Organismen (Coccolithophoriden) (Haake et al., 1993b), während im Golf von Bengalen ein vergleichbarer Eintrag von Nitrat zur Blüte von Opalschalern führen sollte.

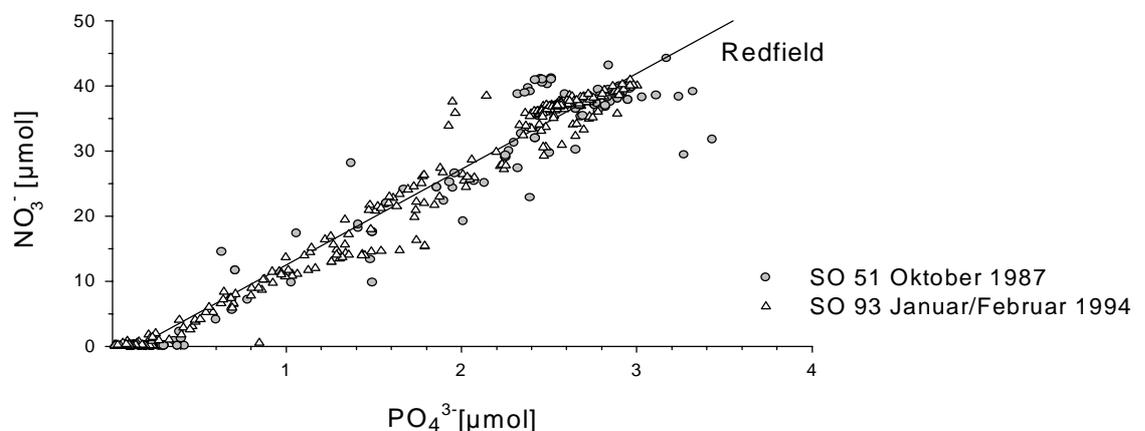


Abb. 11: Die Konzentration des Nitrats aufgetragen gegen die Konzentration des Phosphats, gemessen im Oktober 1987 und Januar/Februar 1994.

2.6. Primärproduktivität

Die Primärproduktivität im Golf von Bengalen ist im globalen Vergleich relativ hoch und liegt zwischen 60-180 (Berger et al., 1988) bzw. 125->200 g C m² y⁻¹ (Antoine et al., 1996). Unabhängig von den unterschiedlichen Berechnungsmethoden, die diesen Werten zugrunde liegen, geben die Autoren für die küstennahen Gebiete und den nördlichen Teil des Arbeitsgebietes höhere Produktivitäten an. Vierteljährlich aufgeschlüsselte, auf Messungen des Coastal Zone Colour Scanner beruhende Karten von Antoine et al. (1996) zeigen höchste Werte für die Monate Juli-September von 0,55- >1 gC m⁻² d⁻¹ nördlich von 15°N und 0,35-0,65 gC m⁻² d⁻¹ südlich davon. Ähnlich hohe Werte von 0,45- >1 gC m⁻² d⁻¹ im Norden und 0,3-0,45 gC m⁻² d⁻¹ im Süden werden für die Zeit von April-Juni angegeben, wohingegen von Oktober-März die Produktivität in den weitesten Bereichen nicht über 0,55 gC m⁻² d⁻¹ ansteigt. Direkte Messungen der Primärproduktion im nördlichen und westlichen Teil des Golfes zeigen eine ähnliche Saisonalität aber insgesamt etwas niedrigere Werte sowie eine ausgeprägte interannuelle Variation (Tab. 3).

Tab. 3: Literaturangaben zu saisonalen und regionalen Primärproduktionsraten in $\text{g C m}^{-2} \text{d}^{-1}$ im Golf von Bengalen

| | Apr-Mai 1951* | Apr-Mai 1963* | März-Apr 1975* | März-Apr 1991 [#] | Aug-Sept 1976* | Aug 1977* | Aug-Sept 1978* | Jul-Aug 1989 [#] | Dez 1991 [#] |
|------------|------------------|------------------|-------------------|-------------------------------|-------------------|--------------|-------------------|------------------------------|--------------------------|
| küstennah | 0,6 | 0,82 | 0,18 | 1,05 | 0,295 | 0,98 | 1,28 | 0,55 | 0,44 |
| küstenfern | 0,21 | 0,14 | 0,17 | 0,16 | 0,265 | 0,57 | 0,74 | 0,30 | 0,30 |
| insgesamt | 0,28 | 0,18 | 0,17 | | 0,275 | 0,64 | 0,98 | | |

* zusammengestellt in Bhattathiri et al. (1980)

[#] Gomes et al. (2000)

Die Tiefe der euphotischen Zone beträgt im Golf von Bengalen ca. 60 m und ist im Vergleich zum gesamten Indischen Ozean eher gering mächtig (Qasim, 1977). Dies ist mit dem hohen fluviatilen Eintrag partikulären Materials zu erklären, das die Lichteindringung abschwächt. Gleichzeitig ist die Bewölkung über dem Golf von Bengalen im Jahresverlauf höher als z. B. über dem Arabischen Meer (Ramage, 1971), was eine erhöhte Produktivität im Oberflächenwasser zulässt (Qasim, 1977; Radhakrishna et al. (1978); Radhakrishna, 1978). In Übereinstimmung damit konnten Gomes et al. (2000) für den SWM 1989 maximale Primärproduktivität in den oberen 10 m der euphotischen Zone und das Fehlen eines tiefen Chlorophyllmaximums (DCM) beobachten. Im Gegensatz dazu wurde in Zeiten geringerer fluviatiler Einträge und Bewölkung wie der Vormonsunzeit im März/April 1991 (Gomes et al., 2000) und Mai-Juni 1996 (Murty et al., 2000) sowie im NEM 1991 in weiten Teilen des Arbeitsgebietes ein DCM vorgefunden (Gomes et al., 2000). Während die Daten für den SWM Bereiche der nördlichen und zentralen Fallstation abdecken, liegt die südliche Station weit außerhalb des zu dieser Jahreszeit untersuchten Gebietes. Es ist daher denkbar, dass an SBBT aufgrund der dort zu erwartenden geringeren Partikelkonzentration (geringer fluviatiler Einfluss) und besseren Lichteindringung auch im SWM ein DCM auftreten und auf den Partikelfluss einwirken kann.

Die Phytoplanktongemeinschaft während des SWM 1976 im westlichen und nördlichen Golf wurde dominiert von den silikatschaligen Diatomeen (70%), gefolgt von Flagellaten (23%) und Dinoflagellaten (7%). Blaugrünalgen und Silicoflagellaten kamen in diesem Zeitraum nur untergeordnet vor (Radhakrishna et al., 1978). Eine vergleichbare Planktonzusammensetzung geben auch Devassy et al. (1983) für den nördlichen Golf im August 1977 an. Auch für Blüten, die während der Monate März und April, also im NE-SW-Intermonsun, beobachtet wurden, konnte eine Dominanz von Diatomeen festgestellt werden (Radhakrishna, 1978; Choudhury & Panigraphy, 1989). Phani Prakash & Raman (1992) beobachteten eine durch Auftrieb ausgelöste, von Blaugrünalgen (31-57%) und Diatomeen (33%) dominierte Planktonblüte im nordwestlichen Golf von Bengalen. Die Autoren gehen dabei davon aus, dass schon vor Auftriebsbeginn die Blaugrünalgen auftraten, denen erst später Diatomeen folgten. Insgesamt zeigen die genannten Untersuchungen, dass karbonatisches gegenüber silikatschaligem oder schalenlosen Phytoplankton im nördlichen und westlichen Golf von Bengalen in seiner Bedeutung zurücktritt. Die Sekundärproduktion liegt im Golf von Bengalen relativ gleichförmig bei $5-10 \text{ mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$ und liegt damit unter den Werten, die für das Arabische Meer ermittelt wurden (Qasim, 1977).

3. Methoden

3.1. Probennahme

3.1.1. Suspension

12 Suspensionsproben im nördlichen Schelfbereich des Untersuchungsgebietes wurden während des ersten Fahrtabschnittes der Forschungsfahrt SO 126 (November/Dezember 1998) genommen. Die Probennahme erfolgte mittels einer Durchflusszentrifuge des Typs Carl Padberg Z-41, die von einer Unterwasserpumpe (Grundfos Jetsub JS 2-04) mit einer Wassermenge von 10 l min^{-1} gespeist wurde. Die Pumpe wurde zu diesem Zweck direkt auf die gewählte Beprobungstiefe verbracht. Die Beprobungstiefe wurde mithilfe der CTD-Profile und des vom Institut für Meereskunde der Universität Hamburg eingesetzten Transmissiometers ermittelt. Beprobte wurden wahlweise die Oberflächenschicht, der untere Bereich der Halokline, wo eine Anreicherung der Partikel zu beobachten war, sowie der bodennahe Bereich („nepheloid layer“), in dem es zu Resuspensionsprozessen der Sedimente kommt.

Die jeweils pro Probe zentrifugierte Wassermenge wurde entsprechend der vorgefunden Partikelkonzentration zwischen 150 bis 1500 l variiert. Nach dem Zentrifugieren wurde das Probenmaterial aus dem Zentrifugenzyylinder herausgeschabt oder -gespült. Bei hoher Suspensionkonzentration und entsprechend großer Probenmenge wurde das Material dann direkt bei 40°C getrocknet oder, wenn nur geringe Probenmengen gewonnen werden konnten, vorher noch über einen $0,47 \mu\text{m}$ Polykarbonatfilter filtriert. Das getrocknete Material wurde, mit Ausnahme der Korngrößenmessung, vor der Analyse in einem Achatmörser gemörsert und homogenisiert.

Die Konzentration des suspendierten Materials (TSM) wurde aus dem Trockengewicht und der Gesamtmenge des zentrifugierten Wassers berechnet.

3.1.2. Sinkstoffe

Im Golf von Bengalen werden seit Oktober 1987 in einem gemeinsamen Projekt des Instituts für Biogeochemie und Meereschemie der Universität Hamburg und dem National Institute of Oceanography, Goa/Indien, kontinuierlich Untersuchungen des Partikelflusses an Stationen im nördlichen (NBBT-N und NBBT-S), zentralen (CBBT) und südlichen Teil (SBBT) des Arbeitsgebietes durchgeführt (Abb.1). Bei den Experimenten kommen Sedimentfallen des Typs Mark VI und Mark VII der Firma McLane Research, USA, (Honjo & Doherty, 1988) zum Einsatz, die in Tiefen zwischen 700-1150 m für die flache Falle (Ausnahme: SBBT 06) und in Abhängigkeit von der Wassertiefe zwischen 1700-3000 m für die tiefe Falle verankert wurden (Tab. 4). Die Beprobung des Partikelflusses erfolgte in Intervallen von 9,5-42 Tagen. Bei der Länge der Intervalle muss beachtet werden, dass kurze Zeiträume generell eine höhere Auflösung bieten und dadurch oft starke Schwankungen mit großen Amplituden der Partikelflüsse aufgezeichnet werden können, wohingegen lange Intervalle einen längeren Gesamtbeprobungszeitraum bei geringerem logistischen Aufwand ermöglichen, das tatsächliche Flussmuster aber erheblich glätten.

Beide im Golf von Bengalen verwendete Fallentypen sind mit einem Plastiktrichter ausgestattet, der eine obere Eintrittsöffnung von $0,5 \text{ m}^2$ aufweist. Der Neigungswinkel der Trichterwände beträgt

42°. Unter dem Trichter ist eine Rotorscheibe montiert, die mit 13 (Mark VI) bzw. 21 (Mark VII) Probenbehältern bestückt ist und, von einer programmierbaren Einheit gesteuert, die Probenflaschen in definierten Zeitabständen unter die untere Trichteröffnung bewegt, um das absinkende Material aufzunehmen. Die Steuereinheit ist nicht nur in der Lage, das Wechseln der Probenflaschen zu steuern, sondern zeichnet auch den tatsächlichen Zeitpunkt des Rotationsvorganges auf, so dass eventuelle Fehlfunktionen der Falle nach dem Bergen nachvollzogen werden können.

Tab. 4: Positionen und Verankerungstiefen der Fallen, Wassertiefe an den Stationen sowie Länge der Beprobungszeiträume und Dauer der Sammelintervalle.

| | Position N | Position E | Beprobungstiefen (m) | | | Wassertiefe m | Beprobungszeitraum | Intervalldauer Tage |
|-------------|---------------|---------------|----------------------|--------|------|------------------|--------------------|------------------------|
| | | | shallow | middle | deep | | | |
| NBBT | | | | | | | | |
| 01 | 17°27' | 89°36' | 809 | | 1727 | 2263 | 28.10.87-28.02.88 | 9,5 |
| 02 | 17°27' | 89°36' | 754 | | 1790 | 2267 | 01.04.88-06.10.88 | 14,5 |
| 03 | 17°27' | 89°36' | 967 | 1498* | 2029 | 2265 | 02.11.88-19.10.89 | 27 |
| 04 | 15°14' | 89°10' | 1131 | | 1717 | 2738 | 02.01.90-28.10.90 | 23 |
| 05 | 15°32' | 89°13' | 1131 | | 2120 | 2706 | 05.12.90-26.10.91 | 25 |
| 06 | 15°45' | 88°58' | 1156 | | 2146 | 2682 | 29.01.92-16.12.92 | 1x10, 12x26 |
| 08-N | 17°27' | 89°37' | 684 | | 1714 | 2253 | 15.02.94-09.03.95 | 4x10, 12x38 |
| 08-S | 15°32' | 89°13' | 731 | | 1666 | 2700 | 15.02.94-09.03.95 | 4x10, 12x38 |
| 09 | 17°23' | 89°42' | | 1450 | 1974 | 2228 | 01.07.95-27.12.96 | 42 |
| 10 | 17°22' | 89°42' | 862 | | 1997 | 2282 | 22.02.97-05.12.97 | 20 |
| CBBT | | | | | | | | |
| 01 | 13°09' | 84°22' | 906 | | 2282 | 3259 | 28.10.87-28.02.88 | 9,5 |
| 02 | 13°09' | 84°22' | 950 | | 2227 | 3263 | 01.04.88-06.10.88 | 14,5 |
| 03 | 13°09' | 84°21' | 950 | | 2286 | 3263 | 02.11.88-19.10.89 | 27 |
| 04 | 13°08' | 84°17' | 988 | | 2327 | 3312 | 06.04.90-21.11.90 | 1x21, 8x23, 4x6 |
| 05 | 13°09' | 84°20' | 893 | | 2282 | 3267 | 05.12.90-26.10.91 | 25 |
| 06 | 11°02' | 84°26' | | 1588 | 2527 | 3462 | 03.02.92-16.12.92 | 1x5, 12x26 |
| 07 | 13°10' | 84°20' | 899 | 1632* | 2265 | 3250 | 07.01.93-27.10.93 | 1x17, 12x23 |
| 08 | 13°07' | 84°34' | | 1451 | | 3268 | 01.11.93-09.03.95 | 13x38 |
| 09 | 13°07' | 84°34' | 862 | 1546 | | 3250 | 01.07.95-22.08.96 | 1x41, 9x42 |
| SBBT | | | | | | | | |
| 01 | 04°28' | 87°19' | 1040 | | 3006 | 4017 | 28.10.87-28.02.88 | 9,5 |
| 02 | 04°28' | 87°18' | 1017 | | 2983 | 4045 | 01.04.88-06.10.88 | 14,5 |
| 05 | 05°01' | 87°09' | 1071 | | 3010 | 3996 | 05.12.90-26.10.91 | 25 |
| 06 | 05°00' | 87°03' | 1518 | | 3011 | 3997 | 05.02.92-16.12.92 | 1x3, 12x26 |
| 07 | 05°05' | 86°47' | 1038 | | 3024 | 4000 | 01.01.93-15.10.93 | 12x23, 1x11 |
| 08 | 05°24' | 86°45' | | 1919 | | 3984 | 01.11.93-10.03.95 | 13x38 |
| | | | | | 2952 | | 01.11.93-26.02.95 | 21x23 |
| 09 | 05°24' | 86°46' | 886 | | 2968 | 3950 | 01.07.95-27.12.96 | 1x41, 12x42 |

*nicht abgebildet

Vor Aussetzen der Fallensysteme werden die Probenflaschen mit Tiefenwasser der jeweiligen Station befüllt (als Alternative, wenn kein Tiefenwasser zur Verfügung stand, wurde auch filtriertes Oberflächenwasser genommen), dem zuvor 33,3 mg/L NaCl und 3,3 mg/L HgCl₂ zugegeben wurde, um Diffusionsprozesse bzw. mikrobiellen Abbau des Probenmaterials zu unterbinden.

Nach der Bergung der Fallensysteme werden die Probenflaschen sorgfältig entfernt. Der Überstand wird vorsichtig dekantiert, über einen 0,47 µm Polykarbonatfilter filtriert und für Untersuchungen an der gelösten Substanz aufbewahrt. Der partikuläre Anteil der Proben wird mit

Hilfe eines Siebes in zwei Fraktionen $<1\text{mm}$ und $>1\text{mm}$ getrennt, da die $>1\text{mm}$ -Fraktion zumindest zum Teil aus aktiven Schwimmer besteht, die nicht zum Partikelfluss beitragen (Honjo, 1980; Lee et al., 1988). Größere Organismen wie Fische, Copepoden etc. werden entfernt. Biogeochemische Untersuchungen zeigen jedoch, dass einzelne, in den Probenbehältern enthaltene Schwimmer die Qualität des Materials beeinflussen können, auch wenn sie vor der Analyse sorgfältig entfernt werden (siehe 5.5.1). Nach einer anschließenden visuellen Untersuchung und Beschreibung des Materials werden die Proben mit Hilfe eines Probenteilers in gleiche Aliquote ($1/4$ bis zu $1/64$) aufgeteilt. Der dabei auftretende Fehler liegt bei ca. 5 Gew.-%.

Die so gewonnenen Probenanteile werden auf vorgewogene $0,47\ \mu\text{m}$ Nucleopore Polykarbonat-Membranfilter gezogen und bei 40°C getrocknet. Alle weiteren Untersuchungen werden lediglich an der Fraktion $<1\text{mm}$ vorgenommen, da davon ausgegangen wird, dass nur dieser Anteil passiv absinkt. Eine Einbeziehung der $>1\text{mm}$ -Fraktion, die zum größten Teil aus aktiven Schwimmern besteht, würde die Ergebnisse der Flussraten verfälschen (Honjo, 1980; Lee et al., 1988; Silver & Gowing, 1991).

Nach dem Trocknen wird das Material von den Filtern entfernt und in einem Achatmörser homogenisiert und in ausgeglühten Glasflaschen bis zur weiteren Analyse aufbewahrt.

Aus der Gewichts Differenz der leeren und der mit der Probe beladenen Filter wird das Gewicht der einzelnen Probenanteile ermittelt. Das Gesamtgewicht aller Anteile eines Sammelintervalls (mg) ergibt zusammen mit der Länge des Beprobungsintervalls (Tag) und der Fläche der Trichteröffnung (m^2) die Gesamtflussrate. Sie wird in Milligramm pro Quadratmeter und Tag [$\text{mg m}^{-2}\text{d}^{-1}$] angegeben. Bei der Betrachtung längerer, jahreszeitlicher oder jährlicher Perioden wird die Flussrate in Gramm pro Quadratmeter [g m^{-2}] angegeben.

Sedimentfallen werden seit mehreren Jahrzehnten zur Ermittlung des vertikalen Partikelflusses im Ozean eingesetzt. Nur sie bieten die Möglichkeit, den Partikelfluss von der Oberfläche des Ozeans in verschiedene Wassertiefen quantitativ, qualitativ und kontinuierlich zu erfassen. Allerdings hat es sich in vergleichenden Experimenten mit verschiedenen Fallentypen (Honjo et al., 1992; Gust et al., 1994) und unabhängigen Flussberechnungen anhand von ^{234}Th gezeigt (z.B. Buesseler et al., 1991), dass die Fangeffizienz der Fallen und damit der ermittelte Partikelfluss erhebliche, auch methodisch bedingte Schwankungen aufweisen kann. Insbesondere für flache Fallen ($<300\text{m}$ Wassertiefe) wurden sehr große Abweichungen zwischen berechneten und beobachteten Flüssen ermittelt (Faktor 3-10) (Buesseler et al., 1991, Murray et al., 1996). Erste Ergebnisse von ^{234}Th -Studien für in der Tiefsee verankerten Fallen im Arabischen Meer deuten jedoch darauf hin, dass die Fangeffizienz mit größerer Wassertiefe größer ist (Scholten & Mangini, 1996). Zu den Prozessen, die die Fangeffizienz der Fallen in der Tiefsee verfälschend beeinflussen, gehören:

- (i) die Einwirkung von Strömungen außerhalb und innerhalb der Fallentrichter, die das Absinken der Partikel behindern sowie Material in die Fallen hinein- und hinausspülen (Gust et al., 1994). Gust et al. (1994) haben einen Durchfluss durch verschiedene Fallentrichter von bis zu $37\ \text{l Wasser min}^{-1}$ beobachtet. Dabei hat das Falldesign (Konus

oder Trichter) einen erheblichen Einfluss auf die hydrodynamischen Eigenschaften der Fallen (Gust et al., 1992; Honjo et al., 1992).

(ii) der Einfluss von Schwimmern (z.B. Lee et al., 1988, Lee et al., 1992)

Neben diesen Faktoren, die die Menge des gesammelten Materials beeinflussen, kann auch die Quellregion der Partikel nicht eindeutig bestimmt werden. Da Strömungen auf die absinkenden Partikel während des Absinkens einwirken, nimmt zum Beispiel die Größe des theoretisch beprobten Bereich des Oberflächenwassers mit zunehmender Verankerungstiefe zu (Siegel & Deuser, 1997). Ein lateraler Eintrag z.B. durch Resuspension von Schelfsedimenten (Honjo, 1980) oder die Neubildung von Partikeln in größerer Wassertiefe (z.B. Karl & Knauer, 1984, Knauer et al., 1984, Urrère & Knauer, 1981) ist ebenfalls ein häufig beobachtetes Phänomen, das die Messung des vertikalen Partikelflusses beeinträchtigt.

Trotz all dieser genannten Unzulänglichkeiten hat der Einsatz von Sedimentfallen in den letzten Jahrzehnten entscheidend zum Verständnis der marinen Sedimentationsvorgänge und der Stoffkreisläufe beigetragen (siehe 1.).

3.1.3. Sedimente

Die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Sedimente wurden während zwei Forschungsfahrten des F/S Sonne (SO 51 und SO 93) gewonnen. Bei GB 6 und GB 23 (Abb. 3) handelt es sich um ungestörte Oberflächensedimente, die im Oktober 1987 mit einem Kastengreifer beprobt wurden. KL 120 und KL 126 wurden im Februar 1994 mit Hilfe eines Kolbenlotes gewonnen. Bei dieser Methode der Sedimentnahme kann eine Störung der Oberfläche nicht ausgeschlossen werden. Die Sedimente wurden nach der Probennahme bei ca. 40°C getrocknet und vor der Analyse in einem Achatmörser gemörsert und homogenisiert.

3.2. Analytische Arbeiten

3.2.1. Karbonat

Der Gehalt der Proben an karbonatischem Material wurde mit einem Charmograph 6 der Firma Wösthoff Chemie ermittelt. Zur Analyse wurden dabei jeweils 10-15 mg der Proben eingewogen und mit 2n Phosphorsäure versetzt und erhitzt. Das dabei frei werdende CO₂ wird durch eine 0,1n Natronlauge geleitet. Die daraus resultierende Veränderung der Konduktivität der Lauge wird gemessen und von einem angeschlossenen Schreiber aufgezeichnet. Der Vergleich mit reinen Kalziumkarbonatstandards erlaubt die Berechnung des Karbonatgehaltes in den Proben. Der bei Doppelbestimmungen auftretende Fehler liegt bei 1,6% (Hoffmann, 1990).

3.2.2. Opal

Der Opalgehalt der Proben wurde in leicht modifizierter Form gemäß der von Mortlock & Froehlich (1989) beschriebenen Methode bestimmt. Dafür werden jeweils 3-4 mg der Probensubstanz in Szintillationsflaschen eingewogen, mit 0,5-1 ml 1n HCl zur Entkarbonatisierung versetzt und bei 40-60°C getrocknet. Anschließend wird die Probe zur Entfernung des organischen Materials mit 0,5-1 ml 2%iger H₂SO₄ versetzt und erneut bei 40-60°C bis zur Trockne eingedampft. Nach Zugabe von 10 ml Na₂CO₃-Lösung (7%) wird das Material bei zugeschraubtem Deckel 5 Stunden bei 85°C gekocht, um das biogene Opal aufzuschließen.

0,2 ml der auf Zimmertemperatur abgekühlten Lösung werden zu 9,8 ml bidest. H₂O gegeben und mit 100 µl einer 0,05 M Ammoniumheptamolybdatlösung versetzt. Nach Ablauf einer halben Stunde bildet sich ein gelber Silizium-Molybdän-Komplex. Überschüssiges Molybdat und Phosphat werden mit 100 µl einer 0,8 M Oxalsäure maskiert, bevor durch Zugabe von 100 µl einer 0,016 M Ascorbinsäurelösung ein blauer Silizium-Molybdän-Komplex entsteht. Die Intensität der Blaufärbung ist proportional zum Siliziumgehalt und wird photometrisch bei 880 nm gemessen. Mit Hilfe einer Standardreihe (Merck Silizium-Standardlösung, 0,1 %ig Si, SiCl₄ in NaOH 5 mol/l) werden die dabei gewonnenen Messwerte in den Anteil des biogenen Opals umgerechnet. Aufgrund der Annahme, dass Opal zu 10% aus Wasser besteht (SiO₂ * 0,4 H₂O), werden die ermittelten Si-Gehalte mit dem Faktor 2,4 multipliziert und als Opal angegeben (Mortlock & Froehlich 1989). Aus den Doppelbestimmungen ergibt sich eine Standardabweichung von 1% Opal.

Die hier angewandte Methode gehört zu den gebräuchlichen Methoden der biogenen Silikatmessung. In einem interlaborativen Vergleich konnte jedoch gezeigt werden, dass die Messung biogenen Opals (in Sedimenten) vor allem in Abhängigkeit von Art und Konzentration der zur Lösung des Silikat benutzten Lauge und von der Kochdauer stark variierte. Ermittelte Standardabweichungen waren am höchsten (67,5%) bei niedrigen Konzentrationen (1,31±0,88 wt%) von SiO₂ und am geringsten (21,2%) bei hohen Konzentrationen (44,3±9,38 wt%) (Conley, 1998).

3.2.3. Kohlenstoff und Stickstoff

Der Gehalt an Gesamtkohlenstoff und -stickstoff wurde mit einem Carlo Erba Nitrogen Analyzer 1500 bestimmt. Dazu werden 2-4 mg der jeweiligen Probe in Zinnkartuschen eingewogen. Sie werden unter Zufuhr von Sauerstoff bei 1020 °C verbrannt. Die dabei entstehenden Gase, überwiegend NO_x, N₂ und CO₂, werden über katalysatorisch wirkendes Chromtrioxid und silberbeschichtetes Kobaltoxid geführt. Dadurch werden die bei der Messung störenden Verbrennungsprodukte wie Halogen- und Schwefelverbindungen zurückgehalten. Die verbleibenden Gase werden über 650 °C heißes elementares Kupfer geleitet, wodurch überschüssiger Sauerstoff gebunden und die Stickoxide zu N₂ reduziert werden. Anschließend wird enthaltenes Wasser von einem Magnesiumperchlorat-Filter gebunden, so dass nur noch N₂ und CO₂ über die Trennsäule geführt und dort getrennt werden. Im eigentlichen Analysevorgang werden die beiden Gase von einem konstanten Heliumstrom (80 l min⁻¹) getragen. Ihre Konzentration wird über die jeweilige Wärmeleitfähigkeit in einem

Wärmeleitfähigkeitsdetektor ermittelt. Als Bezug dient dabei ein parallel laufender Heliumstrom (30 l min⁻¹). Die Differenzen der Leitfähigkeiten des Heliums und der zu analysierenden Gase werden von dem angeschlossenen Integrator (Data Processor DP 110-PCR) gegen einen Sulfanilamid-Standard (C=41,84%, N=16,27%) geeicht und als %-Gesamtkohlenstoff und %-Gesamtstickstoff angegeben. Die aus den Doppelbestimmungen errechnete Standardabweichung liegt für den Gesamtkohlenstoff bei 0,05 %, für den Gesamtstickstoff bei 0,02 %. Aus der Differenz zwischen Gesamtkohlenstoff (C_{tot}) und Karbonatkohlenstoff (C_{carb}) wird der Gehalt an organischem Kohlenstoff (POC) ermittelt. Der Anteil des partikulären organischen Materials an der Probe ergibt sich aus der Multiplikation des POC-Gehaltes mit 1,8 (Müller et al., 1986).

3.2.4. Lithogenes Material

Die Anteile des lithogenen Materials an der Probensubstanz werden aus der Differenz zwischen Gesamtmaterial und der Summe aller biogen gebildeten Komponenten (biogenes Opal, Karbonat und organisches Material) errechnet. Eine gute Korrelation zwischen auf diese Art ermittelten Lithogenflussraten und dem Fluss von partikulärem Aluminium als Anzeiger für die lithogene Komponente wurde an Sinkstoffen aus dem Südchinesischen Meer festgestellt (Abschlussbericht Südmeer I+II, 1999).

3.2.5. Kohlenhydrate

Zur Bestimmung des Zuckergehaltes werden 45-55 mg der getrockneten Probensubstanz eingewogen und in zuvor ausgeglühten Glasampullen mit 3 ml einer 2n HCl versetzt und unter Argon bei 105°C 3,5 Stunden hydrolysiert (Mopper, 1978). Von dem auf Zimmertemperatur abgekühlten Hydrolysat werden 2 ml partikelfrei aufgenommen, in einen Spitzkolben überführt, in den zuvor 40µl eines Glycerin/Äthanol-Gemisches zugegeben wurden (Dawson & Mopper, 1978) und bei 40°C in einem Rotationsverdampfer bis zur Trockenheit eingedampft. Der Rückstand wird in ca. 100 ml Reinstwasser (Nannopur, Merck) aufgenommen, elektrodialytisch entsalzt, über einen Glasfaserfilter filtriert und erneut vollständig eingedampft. Zur Analyse wird der Rückstand in einer definierten Menge Reinstwassers aufgenommen und in einen für die Zuckermanalytik modifizierten Aminosäureanalysator der Firma Pharmacia/LKB Biochrom (Alpha Plus 4151 Amino Acid Analyser) eingespritzt. Die Probe wird dort in einem 0,5 M Boratpuffer aufgenommen, wodurch die Zuckermonomere mit den Borat-Ionen einen negativ geladenen Komplex bilden, und in diesem Medium über eine Anionenaustauschersäule geführt. Die einzelnen Zucker-Boratkomplexe treten in eine spezifische Wechselwirkung mit dem Austauscherharz und werden bei Zugabe eines 0,6 M Boratpuffers nacheinander von der Säule eluiert (Tab. 5, 6). Bei Kontakt mit der Reagenz (Tab) im Reaktionscoil reduzieren die freien Zucker die Kupfer(II)-Ionen der Reagenz zu Kupfer(I), das mit Natrium-Bicinchoniat zu einem blau-violetten Komplex reagiert. Die Intensität der Färbung ist äquivalent zur enthaltenen Zuckermenge und wird in einer Photozelle gemessen. Mit Hilfe der

spezifischen Retentionszeiten der einzelnen Zucker werden diese qualitativ bestimmt, die quantitative Bestimmung erfolgt durch einen Vergleich mit einem genau definierten Standard.

Tab. 5: Technische und chemische Parameter der CHO-Analyse

| | |
|----------------|---|
| Harz: | Anionenaustauscherharz DA-X4-20 (Durrum Chemicals Co.) in Boratform |
| Säule: | 270x4 mm Stahlsäule mit Elektrothermoelement |
| Puffer 1: | 0,5 M Borsäure H ₃ BO ₄ , pH 8,6 |
| 2: | 0,6 M Borsäure H ₃ BO ₄ , pH 8,6 |
| Reagenz: | gepufferte Bicinchoniat-Cu ²⁺ -Asparaginsäurelösung |
| Flussraten: | Puffer: 17ml/h, Reagenz: 11,5 ml/h |
| Reaktionscoil: | 10m x 0,3 mm Teflonschlauch |
| Reaktionsbad: | Silikonöl, 127 °C |
| Analysezeit: | 181 min |
| Detektor: | Photometer mit Durchflusszelle |
| Messbereich: | 570 nm |

Tab. 6: Analyseschritte der CHO-Trennung

| Schritt | Temp [°C] | Zeit [min] | Puffer | Reagenz | Kapselladevorgang |
|---------|-----------|------------|--------|---------|-------------------|
| 1 | 72 | 10 | 1 | X | |
| 2 | 72 | 90 | 2 | X | |
| 3 | 72 | 50 | 2 | X | |
| 4 | 72 | 30 | 1 | X | |
| 5 | 72 | 1 | 1 | X | X |

3.2.6. Aminosäuren und Aminosucker

Die Aminosäuren- und Aminosuckerbestimmung erfolgte mit einem Pharmacia Aminosäureanalysator LKB 4151 Alpha Plus. Zur Analyse werden 10-15 mg der Probe in eine zuvor ausgeglühte Glasampulle gegeben, mit 3 ml 6n HCl versetzt und unter Argon für 22 Stunden bei 110°C hydrolysiert. 2 ml des auf Zimmertemperatur abgekühlten Hydrolysats werden partikelfrei aufgenommen, in einen Spitzkolben transferiert und bei 40°C in einem Rotationsverdampfer getrocknet. Der Rückstand wird mehrmals in Reinstwasser aufgenommen und eingedampft, um überschüssige Salzsäure zu entfernen. Von der dann in 0,5-1ml Verdünnungspuffer aufgenommenen Probe werden 40-70 µl zur Analyse eingespritzt. Dabei wird die Probenlösung auf eine Kationenaustauschersäule gebracht. Bei variierenden Temperaturen werden Pufferlösungen mit unterschiedlichen pH-Werten über die Säule gepumpt, so dass die Aminosäuren und -zucker entsprechend ihrer isoelektrischen Punkte nacheinander eluiert werden (Tab. 7, 8). Sie bilden zusammen mit der Reagenz fluoreszierende Komplexe. Die Intensität der Fluoreszenz wird mit einem Shimadzu Fluoreszenzdetektor erfasst und aufgezeichnet. Der Gehalt an Aminosäuren und -zuckern ist dabei proportional zur gemessenen Fluoreszenz und wird mit Hilfe eines Standards berechnet. Die einzelnen AA und AS werden anhand ihrer Retentionszeiten identifiziert.

Da durch die Hydrolyse mit einer partiellen Zerstörung der Aminosucker zu rechnen ist, wurde auf sie ein Korrekturfaktor von 1,4 angewandt (Müller et al., 1986).

Tab. 7: Analyseprogramm zur Bestimmung der AA und AS mit dem Alpha Plus 4151

| Schritt | Temp [°C] | Zeit [min] | Puffer | Reagenz | Kapsel |
|---------|-----------|------------|--------|---------|--------|
| 1 | 60 | 18 | 2 | X | |
| 2 | 60 | 5 | 3 | X | |
| 3 | 60 | 3 | 2 | X | |
| 4 | 64 | 13 | 3 | X | |
| 5 | 66 | 20 | 4 | X | |
| 6 | 70 | 60 | 5 | X | |
| 7 | 80 | 8 | 6 | X | |
| 8 | 85 | 5 | 1 | X | |
| 9* | 80 | 13 | 1 | | |
| 10 | 66 | 5 | 1 | X | |
| 11 | 63 | 2,5 | 1 | X | |
| 12 | 60 | 0,5 | 2 | X | |
| 13 | 60 | 1 | 1 | X | |
| 14 | 60 | 1 | 1 | X | X |

*=Durchflussrate 120%

Tab. 8: Pufferansatz für die AA- und AS-Analytik

| Puffer | Grundansatz pro Liter |
|--------|---|
| 1 | 15,68 g Natriumcitrat 1,17 g Natriumchlorid 30 ml Isopropanol |
| 2 | 15,68 g Natriumcitrat 10,0 mg Borsäure |
| 3 | 15,68 g Natriumcitrat 20,0 mg Borsäure |
| 4 | 15,68 g Natriumcitrat |
| 5 | 15,68 g Natriumcitrat 12,717 g Lithiumchlorid 100,0 mg Borsäure |
| 6 | 15,68 Natriumcitrat 43,25 g Natriumchlorid 250-500 mg Titriplex |

Tab. 9: Technische und chemische Parameter der AA- und AS-Analyse

| | |
|-------------|---|
| Harz: | DC 4 -75 spezial |
| Säule: | Nr. 138, 140 x 4 mm Stahlsäule |
| Puffer 1: | Natriumborat, pH 2,80 |
| 2: | Natriumborat, pH 3,40 |
| 3: | Natriumborat, pH 4,60 |
| 4: | Natriumborat, pH 6,10 |
| 5: | Natriumborat, pH 9,40 |
| 6: | 0,4 n NaOH |
| Reagenz: | o-Phtaldialdehyd |
| Flussraten: | Puffer: 25ml/h, Reagenz: 30ml/h |
| Detektor: | Shimadzu Fluoreszenzdetektor mit 100 µl Durchflussszelle |

3.3. Ozeanoberflächentemperaturen und Windgeschwindigkeiten

Die in dieser Arbeit benutzten Ozeanoberflächentemperaturen (SST) werden vom Integrated Ocean Services System Bulletin (IGOSS, 1999) über das Internet zur Verfügung gestellt. Die wöchentlichen oder monatlichen Durchschnittsdaten werden in einer Auflösung von einem Grad angeboten. Bei den Daten für die Jahre 1981-1989 handelt es sich um *in situ* gemessene Werte des Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set (COADS) (Slutz et al., 1985). Für die Zeit nach 1989 wurden neben den *in situ*-Messungen auch Satellitendaten und anhand von Eisbedeckung simulierte Daten einbezogen (Reynolds, 1988, Reynolds & Marsico, 1993).

Wöchentlich gemittelte Windgeschwindigkeiten wurden aus Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I)–Messungen von Oktober 1987-Dezember 1996 abgeleitet und freundlicherweise von T.Rixen zur Verfügung gestellt. Die dabei erreichte Genauigkeit liegt bei $1,4 \text{ m s}^{-1}$ (Rixen, 1995; Rixen et al., 1996).

4. Ergebnisse

Neben den im Rahmen dieser Arbeit erhobenen Daten wurden auch Ergebnisse früherer, im Zuge der Langzeituntersuchung im Golf von Bengalen angefertigten Dissertationen und Diplomarbeiten in die Diskussion miteinbezogen. Tab. 10 gibt einen Überblick über die Quellen der verschiedenen Datensätze.

Tab. 10: Quellen der in dieser Arbeit verwendeten Daten. Bulk bezeichnet die Gesamtpartikelflüsse sowie die Anteile der Hauptkomponenten Karbonat, biogenes Opal, lithogenes Material, organischer Kohlenstoff und Gesamtstickstoff.

| | Bulk | AA | CHO | $\delta^{15}\text{N}$ | $\delta^{13}\text{C}$ |
|-------------------|----------------|------------------|---------------|-----------------------|-----------------------|
| Sinkstoffe | | | | | |
| 10/87-02/88 | Bartsch, 1992 | Bartsch, 1992 | Bartsch, 1992 | Schäfer, 1994 | |
| 04/88-10/88 | Bartsch, 1992 | Bartsch, 1992 | Bartsch, 1992 | Schäfer, 1994 | diese Arbeit |
| 11/88-10/89 | Bartsch, 1992 | Schäfer, 1994 | diese Arbeit | Schäfer, 1994 | |
| 04/90-11/90 | Schäfer, 1994 | Schäfer, 1994 | diese Arbeit | Schäfer, 1994 | |
| 12/90-10/91 | Tiemann, 1995 | Tiemann, 1995 | diese Arbeit | Schäfer, 1994 | |
| 02/92-12/92 | diese Arbeit | | diese Arbeit | Schäfer* | |
| 01/93-10/93 | diese Arbeit | | | Schäfer* | |
| 11/93-03/95 | diese Arbeit | | | Schäfer* | diese Arbeit |
| 07/95-08/96 | diese Arbeit | | | Schäfer* | |
| 02/97-12/97 | diese Arbeit | | | | |
| Suspension | | | | | |
| | diese Arbeit | diese Arbeit | diese Arbeit | diese Arbeit | diese Arbeit |
| Sedimente | | | | | |
| KL 126, 120 | diese Arbeit | diese Arbeit | diese Arbeit | | |
| GB 6, 23 | Hoffmann, 1990 | Ahrens-Sobanski* | | Schäfer, 1994 | |

*unveröffentlichte Daten

4.1. Suspensionsproben

Die Konzentration der im Schelfbereich vor der Mündung des Ganges-Brahmaputra gewonnenen Schwebstoffe (TSM) reichte von 0,15-395 mg/L. Die Proben bestanden zu 47-92% aus

lithogenem Material, wobei der Anteil dieser Komponente in der Nähe zur Flussmündung am höchsten war. Der Gehalt an organischem Kohlenstoff von 0,5-14,7% war negativ mit dem lithogenen Material korreliert. Karbonat machte nur 0,5-3,6 % des Gesamtmaterials aus. Der Anteil des biogenen Opals lag mit durchschnittlich 9% höher und variierte zwischen 3,5-35% (Tab. 11).

Die Analysen der labilen organischen Bestandteile Aminosäuren (AA), Aminosucker (AS) und Kohlenhydrate (CHO) ergaben für die einzelnen Proben sehr unterschiedliche Ergebnisse. AA+AS trugen zwischen 8,01 und 37,64% zum organischen Kohlenstoff und 21,5 und 77,12 % zum Gesamtstickstoff bei. Die Kohlenhydrate machen mit 1,95-13,17% einen vergleichsweise kleinen Teil des organischen Kohlenstoffs aus. Generell war der Anteil der labilen Komponenten im mündungsnahen Bereich am niedrigsten, im distalen Oberflächenwasser am höchsten.

Untersuchungen der stabilen Isotopenverhältnisse $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{15}\text{N}$ ergaben Werte zwischen – 27,19 und –21,25 ‰ für Kohlenstoff und 1,92-5,89 ‰ für Stickstoff.

4.2. Sinkstoffe: Gesamtfluss und Hauptkomponenten

4.2.1. Nördlicher Golf von Bengalen

NBBT-N: Der Gesamtfluss im nördlichen Golf von Bengalen variierte in dem untersuchten Zeitraum von Oktober 1987 bis Dezember 1997 zwischen 20 und 375 $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ in den flachen und 57-316 $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ in den tiefen Fallen. In den Jahren 1988 und 1997 wurden maximale Flussraten während des SWM, in den Jahren 1989, 1994 und 1996 hingegen während des NE-SW-Intermonsuns beobachtet. An dieser nördlichsten Station ist das lithogene Material mit 16-68% Hauptbestandteil des vertikalen Partikelflusses. Die Flussraten der mineralischen Komponente nehmen im Durchschnitt mit der Tiefe zu und erreichen maximale Werte während der Hochflussphasen, insbesondere während des SWM 1988. Im Mittel macht das lithogene Material 35,5 und 39 % des Gesamtflusses in der flachen bzw. tiefen Falle aus, gefolgt von Karbonat (12-65%) und biogenem Opal (8-35%) (Abb. 12, Tab. 13). Mit Ausnahme der SWM 1988 und 1997 liegen die Flüsse des Opals während der Hochflussphasen unter denen des Karbonats. Das organische Material trägt mit 7-31% zum Gesamtfluss bei. Es zeigt im wesentlichen die gleiche Saisonalität wie auch das Gesamtmaterial. Extrem hohe POC-Flüsse in der flachen Falle (35 $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$) in einer Probe des Jahres 1989 sind nicht an biogene Komponenten gekoppelt. Hohe AA-C% (Schäfer, 1994) und niedrige CHO-C% Werte gemeinsam mit erhöhten $\delta^{15}\text{N}$ -Werten (Schäfer, 1994) lassen jedoch die Annahme zu, dass dieses Maximum an das Auftreten eines proteinreichen Schwimmers (Fisch oder Garnele) gekoppelt ist.

NBBT-S: An der südlichen NBBT-Station wurden Gesamtflussraten von 35-238 und 44-255 $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ in der flachen und tiefen Falle gemessen. Auch hier wurden höchste Flüsse während des Sommermonsuns aufgezeichnet. Außerordentlich hohe Flussraten wurden im Jahr 1994 beobachtet. Im Gegensatz zur Nordstation wurde das Material an NBBT-S vom Karbonatanteil in Höhe von 18-66% dominiert, Opal macht 12-31% des Gesamtmaterials aus. Die Karbonatflüsse zeigen außer im Jahr 1994 keine ausgeprägte Saisonalität, während das opaline Material in der Regel SWM-Maxima aufweist. Lithogene Partikel machten nur 13-52% der Sinkstoffe an dieser Station aus. Sie erreichen

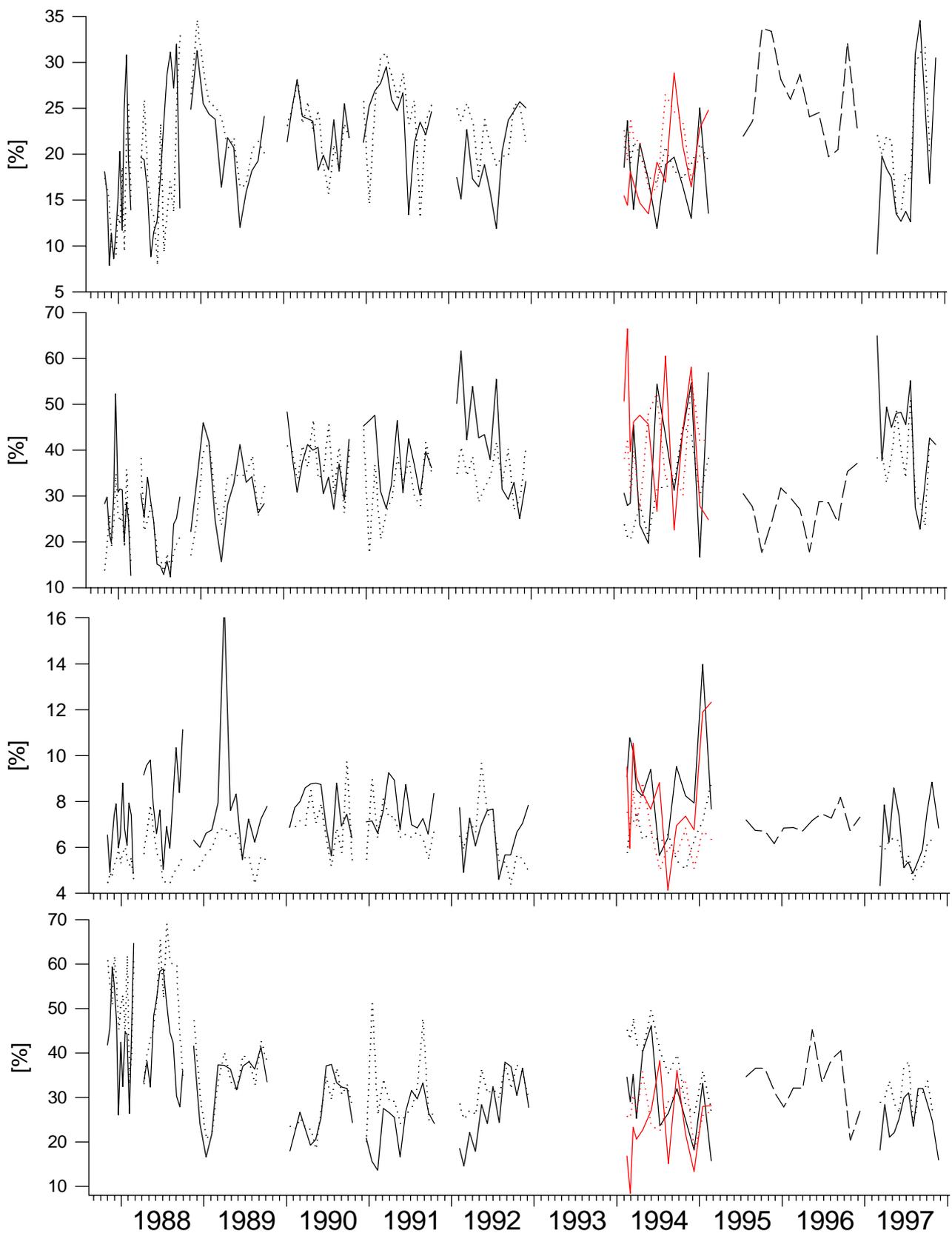


Abb. 12: Prozentuale Anteile der Hauptkomponenten an den Sinkstoffen der flachen (—), mittleren (---) und tiefen (.....) Fallen im nördlichen Golf von Bengalen. Von oben nach unten: Opal, Karbonat, organischer Kohlenstoff und lithogenes Material. Zur besseren Unterscheidung sind die Daten von NBBT-S des Jahres 1994 rot dargestellt.

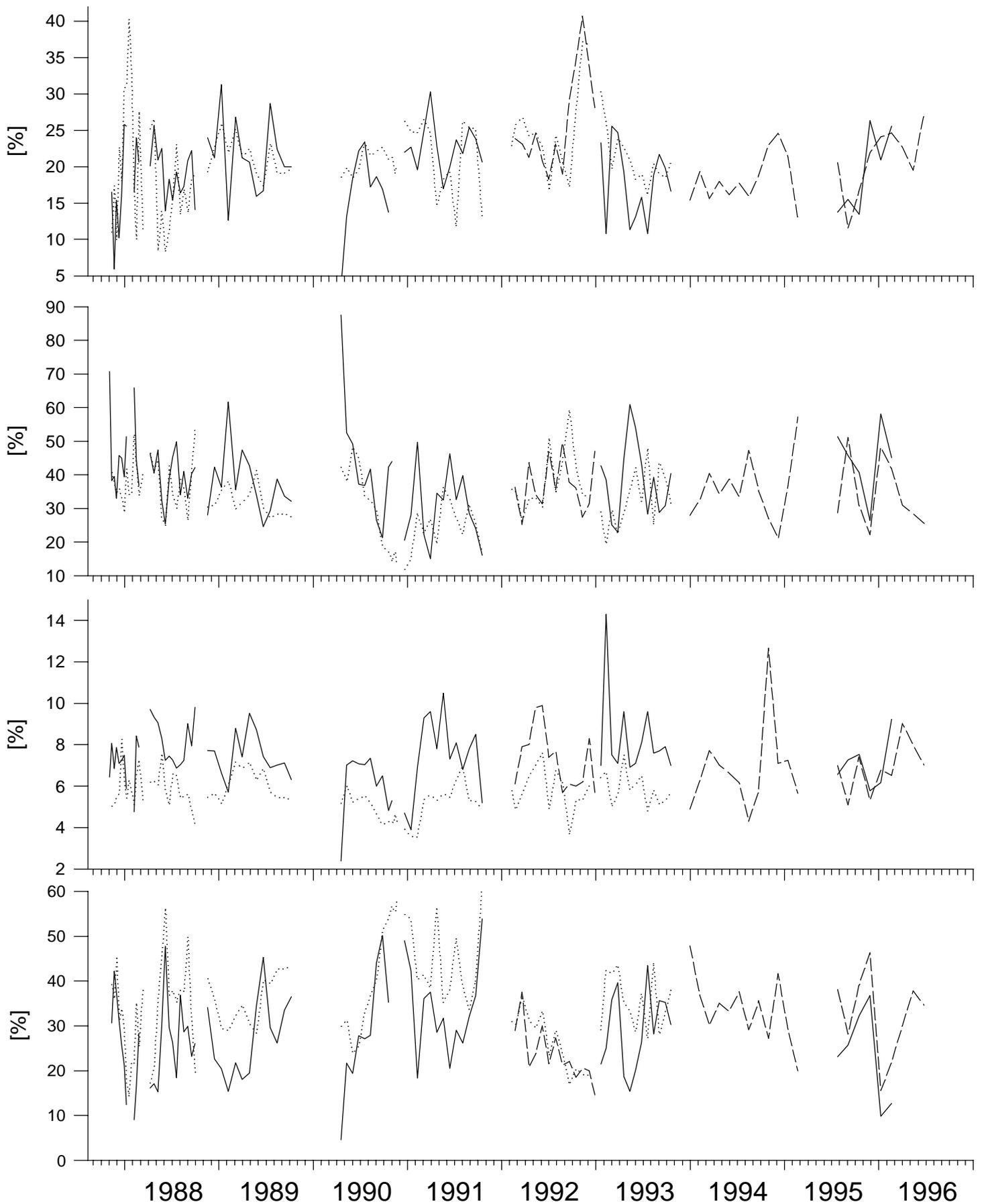


Abb. 13: Prozentuale Anteile der Hauptkomponenten an den Sinkstoffen der flachen (—), mittleren (---) und tiefen (····) Fallen im zentralen Golf von Bengalen. Von oben nach unten: Opal, Karbonat, organischer Kohlenstoff und lithogenes Material.

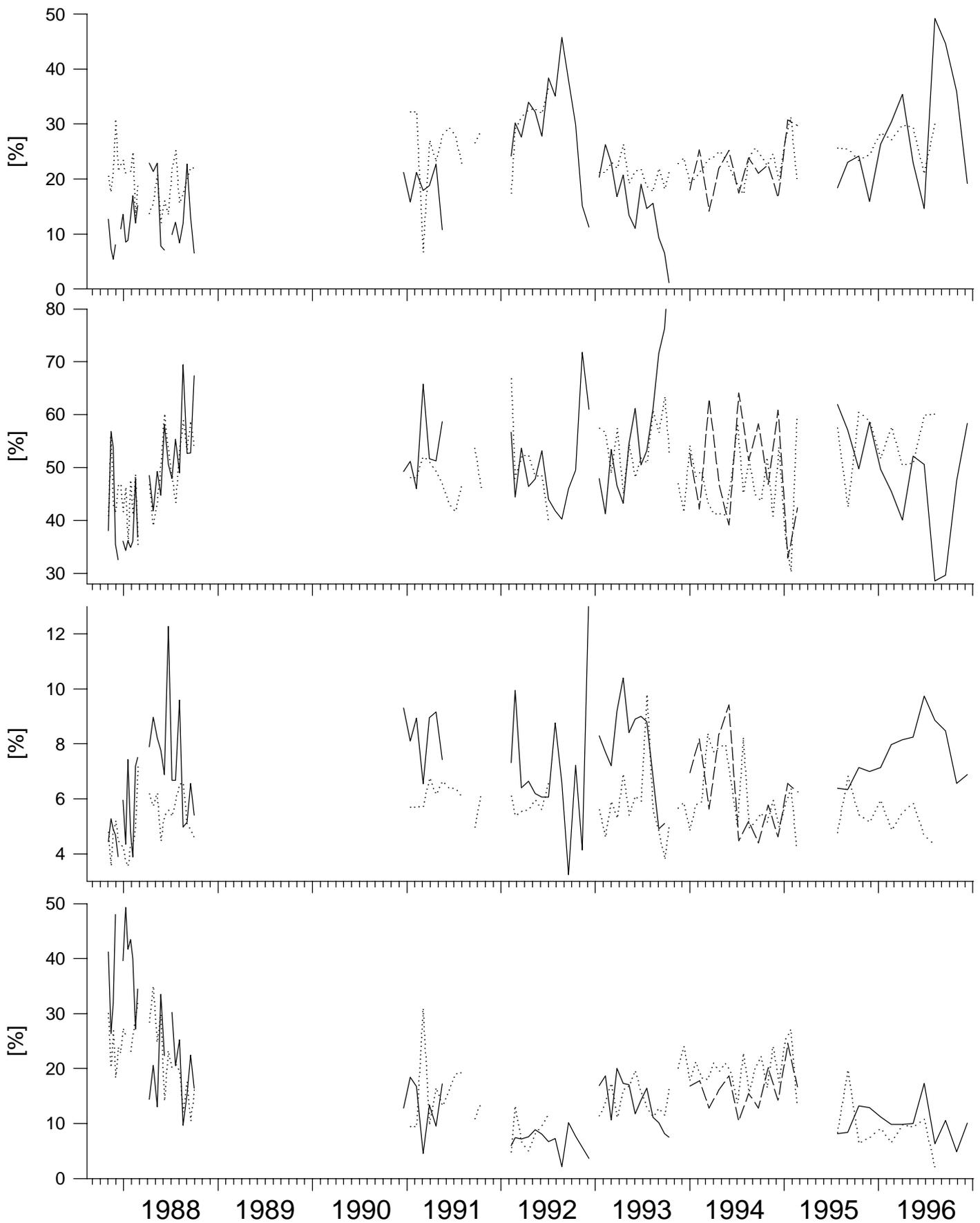


Abb. 14: Prozentuale Anteile der Hauptkomponenten an den Sinkstoffen der flachen (—), mittleren (---) und tiefen (····) Fallen im südlichen Golf von Bengalen. Von oben nach unten: Opal, Karbonat, organischer Kohlenstoff und lithogenes Material.

ein Flussmaximum im SWM. Das organische Material zeigte eine geringere Variationsbreite von 7-22% (Tab. 13).

4.2.2. Zentraler Golf von Bengalen

An der zentralen Station wurden in der flachen Falle Flüsse von 7-270, in der tiefen Falle von 52-340 $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ erfasst. Erhöhte Flussraten wurden während beider Monsunphasen beobachtet. Außergewöhnlich hohe Flüsse mit maximalen Anteilen von lithogenem Material wurden von August 1990 bis Februar 1991 verzeichnet. Die Beiträge der einzelnen Komponenten in der flachen (tiefen) Falle lagen bei 15-88% (12-59%) für Karbonat, 4-31% (8-40%) für Opal und 5-54 % (14-61%) für das lithogene Material (Abb. 13, Tab. 13). Die Karbonatflüsse zeigen Maxima während beider Monsunphasen, das opaline Material hingegen vor allem während des SW-NE-Intermonsuns. Das organische Material machte 4-26% des Gesamtflusses aus mit generell erhöhten Werten in der flachen Falle (Tab. 13). Die durchschnittliche Zusammensetzung des Materials in den flachen Fallen ähnelt der an NBBT-S, während die tiefe Falle Werte zeigt, die mit denen der NBBT-N Station vergleichbar sind.

4.2.3. Südlicher Golf von Bengalen

Der südliche Golf von Bengalen ist gekennzeichnet von Gesamtflüssen von <1-327 in der flachen und 45-253 $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ in der tiefen Falle. Die Hauptflussphase ist eng an den SWM gekoppelt. An dieser südlichsten Station werden die Flüsse von hohen Anteilen von 29-92% (Mittel: ~50%) an Karbonat dominiert. Der Gehalt an biogenem Opal variiert zwischen 1-49% mit einem mittleren Anteil von ungefähr 24% (Abb. 14). Es weist eine höhere interannuelle Variabilität der Flüsse auf als Karbonat. Höchste Opalflüsse wurden 1992 und 1996 gemessen, niedrigste im Jahr 1988. Verglichen mit den anderen Stationen ist das lithogene Material mit einem mittleren Anteil von 12% (flach) und 15% (tief) von geringerer Bedeutung für den Gesamtfluss. Der Beitrag der organischen Substanz lag zwischen 5-24% (Tab. 13).

4.3. Sinkstoffe: Partikuläre hydrolysierbare Kohlenhydrate

Die Flüsse der partikulären hydrolysierbaren Kohlenhydrate (CHO) im Golf von Bengalen zeigen ein den Gesamtflüssen vergleichbares Muster und variieren zwischen 0,18-3,16 $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$. In der Regel nehmen sie mit der Tiefe ab. Maximale durchschnittliche Flüsse von 1,24 (1,07) wurden in der flachen (tiefen) NBBT-N Falle ermittelt, gefolgt von CBBT mit 0,85 (0,76), SBBT mit 0,76 (0,56) und NBBT-S mit 0,67 (0,5) $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$.

Ihr Beitrag zum organischen Kohlenstoff (CHO-C%) beträgt 1,1-13% für die flachen und 1,3-11,2% für die tiefen Fallen. Im Durchschnitt tragen sie mit 4,3-4,63 % (3,42-5,21) zum POC in den flachen (tiefen) Fallen bei.

Die durchschnittliche spektrale Zusammensetzung wird durch hohe Anteile von Glukose (Glc) und Galaktose (Gal) (~23-29 Mol-%) dominiert. Mannose (Man) und Xylose (Xyl) tragen 15-18 bzw. 9-

13 Mol-% bei. Rhamnose (Rha) und Σ Arabinose+Fucose (Ara+Fuc) machen 6-10 Mol-% aus, während Ribose (Rib) und Fruktose (Fru) <6 Mol-% beitragen.

5. Diskussion

5.1. Schwebstoffe im Schelfbereich

Um den Einfluss der fluviatil eingetragenen Sedimentfracht auf die Qualität und Verteilung der Suspension im Schelfbereich vor der Mündung des Ganges-Brahmaputra zu untersuchen, wurde im Zeitraum vom 22.11.-3.12.1997, also zum Ende der Hauptabflussphase dieser beiden großen Flüsse, die Suspension im Schelfbereich des nördlichen Golf von Bengalen beprobt (Abb. 15).

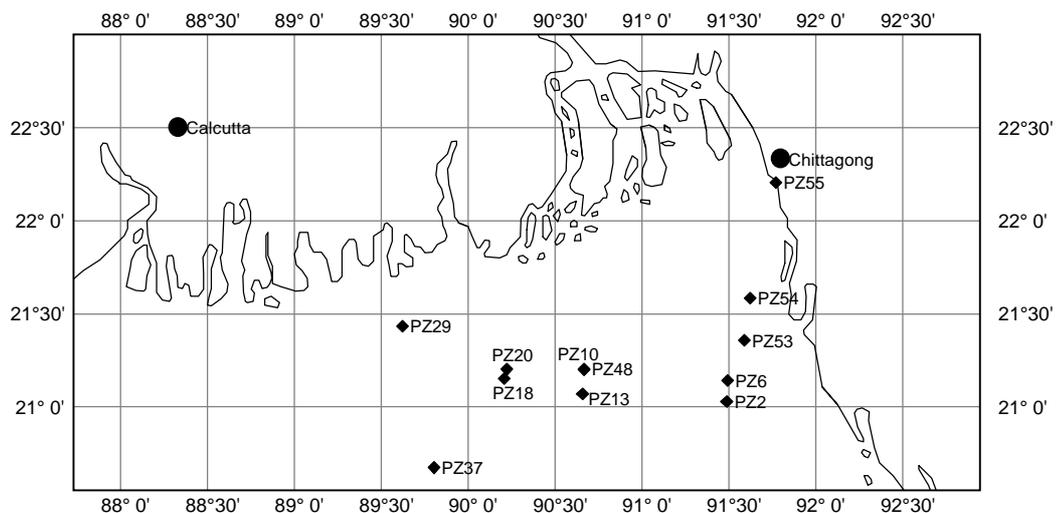


Abb. 15: Stationen im Schelfbereich des nördlichen Golf von Bengalen, an denen während der Forschungsfahrt SO 126 Suspensionsproben gewonnen wurden.

Die Verteilung der suspendierten Partikel im Schelfgebiet zeigt eine deutliche Abnahme der Suspensionskonzentration mit Entfernung zum Mündungsbereich und lässt auf eine rasche Deposition der fluviatil eingetragenen Schwebstoffe schließen (Tab. 11). Dies ist in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von Madhusudana Rao (1985), der für den distalen Schelf vergleichbare Gesamtsuspensionsgehalte (TSM) angibt.

Generell hohe Lithogengehalte von durchschnittlich 80% (47-92%) (Tab.11) sind Ausdruck des terrigenen Eintrags als dominante Quelle suspendierter Partikel in dieser Region. Die Variabilität der POC-Gehalte von 0,5-14,7% ist größer als sie z.B. vor der Mündung des São Francisco beobachtet wurden (Jennerjahn & Ittekkot, 1999) und ist auf die Kombination von erhöhter Primärproduktion einerseits und der Verdünnung durch lithogenes und degradiertes organisches Material andererseits zurückzuführen. Die Bedeutung des Verdünnungseffektes durch die lithogene Komponente für den POC-Gehalt wird in der sehr guten Korrelation dieser beiden Komponenten deutlich (Abb. 16). Ergebnisse der Untersuchung der labilen organischen Komponenten deuten ebenfalls darauf hin, dass eine Vermischung der fluviatilen und marinen Endmember die Qualität des suspendierten Materials entscheidend prägen.

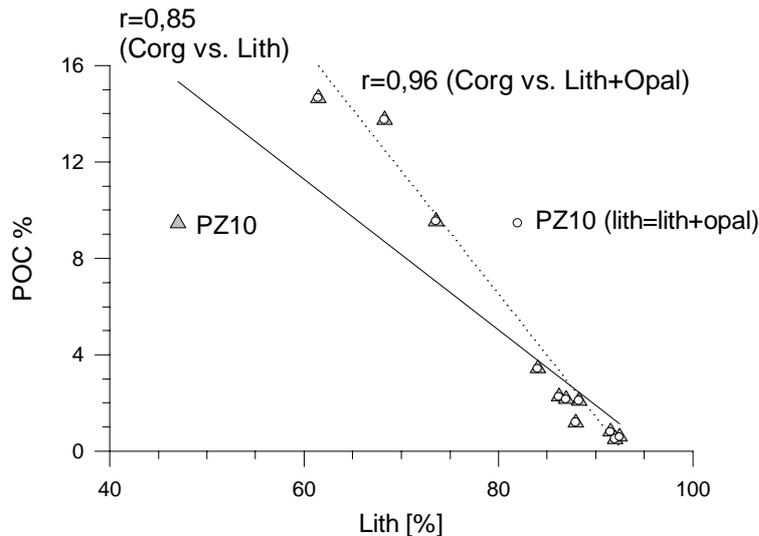


Abb. 16: Korrelation des POC-Gehaltes mit dem Lithogengehalt in den Suspensionsproben (Dreiecke) sowie die Korrelation des POC-Gehaltes mit der Summe des Lithogen- und Opalgehaltes (Kreise).

Die am nächsten zur Flussmündung gewonnene Probe PZ 55 (Abb. 15) weist die höchsten Lithogengehalte auf und zeigt deutliche Parallelen zu der aus der Literatur bekannten Zusammensetzung der Flusssuspension: Die Partikelkonzentration liegt mit ca. 400 mg/l in einem Bereich, der auch für den Ganges-Brahmaputra beobachtet werden kann (Subramanian et al, 1985). Mit 0,59% POC ist die Probe PZ 55 am unteren Ende der für Flusssuspensionen vergleichbarer TSM-Konzentrationen genannten Bereich anzusiedeln (z.B. Ittekkot et al., 1985; Ittekkot & Arain, 1986; Hedges et al., 1994, Gupta et al., 1997). Der Anteil des labilen Kohlenstoffs (LPOC=AA+AS+CHO-C%) beträgt ca. 10%. Dies liegt etwas unter den von Ittekkot et al. (1986) für den Ganges-Brahmaputra für November genannten Werten und ist möglicherweise Ausdruck eines Abbaus der enthaltenen labilen fluviatilen Substanz im Ästuarbereich. Der C/N-Wert von ~9 liegt im Bereich, der auch für (feines) partikuläres Material im Amazonas und Godavari genannt wird (Hedges et al., 1994, Gupta et al., 1997).

Die biogeochemische Untersuchung der labilen organischen Komponenten CHO und AA+AS eröffnet Einblicke in den Degradationszustand des organischen Materials. In Abb. 17 werden einige aus der Literatur bekannte Indikatoren des relativen Abbaugrades für verschiedene Suspensionsproben des Schelfbereichs denen für Flusssuspension, die Ende November im Brahmaputra gewonnen wurde, gegenüber gestellt. Dazu gehören:

- (i) der Anteil des labilen organischen Kohlenstoffs am gesamten organischen Kohlenstoff (LPOC)
- (ii) das Verhältnis der aromatischen (Tyr+Phe) zu den nicht-proteinogenen AA (γ -Aba + β -Ala) (Reaktivitätsindex RI, Jennerjahn & Ittekkot, 1997). Dieser Indikator beruht darauf, dass frisches organisches Material höhere Anteile an aromatischen AA enthält und mit zunehmendem Abbau der proportionale Anteil der nicht-proteinogenen AA ansteigt (Cowie & Hedges, 1992).
- (iii) Verhältnis von Asp/ β -Ala und Glu/ γ -Aba. Die Anwendung dieser Verhältnisse basiert auf der Annahme, dass die nicht-proteinogenen AA zumindest teilweise als Abbauprodukte

von Asp und Glu entstehen (Lee & Cronin, 1982), so dass abnehmende Verhältnisse einen zunehmenden Abbau der organischen Substanz indizieren.

- (iv) der Anteil des an AA und AS gebundenen Stickstoffs (AA+AS-N%) am Gesamtstickstoff, wobei abnehmende Werte als Indikator für zunehmende diagenetische Beanspruchung gelten. (Henrichs et al., 1984 a/b, Burdige & Martens, 1988, Cowie & Hedges, 1992).

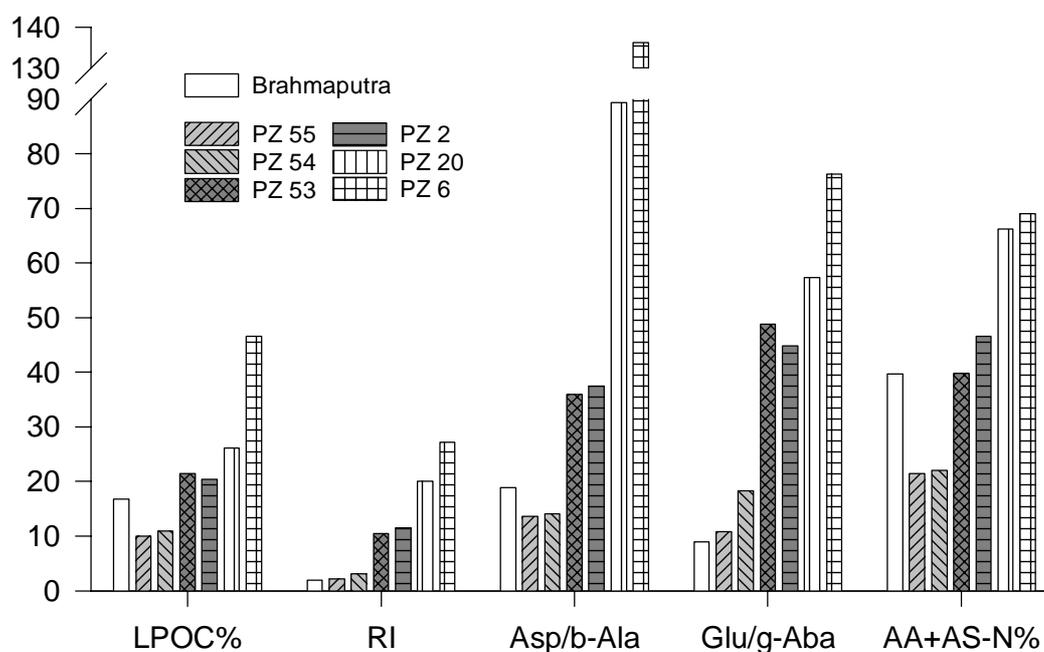


Abb. 17: Der prozentuale Anteil des labilen POC (LPOC-%) am gesamten organischen Kohlenstoff, der Reaktivitätsindex (RI), die Verhältnisse der Aminosäuren Asparaginsäure zu β -Alanin (Asp/ β -Ala) und Glutaminsäure zu γ -Aminobuttersäure (Glu/ γ -Aba) sowie der prozentuale Anteil des an Aminosäuren und Aminosucker gebundenen Stickstoffs (AA+AS-N%) für Suspension aus dem Brahmaputra im Vergleich zu einigen Suspensionsproben aus dem Schelfbereich des Golf von Bengalen.

Aufgrund dieser Parameter ergeben sich generelle Übereinstimmungen zwischen PZ 55 und dem fluviatilen Material. Es kann also, auch wenn man einen Abbau fluviatilen Materials im Mündungsgebiet annimmt, davon ausgegangen werden, dass in diesem Bereich des Ästuars die Qualität des suspendierten Materials durch den fluviatilen Eintrag bestimmt wird. Mit zunehmender Entfernung vom Mündungsbereich nimmt die Suspensionskonzentration im Oberflächenwasser deutlich ab. Eine geringe Abnahme der durchschnittlichen Korngröße von PZ 55 zu PZ 53 (Tiemann, unveröff. Daten, Tab. 11) lässt eine physikalisch bedingte Verringerung der TSM durch die Sedimentation der größeren Partikel möglich erscheinen. Allerdings herrschten zur Zeit der Probenahme an diesen beiden Stationen hohe Strömungsgeschwindigkeiten vor, so dass auch andere als rein sedimentationsbedingte Faktoren zur Verringerung der TSM beitragen dürften. Weitere effektive Prozesse wären der vorwiegend westwärtige, strömungsbedingte Abtransport der Schwebstoffe (z.B. Kuehl et al., 1989) und/oder eine biologisch bedingte Abnahme der Suspensionskonzentration, wie er etwa durch die Filtriertätigkeit von Tunikaten verursacht werden

kann (Dagg et al., 1996). Diese Organismen wurden auch im Golf von Bengalen beobachtet (Madhupratap et al., 1980).

Mit Abnahme der Partikelkonzentration zwischen den Stationen PZ 55 und PZ 54 von ca. 400 auf 70 mg/L verändert sich die Qualität des organischen Materials kaum (Abb. 17; Tab. 11). Zwei Gründe lassen sich hierfür anführen: (i) das organische Material ist vor allem mit feinen Partikeln assoziiert, und die beobachtete Abnahme der Korngrößen variiert in einem Bereich, der nicht mit starken Veränderungen der adsorbierten organischen Substanz einhergeht (Keil et al., 1994), (ii) die hohe Schwebstoffkonzentration bewirkt eine Lichtlimitierung der *in situ* Produktion, so dass kein frisches Material gebildet werden kann und der refraktäre Charakter erhalten bleibt. Dieser qualitative Unterschied zeigt sich auch in der spektralen Zusammensetzung der AA und AS (Tab. 11). PZ 55 und PZ 54 unterscheiden sich von den anderen Proben durch deutlich erhöhte Gehalte der Monomere Asp, Gly und geringere Anteile an Lys und Arg. Das AA/AS-Verhältnis ist zugunsten der Aminosäuren verschoben, die durch ihre Einbindung in Chitin und Zellwände eine relativ hohe Stabilität aufweisen (Müller et al., 1986; Kandler, 1979). Das Verhältnis von Gluam zu Galam ist kleiner als das der anderen Proben und deutet zusammen mit den erhöhten Rib-Anteilen in diesen Proben auf eine starke bakterielle Beanspruchung des fluvial eingetragenen Materials hin (Seifert et al., 1990; Cowie & Hedges, 1984).

In Bereichen geringerer Suspensionskonzentration nimmt die biologische Produktion aufgrund der höheren Lichteindringung zu. Dieser Zusammenhang konnte in einer umfassenden Studie auch für das Amazonas-Delta beobachtet werden (Smith & DeMaster, 1996). Dort führten TSM von >10 mg/L zu einer starken Reduzierung der Primärproduktivität. Das ist genau der Konzentrationsbereich, in dem auch in dieser Studie eine Beeinflussung des organischen Materials durch Neuproduktion ersichtlich wird (PZ 53) (Tab.11). Dieser Prozess dominiert die Qualität des organischen Materials in den beiden Oberflächenproben PZ 6 und PZ 10. Biogeochemische Indikatoren (Abb. 17, Tab. 11) zeigen einen hohen Frischegrad an, der auf eine *in situ* Neuproduktion zurückzuführen ist. Der C/N-Wert von 6,6 beider Proben liegt in dem für Phytoplankton genannten Bereich (Cowie & Hedges, 1992) und indiziert eine klare Dominanz der planktonischen Quelle. Ein relevanter Einfluss des möglicherweise an Tonminerale gebundenen organischen und anorganischen Stickstoffs (z.B. Müller, 1977; Scheffer et al., 1989) auf diese Proben kann durch den Vergleich mit PZ 55, die einen deutlich höheren C/N-Wert trotz höherer Lithogenanteile aufweist, ausgeschlossen werden.

Eine zeitlich oder räumlich bedingte Verschiebung in der Planktongemeinschaft wird durch die unterschiedlichen Opalgehalte von ~9% an PZ 6 bzw. von ~35% an PZ 10 (Tab. 11) angezeigt. Dieser Unterschied drückt sich auch in den $\delta^{15}\text{N}$ -Werten aus. Das im Vergleich zu PZ 10 niedrige Verhältnis von 1,9‰ an PZ 6 indiziert möglicherweise den Einfluss von schalenlosen N_2 -Fixierern (Cyanobakterien), die bei der Assimilation von Luftstickstoff nur wenig fraktionieren (Minagawa & Wada, 1986). Entweder tragen diese selbst zu dem organischen Material bei, oder der bei ihrem Abbau freigesetzte Stickstoff diente als Nährstoff für andere Organismen. Während die Aminosäuren- und Aminosäurespektren beider Proben nahezu identisch sind (Tab.11), zeigt die monomere Zusammensetzung der Aldosen Unterschiede, die sich auf größere Anteile von Schalenmaterial in PZ 10 zurückführen lassen: Zwar werden beide Proben durch hohe Anteile (>70 Mol-%) von Glc dominiert, wie es auch in anderen Untersuchungen für frisches planktonisches Material beobachtet

wurde (Ittekkot et al., 1982, Liebezeit, 1987; Sigleo, 1996). Der Vergleich der auf Glc-freier Basis berechneten spektralen Verteilung beider Proben zeigt für PZ 10 jedoch deutlich höhere Gehalte der Monomere Rha und Xyl (Abb. 18), die als Strukturbausteine in biomineralisierenden Organismen eine wichtige Funktion einnehmen (Haug & Myklestad, 1972; Hecky et al., 1973; Cowie & Hedges, 1996). Stellt man das CHO-Spektrum der Probe PZ 10 zwei für marines Plankton ermittelten Spektren (Cowie & Hedges, 1984, die dort angegebenen Gew.-% sind in Mol-% umgerechnet) gegenüber, so ergibt sich eine generelle Übereinstimmung, welche die Dominanz des planktonischen Beitrags zur Zuckerfraktion in der Probe PZ 10 dokumentiert (Abb.19).

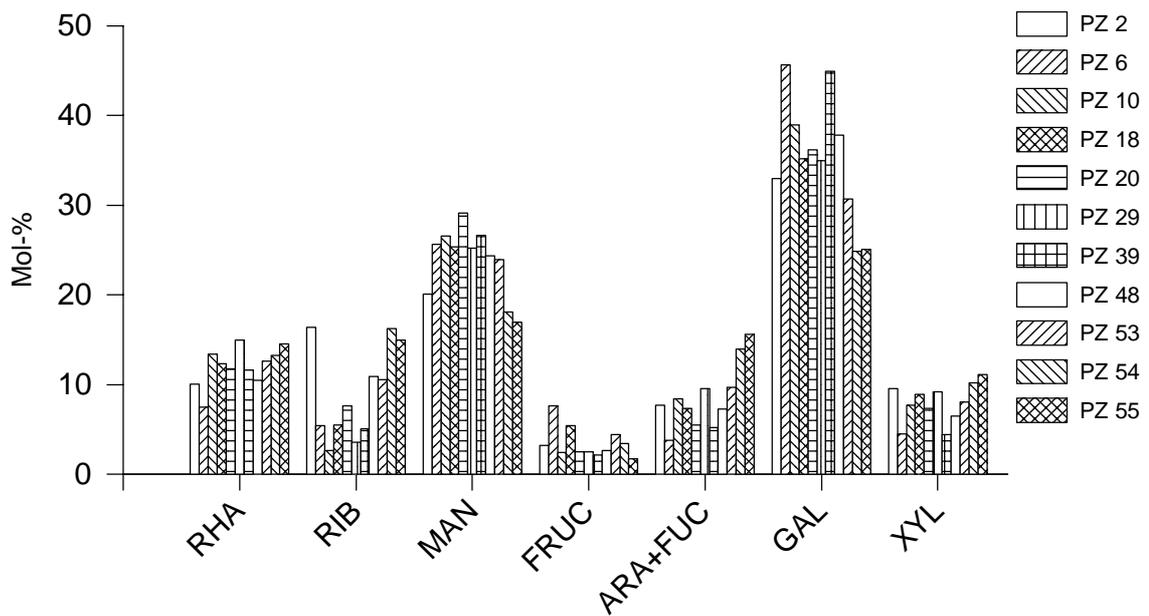


Abb. 18: Spektrale Zusammensetzung (Mol-%) der Kohlenhydrate in den Suspensionsproben, berechnet auf Glc-freier Basis.

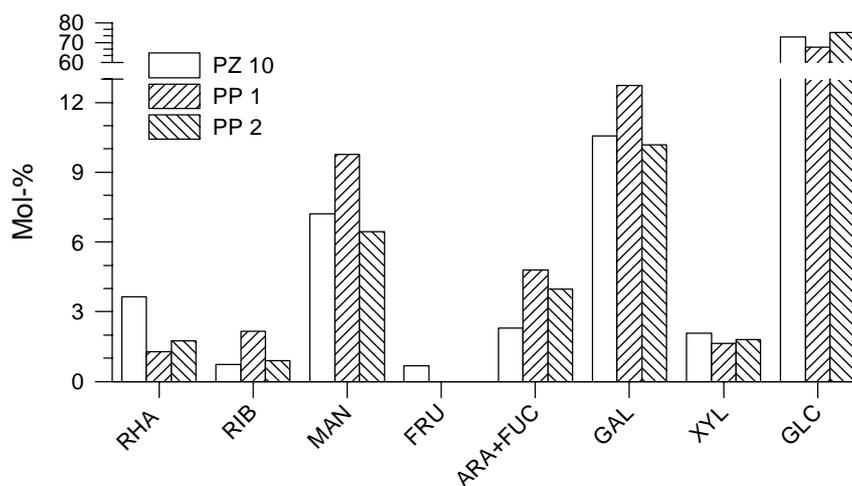


Abb. 19: Vergleich der Zuckerspektren (Mol-%) der Suspensionsprobe PZ 10 und zweier Planktonproben (PP 1 und PP 2) (aus Cowie & Hedges, 1984).

Von den Suspensionsproben zeichnen sich insbesondere PZ 55, aber auch PZ 54 und PZ 2 durch vergleichsweise geringe Glc Mol-% aus (Tab. 11). Die positive Korrelation des RI mit den Glc Mol-% (Abb. 20) indiziert, dass sich dies in erster Linie auf das Fehlen von Speicherglukanen in diesen degradierten Proben zurückführen lässt. Bei der hier angewandten Hydrolyse mit HCl kommt es nur zu einer bedingten Aufspaltung von Zellulose, so dass ihr Anteil an unseren Proben als Anzeiger für terrigenen Eintrag eher unterrepräsentiert ist, aber möglicherweise die im Vergleich zu den Durchschnittswerten der Fallen erhöhten Glc-Mol-% ausmachen kann. Mangrovensedimente, die einen hohen Eintrag zellulosereicher Substanz erfahren, weisen bei der gleichen Hydrolyse ebenfalls ~30 Mol-% Glc auf (Jennerjahn, 1994).

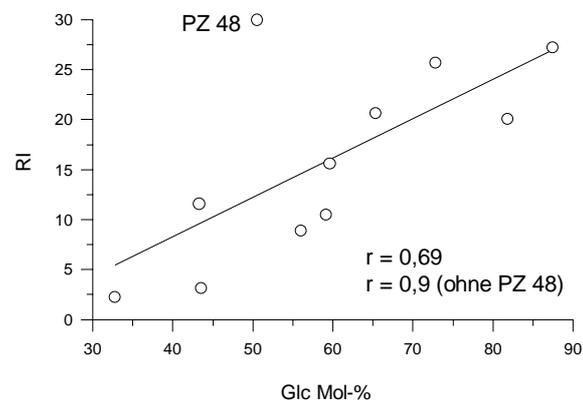


Abb. 20: Korrelation des RI gegen die Glc-Mol-% für die Suspensionsproben. PZ 48 fällt aufgrund der einwirkenden Vermischungsprozesse (siehe Text) aus der guten Korrelation heraus.

Aufgrund der insgesamt hohen Anteile der Glc ist es auch für die restlichen Suspensionsproben sinnvoll, sich das auf Glc-freier Basis berechnete CHO-Spektrum anzusehen (Abb. 18). Auch hier heben sich die Proben PZ 55 und PZ 54 von den übrigen Proben ab. Sie unterscheiden sich vor allem durch geringe Anteile an Gal. Auch partikuläres Material aus dem Ganges-Brahmaputra ist durch ca. 10 Mol-% Gal charakterisiert (Ittekkot et al., 1986). Ähnliche Werte wurden für den Indus (Ittekkot & Arain, 1986) und den Amazonas (Hedges et al., 1994) ermittelt. Demnach dokumentieren auch die niedrigen Gal-Anteile den fluviatilen Einfluss auf diese Proben und scheinen sich als nützliches Kriterium zur Unterscheidung fluviatil und marin geprägter organischer Substanz anzubieten. Auch Man ist in diesen beiden „fluviatilen“ Proben abgereichert. Dies deutet auf eine zusätzliche marin-planktonische Quelle dieses Monomers hin. Die Anteile der Rib und Ara+Fuc sind dagegen in den „fluviatilen“ Proben erhöht. Rib spricht für einen deutlichen Beitrag bakterieller Biomasse zum labilen organischen Material. Ara+Fuc könnten, unter der Annahme, dass der erhöhte Wert in erster Linie auf Ara zurückzuführen ist, als Indikator für einen gewissen Anteil terrigener organischer Substanz sprechen (Ochiai et al., 1988; Zhang & Haake, 1990). Allerdings ist diese Interpretation aufgrund des Summencharakters nur spekulativ. Die Monomere Rha, Xyl und Fru zeigen außer für PZ 6, die durch schalenloses Plankton geprägt ist, keine eindeutigen Trends. Dies ist bei Xyl auf das Auftreten in Strukturpolysacchariden marinen Planktons und höherer Landpflanzen zurückzuführen; im Falle von

Rha durch das Vorkommen in Plankton einerseits und auf die Anreicherung im Zuge der Degradation und die bevorzugte Anbindung an mineralische Oberflächen andererseits zu erklären (Bergamaschi et al., 1997). Das Auftreten von Fru gibt keinen Hinweis auf einen Zusammenhang mit terrigenem Eintrag.

Anhand der oben beschriebenen biogeochemischen Charakteristika können die in erster Linie fluviatil (PZ 55 und PZ 54) und planktonisch dominierten Proben (PZ 10, PZ 6) als Endmember definiert werden. Alle anderen Proben lassen sich dazwischen einordnen. Grundsätzliche Prozesse, die auf die Menge und Qualität der Schwebstoffe einwirken, sind in Abb. 21 dargestellt. Aufgrund der hohen salinitätsbedingten Dichteunterschiede reichern sich die Partikel oberhalb der Sprungschicht an. Dies konnte durch den Einsatz eines Transmissiometers während der Probengewinnung gezeigt werden. Dadurch ist die TSM-Konzentration in mittleren Wassertiefen vergleichsweise gering (PZ 20 und PZ 37; Tab. 12). Höchste POC- und vergleichsweise niedrige Lithogenanteile (Tab. 11) in diesen Proben lassen eine Neuproduktion von biogenen Partikeln unterhalb der Deckschicht vermuten, da ein bevorzugtes Absinken von biogenen/organischen gegenüber lithogenen Komponenten nicht wahrscheinlich ist. Trotzdem lässt sich für diese beiden Proben anhand der biogeochemischen Indikatoren (Tab. 11, Abb. 17) ein im Vergleich zu den planktonisch dominierten Proben ein deutlicher Abbauprozess nachweisen.

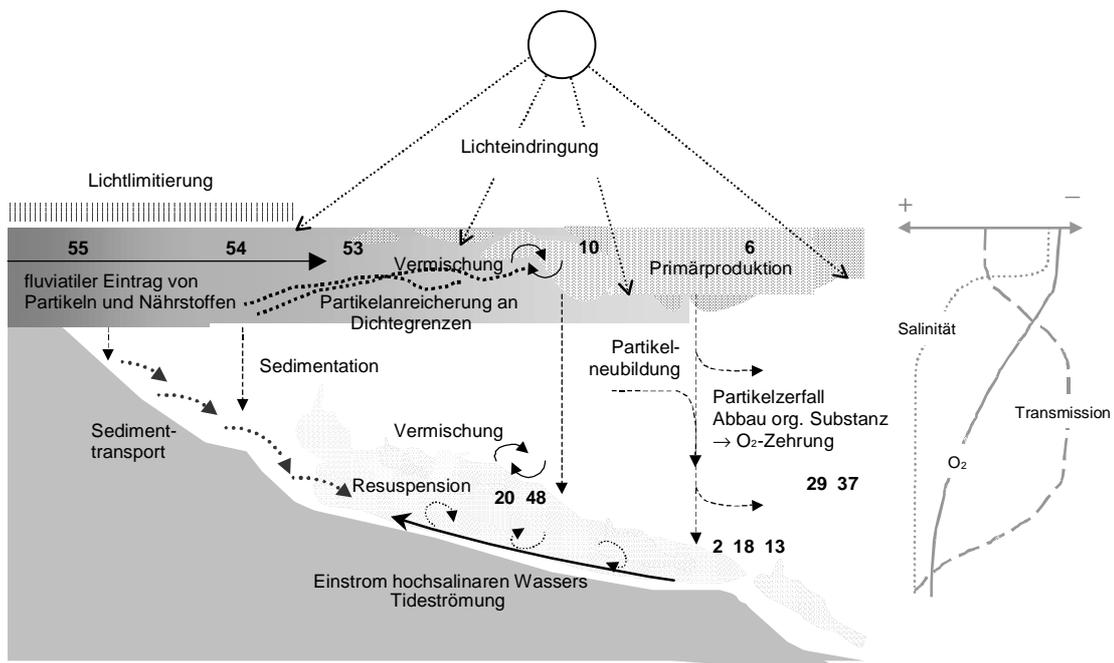


Abb. 21: Schematische Darstellung der Prozesse, die die Verteilung und die Qualität der Schwebstoffe im nördlichen Schelfbereich des Untersuchungsgebietes beeinflussen. Die Zahlen bezeichnen die Herkunftsbereiche der jeweiligen Proben. Rechts eine schematische Darstellung der Salinität, der Transmission sowie des Sauerstoffgehalts in der Wassersäule.

Tab. 11: Ergebnisse der biogeochemischen Analysen an Suspensionsproben aus dem nördlichen Schelfbereich des Golf von Bengalen.

| Bulkkomponenten | PZ 2 | PZ 6 | PZ 10 | PZ 13 | PZ 18 | PZ 20 | PZ 29 | PZ 37 | PZ 48 | PZ 53 | PZ 54 | PZ 55 |
|--|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|
| | % | | | | | | | | | | | |
| Karbonat | 1,14 | 0,50 | 1,00 | 1,53 | 2,53 | 1,87 | 3,58 | 3,45 | 2,55 | 1,30 | 1,56 | 1,05 |
| biogenes Opal | 6,80 | 8,75 | 34,96 | 8,24 | 7,18 | 10,32 | 6,33 | 3,55 | 6,60 | 5,68 | 5,53 | 5,46 |
| C _{tot} | 2,23 | 9,60 | 9,57 | 3,61 | 2,56 | 14,88 | 1,61 | 14,15 | 2,47 | 0,97 | 0,68 | 0,71 |
| N _{tot} | 0,26 | 1,45 | 1,44 | 0,56 | 0,35 | 1,55 | 0,20 | 1,39 | 0,42 | 0,12 | 0,06 | 0,06 |
| C _{org} | 2,09 | 9,54 | 9,45 | 3,43 | 2,26 | 14,65 | 1,18 | 13,74 | 2,16 | 0,81 | 0,50 | 0,59 |
| Lithogenes Material | 88,29 | 73,58 | 47,03 | 84,06 | 86,23 | 61,44 | 87,96 | 68,28 | 86,97 | 91,55 | 92,01 | 92,44 |
| C _{org} µg/L | 36,7 | 141,8 | 97,2 | 25,9 | 20,5 | 22,2 | 27,3 | 23,8 | 54,4 | 76,7 | 341,0 | 2314,2 |
| C/N | 8,16 | 6,56 | 6,58 | 6,10 | 6,49 | 9,44 | 5,83 | 9,87 | 5,18 | 7,01 | 8,57 | 9,17 |
| mg Suspension/L | 1,75 | 1,49 | 1,03 | 0,75 | 0,91 | 0,15 | 2,30 | 0,17 | 2,52 | 9,44 | 68,6 | 394,8 |
| | µm | | | | | | | | | | | |
| Korngröße (Median der Volumenverteilung) | 4,39 | 4,44 | n.g. | n.g. | n.g. | n.g. | 12,34 | n.g. | 8,12 | 10,74 | 12,98 | 16,67 |
| | ‰ | | | | | | | | | | | |
| δ ¹⁵ N | 5,22 | 1,92 | 4,95 | 6,85 | 6,51 | 2,30 | 5,89 | 4,41 | 4,69 | 3,81 | 3,71 | 3,66 |
| δ ¹³ C | -23,27 | -23,32 | -22,26 | n.g. | -22,32 | -26,09 | -21,25 | -27,19 | n.g. | -22,11 | -22,35 | -22,45 |
| Kohlenhydrate | PZ 2 | PZ 6 | PZ 10 | PZ 13 | PZ 18 | PZ 20 | PZ 29 | PZ 37 | PZ 48 | PZ 53 | PZ 54 | PZ 55 |
| | Mol-% | | | | | | | | | | | |
| Rha | 5,69 | 0,94 | 3,64 | n.g. | 5,43 | 2,14 | 6,05 | 4,03 | 5,19 | 5,15 | 7,48 | 9,79 |
| Rib | 9,29 | 0,68 | 0,72 | n.g. | 2,40 | 1,38 | 1,45 | 1,75 | 5,41 | 4,32 | 9,16 | 10,08 |
| Man | 11,38 | 3,21 | 7,21 | n.g. | 11,15 | 5,28 | 10,19 | 9,22 | 12,03 | 9,78 | 10,21 | 11,40 |
| Fru | 1,84 | 0,96 | 0,66 | n.g. | 2,38 | 0,46 | 1,02 | 0,74 | 1,29 | 1,81 | 1,94 | 1,18 |
| Ara+Fuc | 4,38 | 0,48 | 2,28 | n.g. | 3,24 | 0,99 | 3,85 | 1,79 | 3,59 | 3,95 | 7,89 | 10,47 |
| Gal | 18,71 | 5,71 | 10,57 | n.g. | 15,48 | 6,56 | 14,11 | 15,55 | 18,67 | 12,52 | 14,02 | 16,83 |
| Xyl | 5,43 | 0,56 | 2,09 | n.g. | 3,92 | 1,33 | 3,72 | 1,53 | 3,22 | 3,30 | 5,74 | 7,47 |
| Glc | 43,28 | 87,48 | 72,84 | n.g. | 56,01 | 81,85 | 59,61 | 65,39 | 50,60 | 59,17 | 43,55 | 32,78 |
| Man/Xyl | 2,10 | 5,72 | 3,45 | n.g. | 2,85 | 3,97 | 2,74 | 6,03 | 3,74 | 2,97 | 1,78 | 1,53 |
| Glc/Rib | 4,66 | 129,51 | 101,85 | n.g. | 23,33 | 59,24 | 41,20 | 37,40 | 9,35 | 13,71 | 4,75 | 3,25 |
| Glc/Gal | 2,31 | 15,31 | 6,89 | n.g. | 3,62 | 12,47 | 4,23 | 4,21 | 2,71 | 4,73 | 3,11 | 1,95 |
| Hexo/Pento | 5,50 | 79,55 | 33,84 | n.g. | 14,31 | 35,49 | 17,61 | 28,97 | 10,17 | 11,61 | 5,18 | 4,10 |
| mg/g Probe | 1,17 | 31,41 | 19,07 | n.g. | 2,18 | 12,45 | 1,23 | 7,66 | 1,78 | 0,63 | 0,30 | 0,28 |
| CHO-C % | 2,24 | 13,17 | 8,09 | n.g. | 3,88 | 3,40 | 4,21 | 2,24 | 3,31 | 3,14 | 2,44 | 1,95 |
| µg CHO/L | 2,04 | 46,68 | 19,63 | n.g. | 1,98 | 1,88 | 2,84 | 1,33 | 4,49 | 5,99 | 20,78 | 112,45 |
| Labile Komponenten (AA+AS+CHO) zusammen | | | | | | | | | | | | |
| Labil-C% | 20,38 | 46,62 | 45,73 | n.g. | 27,13 | 26,15 | 31,13 | 23,55 | 37,85 | 21,47 | 11,00 | 9,96 |
| AA+AS-C%/CHOC% | 8,09 | 2,54 | 4,65 | n.g. | 6,00 | 6,68 | 6,40 | 9,53 | 10,42 | 5,83 | 3,51 | 4,11 |
| Labil mg/g | 9,75 | 102,98 | 98,72 | n.g. | 14,23 | 87,36 | 8,47 | 73,23 | 18,47 | 4,00 | 1,28 | 1,38 |

Fortsetzung Tab. 11

| AA+AS | PZ 2 | PZ 6 | PZ 10 | PZ 13 | PZ 18 | PZ 20 | PZ 29 | PZ 37 | PZ 48 | PZ 53 | PZ 54 | PZ 55 |
|-----------------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| | Mol-% | | | | | | | | | | | |
| Asp | 11,02 | 9,81 | 10,51 | 12,55 | 13,13 | 12,25 | 12,58 | 11,20 | 11,67 | 12,49 | 14,45 | 15,80 |
| Thr | 6,44 | 5,71 | 6,12 | 6,98 | 7,39 | 7,07 | 7,38 | 7,19 | 6,56 | 6,44 | 7,00 | 7,64 |
| Ser | 6,75 | 5,90 | 6,02 | 6,43 | 6,84 | 6,41 | 6,60 | 6,22 | 6,40 | 6,34 | 6,26 | 6,51 |
| Glu | 11,60 | 13,67 | 12,24 | 16,94 | 13,20 | 12,08 | 11,89 | 12,33 | 12,50 | 12,76 | 12,54 | 11,07 |
| Gly | 12,50 | 11,53 | 11,68 | 11,64 | 11,88 | 10,67 | 11,37 | 10,84 | 10,41 | 11,25 | 12,69 | 14,44 |
| Ala | 11,40 | 11,87 | 11,35 | 10,08 | 10,68 | 11,45 | 10,58 | 11,10 | 10,34 | 10,51 | 10,22 | 10,73 |
| Val | 6,56 | 6,30 | 6,50 | 6,89 | 6,50 | 6,82 | 7,82 | 6,86 | 7,88 | 7,92 | 8,10 | 7,80 |
| Met | 0,00 | 1,76 | 1,59 | 0,00 | 0,00 | 0,34 | 0,00 | 0,39 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Ile | 4,57 | 4,37 | 4,90 | 4,29 | 4,31 | 4,75 | 4,28 | 4,83 | 4,34 | 4,59 | 4,43 | 4,47 |
| Leu | 7,99 | 8,72 | 8,72 | 6,91 | 7,33 | 8,53 | 7,77 | 8,75 | 8,59 | 7,58 | 6,81 | 6,10 |
| Tyr | 2,68 | 2,74 | 2,89 | 0,64 | 0,94 | 2,85 | 2,13 | 3,31 | 3,05 | 2,79 | 1,84 | 1,34 |
| Phe | 3,72 | 4,09 | 4,01 | 3,52 | 3,58 | 4,10 | 3,68 | 4,01 | 4,04 | 3,58 | 3,49 | 3,48 |
| β-Ala | 0,29 | 0,07 | 0,10 | 0,22 | 0,28 | 0,14 | 0,24 | 0,19 | 0,14 | 0,35 | 1,02 | 1,16 |
| γ-Aba | 0,26 | 0,18 | 0,17 | 0,16 | 0,23 | 0,21 | 0,14 | 0,17 | 0,10 | 0,26 | 0,69 | 1,03 |
| His | 1,83 | 1,40 | 1,52 | 1,74 | 1,80 | 1,44 | 1,81 | 1,77 | 1,79 | 1,71 | 1,19 | 0,87 |
| Orn | 0,33 | 0,31 | 0,13 | 0,18 | 0,26 | 0,14 | 0,27 | 0,24 | 0,14 | 0,19 | 0,45 | 0,23 |
| Lys | 6,67 | 5,55 | 5,98 | 5,78 | 6,35 | 5,33 | 6,13 | 5,36 | 6,21 | 5,97 | 4,54 | 3,53 |
| Arg | 5,37 | 6,02 | 5,57 | 5,06 | 5,31 | 5,41 | 5,34 | 5,24 | 5,85 | 5,27 | 4,28 | 3,80 |
| Gluam | 74,87 | 85,45 | 83,25 | 71,33 | 72,17 | 73,30 | 82,49 | 83,71 | 83,73 | 73,51 | 56,15 | 60,46 |
| Galam | 25,13 | 14,55 | 16,75 | 28,67 | 27,83 | 26,70 | 17,51 | 16,29 | 16,27 | 26,49 | 43,85 | 39,54 |
| sauer | 22,62 | 23,48 | 22,74 | 29,49 | 26,34 | 24,33 | 24,46 | 23,53 | 24,17 | 25,25 | 26,99 | 26,86 |
| basisch | 14,21 | 13,28 | 13,20 | 12,75 | 13,71 | 12,33 | 13,55 | 12,61 | 13,99 | 13,13 | 10,46 | 8,43 |
| neutral | 56,22 | 54,40 | 55,29 | 53,21 | 54,93 | 55,69 | 55,80 | 55,80 | 54,51 | 54,65 | 55,52 | 57,69 |
| aromatisch | 6,39 | 6,83 | 6,90 | 4,16 | 4,52 | 6,95 | 5,81 | 7,32 | 7,10 | 6,37 | 5,33 | 4,83 |
| S-haltig | 0,00 | 1,76 | 1,59 | 0,00 | 0,00 | 0,34 | 0,00 | 0,39 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| nicht-prot. | 0,55 | 0,25 | 0,27 | 0,38 | 0,51 | 0,35 | 0,37 | 0,35 | 0,24 | 0,61 | 1,71 | 2,19 |
| hydroxy | 13,19 | 11,62 | 12,14 | 13,41 | 14,23 | 13,48 | 13,98 | 13,41 | 12,95 | 12,78 | 13,26 | 14,15 |
| gerade | 23,91 | 23,41 | 23,03 | 21,71 | 22,56 | 22,12 | 21,95 | 21,94 | 20,74 | 21,76 | 22,91 | 25,17 |
| verzweigt | 19,12 | 19,38 | 20,12 | 18,09 | 18,14 | 20,10 | 19,87 | 20,45 | 20,82 | 20,10 | 19,34 | 18,37 |
| Asp/β-Ala | 37,52 | 136,3 | 105,7 | 57,61 | 47,04 | 89,38 | 53,31 | 60,31 | 84,45 | 35,91 | 14,13 | 13,62 |
| Glu/γ-Aba | 44,81 | 76,31 | 72,05 | 102,9 | 57,22 | 57,35 | 86,11 | 72,86 | 126,6 | 48,84 | 18,30 | 10,78 |
| AA/AS | 22,32 | 89,55 | 54,72 | 27,49 | 26,47 | 41,56 | 24,38 | 29,57 | 42,26 | 23,57 | 10,82 | 6,38 |
| Gluam/Galam | 2,98 | 5,87 | 4,97 | 2,49 | 2,59 | 2,75 | 4,71 | 5,14 | 5,14 | 2,77 | 1,28 | 1,53 |
| Asp/Gly | 0,88 | 0,85 | 0,90 | 1,08 | 1,11 | 1,15 | 1,11 | 1,03 | 1,12 | 1,11 | 1,14 | 1,09 |
| Arg/Orn | 16,23 | 19,38 | 43,94 | 28,50 | 20,81 | 37,61 | 19,85 | 22,03 | 41,52 | 27,92 | 9,53 | 16,77 |
| Tyr/Phe | 0,72 | 0,67 | 0,72 | 0,18 | 0,26 | 0,70 | 0,58 | 0,83 | 0,76 | 0,78 | 0,53 | 0,39 |
| arom./non-prot. | 11,57 | 27,20 | 25,65 | 10,88 | 8,87 | 20,00 | 15,54 | 20,62 | 29,95 | 10,45 | 3,12 | 2,21 |
| AA+AS-C% | 18,14 | 33,45 | 37,64 | 29,61 | 23,26 | 22,75 | 26,92 | 21,31 | 34,54 | 18,33 | 8,56 | 8,01 |
| AA+AS-N% | 46,55 | 69,04 | 77,12 | 57,01 | 48,25 | 66,26 | 49,19 | 64,29 | 55,71 | 39,76 | 22,05 | 21,50 |
| µg AA+AS/l | 15,06 | 106,40 | 81,98 | 17,66 | 10,95 | 11,33 | 16,65 | 11,36 | 42,06 | 31,80 | 67,34 | 109,21 |
| mg/g Probe | 8,58 | 71,58 | 79,65 | 23,40 | 12,05 | 74,91 | 7,23 | 65,58 | 16,69 | 3,37 | 0,98 | 1,10 |

Ein weiterer wichtiger Vorgang für die Verteilung der Schwebstoffe in der Wassersäule ist die Resuspension von schon stärker abgebauten Sedimenten und ihr Eintrag in die darüberliegende Wassersäule. Die Sauerstoffkonzentrationen (gemessen mit einer Sonde, die auf die CTD montiert

war) an den Beprobungsstationen nehmen in den tieferen Bereichen der Wassersäule mit zunehmender Partikelkonzentration (Transmission) ab und deuten die erhöhte Sauerstoffzehrung aufgrund des Abbaus organischer Substanz in diesem Bereich an. Erhöhte TSM-Konzentrationen zeigen die Relevanz des Resuspensionsprozesses für die bodennah gewonnenen Proben PZ 2, PZ 48, PZ 13, PZ 18 und PZ 29. Von diesen Proben weist PZ 2 die stärkste Degradation auf. Der Vergleich mit dem fluviatilen Endmember zeigt jedoch schon eine Beimischung frischeren autochthonen Materials (Abb. 17). Die Probe PZ 48 ist von allen bodennahen Proben durch die geringste Degradation gekennzeichnet und weist im Vergleich zu PZ 2 einen um fast 100% erhöhten Anteil des LPOC auf. Sowohl PZ 2 als auch PZ 48 stammen aus Bereichen, die durch einen hohen Gehalt frisch produzierten Materials im Oberflächenwasser gekennzeichnet sind. Drei Gründe können für die höhere Labilität an PZ 48 angeführt werden: (i) Beeinflussung durch die an PZ 10 beobachtete biologische Produktion opalschaliger Algen. PZ 2 hingegen wurde vor PZ 6 (schalenloses Plankton) gewonnen, so dass sich die höhere Produktivität entweder noch nicht auf die sedimentnahe Suspension ausgewirkt hat oder aber das schalenlose Plankton die tieferen Bereiche gar nicht erreicht, (ii) geringerer Abbau dieser frischen Substanz aufgrund der geringeren Wassertiefe an PZ 48 im Vergleich zu den anderen sedimentnahen Proben, die aus größeren Wassertiefen stammen (Tab. 12), (iii) zur Zeit der Probennahme von PZ 48 wurden Winde von $<6\text{ m s}^{-1}$ gemessen (Tab.12), die bei einer Wassertiefe von $<20\text{ m}$ eine deutliche Durchmischung der Wassersäule und damit Verteilung des suspendierten Materials verursachen. Dadurch könnte frisches Material aus der Oberfläche in der gesamten Wassersäule verteilt worden sein.

Tab. 12: Charakteristika der Stationen, an denen die Suspensionsproben gewonnen wurden.

| Probe | Wassertiefe [m] | Beprobungstiefe [mbs] | Transmission in Beprobungstiefe [#] [%] | Windstärke [m/s] | Salinität* [‰] | Merkmale der Station/ Beprobungshorizontes |
|-------|--------------------|--------------------------|--|---------------------|-------------------|---|
| PZ 2 | 58 | 42 | 72 | 7,2 | 22,7 | Resuspensionsbereich über Sediment |
| PZ 6 | 27 | 3 | 67 | 7,9 | 22,2 | Oberfläche, salinitätsbedingte Stratifizierung |
| PZ 10 | 16 | 5 | 83 | 6,3 | 17,8 | Oberfläche, salinitätsbedingte Stratifizierung |
| PZ 13 | 45 | 37 | 82 | 3,7 | 18,9 | Resuspensionsbereich über Sediment |
| PZ 18 | 54 | 47 | 71 | 1,9 | 22,4 | Resuspensionsbereich über Sediment |
| PZ 20 | 28 | 22 | 84 | 1,2 | 23,1 | Resuspensionsbereich über Sediment |
| PZ 29 | 60 | 44 | 84 | 0,8 | 18,4 | deutliche salinitätsbedingte Stratifizierung, niedriger O ₂ -Gehalt in Beprobungstiefe |
| PZ 37 | 119 | 44 | 95 | 6,4 | 28,1 | obere Grenze der OMZ, gesamtes Profil zeigt einheitlich hohe Transmission |
| PZ 48 | 16 | 13 | - | 6,7 | 23,1 | Resuspensionsbereich über Sediment |
| PZ 53 | 23 | 5 | - | 8 | 23,2 | starke südwärtige Strömung |
| PZ 54 | 20 | 5 | - | 7,6 | 27,2 | starke südwärtige Strömung |
| PZ 55 | 12 | 1 | - | 3,6 | 14,8 | nahe Chittagong |

*Messung mit Schiffssalinograph 4 m unter der Wasseroberfläche

[#]Das Transmissiometer war an die CTD-Rosette montiert. Transmissionen von 100% entsprechen partikelfreiem Wasser.

An den Suspensionsproben wurde neben dem $^{14}\text{N}/^{15}\text{N}$ Isotopenverhältnis auch das der stabilen Isotope $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ gemessen (Tab. 11), das zur Unterscheidung mariner und terrigener Quellen herangezogen wird. Es wird beeinflusst von der isotopischen Zusammensetzung des assimilierten CO_2 sowie von Fraktionierungsprozessen während der Bildung und des Abbaus der organischen Substanz. Unterschiedliche Assimilationsverfahren während der Photosynthese führen dazu, dass C3-Landpflanzen (Bäume) mittlere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von -27‰ aufweisen, C4-Pflanzen (Gräser) hingegen von niedrigeren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten (-9 bis -17‰) gekennzeichnet sind (z.B. Sackett, 1986; Meyers, 1994; Chmura & Aharon, 1995). Marines Phytoplankton weist in Abhängigkeit von der Wassertemperatur und der dadurch veränderlichen Löslichkeit von CO_2 , DIC-Konzentrationen und -quellen einen weiten Bereich von -19‰ bis zu -30‰ auf (z.B. Fischer, 1991; Rau et al., 1992). Aufgrund der vorherrschenden Wassertemperaturen ist im Golf von Bengalen nach herkömmlichen Vorstellungen mit Werten von -19 bis -20‰ zu rechnen.

Die Suspensionsproben weisen weit streuende $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von $-21,25$ bis $-27,19\text{‰}$ auf, die sich nicht allein mit variierenden Anteilen terrigenen POC erklären lassen. Die fluviatil geprägten Proben weisen Isotopenverhältnisse von ca. $-22,4\text{‰}$ auf. Vergleichbare Werte wurden auch von Keil et al. (1994) in Schwebstoffen der Columbia-Flussfahne vorgefunden und mit erhöhten Anteilen organischer Substanz aus Böden erklärt. Ein bedeutender Beitrag aus dieser Quelle wird in den hier untersuchten Proben auch durch die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte von $3,7\text{‰}$ indiziert, die im Bereich liegen, der auch von Middelburg & Nieuwenhuize (1998) und Wada et al. (1987) für terrigenes Material in Flüssen und Ästuaren genannt wird.

Auch die planktonisch dominierten Proben zeigen $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse, die mit $-22,26\text{‰}$ bzw. $-23,32\text{‰}$ unter den Werten liegen, die für marines Plankton dieser Klimazone zu erwarten sind (Fischer, 1991). Niedrigste $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse von -26‰ bzw. -27‰ wurden interessanterweise für die beiden Proben aus der mittleren, suspensionsarmen Wassersäule ermittelt. Ob dies tatsächlich als Hinweis auf den terrigenen Ursprung des Materials verstanden werden kann, ist fraglich. Die hohen Anteile an AA+AS-N% sowie AA+AS-C% relativ zu CHO-C% (Tab. 11) sprechen zusammen mit C/N Werten von $\sim 9,5$ gegen höhere Gefäßpflanzen als Quelle für dieses Material (Cowie & Hedges, 1992). Ein gewisser Beitrag von Frischwasseralgen, für die (im Kaltwasser) $\delta^{13}\text{C}$ Werte von bis zu -37‰ ermittelt wurden (Kodina, 2000) könnte theoretisch ebenso wie Fraktionierungsprozesse während der Bildung und des Abbaus organischer Substanz eine Rolle spielen. So wurde beobachtet, dass in absinkendem partikulären organischen Material labile, ^{15}N - und ^{13}C -reiche Komponenten bevorzugt abgebaut werden (Nakatsuka et al., 1997). Dadurch kommt es bei einem Abbau dieser labilen Verbindungen zu einer Anreicherung der leichteren Isotopen im residualen partikulären Material. Beide Proben wurden in der Zone abnehmender Sauerstoffkonzentrationen gewonnen, das heißt im Bereich intensiver Degradation, die durch relativ geringe Anteile von ca. 25% des AA+AS+CHO-C am Gesamtkohlenstoff belegt wird. Trotzdem ist es fraglich, warum gerade diese Proben durch die Degradation einer derart starken Fraktionierung ausgesetzt werden sollten. Eine konsistente Erklärung für die außergewöhnlichen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte kann also nicht gegeben werden.

Die gewonnenen Daten zeigen, dass das fluviatile Signal überprägt wird, sobald Lichteindringung Primärproduktion gestattet. Dieses frisch produzierte Material unterliegt in der Wassersäule der Degradation, die jedoch nicht zu einem vollständigen Abbau des neu produzierten

Materials führt, so dass das fluviatile Signal mehr oder weniger verloren geht. Der Vergleich der oben beschriebenen Ergebnisse mit den Fallenproben und Sedimenten aus verschiedenen Ablagerungsbereichen des Arbeitsgebietes soll im weiteren Verlauf dieser Arbeit (5.5.6.) zeigen, ob der Beitrag der marinen organischen Substanz bis in die Sedimente erhalten bleibt.

5.2. Sinkstoffe: Gesamtflüsse, Zusammensetzung und regionale Variabilität

Abb. 22 und Tab. 13 sind die über die Jahre 1987-1997 gemittelten Gesamt- und Komponentenflüsse für die verschiedenen Tiefen an den vier Stationen zu entnehmen. Die Betrachtung langjähriger Mittelwerte ist besonders in solchen ozeanischen Gebieten wie dem Golf von Bengalen von Bedeutung, in denen signifikante interannuelle, z.T. an episodische Ereignisse geknüpfte Schwankungen des Partikelflusses auftreten. Erst langjährige Beobachtungen ermöglichen hier eine realistische quantitative und qualitative Abschätzung des Sedimentationsgeschehens und den Vergleich mit anderen Meeresgebieten (Tab. 14). Die durchschnittlichen jährlichen Gesamtflüsse im Untersuchungsgebiet variieren zwischen 33 und 51 g m⁻² yr⁻¹. Damit gehören sie zu den höchsten im offenen Ozean der Tropen und Subtropen gemessenen Werten und werden nur von denen im Panamabecken deutlich übertroffen (Honjo, 1982; Tab. 14).

Tab. 13: Minimale und maximale prozentuale Anteile der einzelnen Hauptkomponenten am Partikelfluss, mittlerer prozentualer Anteil der einzelnen Hauptkomponenten am Gesamtmaterial sowie durchschnittliche jährliche Flussraten der Einzelkomponenten und des Gesamtflusses für die verschiedenen Tiefen an den vier Fallenstationen im Golf von Bengalen. Die der Berechnung zugrunde liegenden Beprobungszeiträume für die einzelnen Fallen entsprechen den in Tab. 4 angeführten.

| | NBBT-N | | | NBBT-S | | CBBT | | | SBBT | |
|--|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| | shallow | middle | deep | shallow | deep | shallow | middle | deep | shallow | deep |
| Karbonat | | | | | | | | | | |
| Variation % | 13-64 | 18-45 | 14-64 | 25-66 | 18-55 | 15-88 | 21-57 | 12-59 | 29-92 | 60-21 |
| Durchschnitt % | 30,7 | 28,1 | 28,6 | 39,4 | 37,0 | 35,2 | 37,8 | 29,8 | 48,5 | 50,8 |
| Fluss g m ⁻² yr ⁻¹ | 12,5 | 12,7 | 13,5 | 13 | 13,8 | 12,5 | 14,58 | 15,3 | 16,5 | 20,1 |
| biogenes Opal | | | | | | | | | | |
| Variation % | 8-35 | 11-37 | 7-34 | 12-30 | 13-31 | 4-31 | 12-41 | 8-40 | 1-47 | 7-37 |
| Durchschnitt % | 20,1 | 23,9 | 21,6 | 21,2 | 22,1 | 20,9 | 24,6 | 22,3 | 25,9 | 23,7 |
| Fluss g m ⁻² yr ⁻¹ | 8,2 | 10,8 | 10,2 | 7,0 | 8,2 | 7,3 | 9,5 | 11,4 | 8,8 | 9,5 |
| lith. Material | | | | | | | | | | |
| Variation % | 16-65 | 20-45 | 21-69 | 8-38 | 18-52 | 5-54 | 15-48 | 14-61 | 2-50 | 2-35 |
| Durchschnitt % | 35,5 | 34,7 | 39 | 26,5 | 29,3 | 30,9 | 25,4 | 38,1 | 12,6 | 15,2 |
| Fluss g m ⁻² yr ⁻¹ | 14,5 | 15,8 | 18,4 | 8,7 | 10,9 | 10,9 | 9,8 | 19,5 | 4,3 | 6,0 |
| org. Material | | | | | | | | | | |
| Variation % | 7-31 | 12-16 | 7-18 | 9-22 | 7-18 | 4-26 | 8-30 | 6-15 | 5-24 | 7-18 |
| Durchschnitt % | 13,7 | 13,3 | 10,7 | 12,9 | 11,6 | 13,0 | 12,3 | 9,8 | 13,1 | 10,2 |
| Fluss g m ⁻² yr ⁻¹ | 5,6 | 6,0 | 5,1 | 4,3 | 4,3 | 4,6 | 4,8 | 5 | 4,5 | 4,1 |
| Gesamtfluss | 40,5 | 45,3 | 47,2 | 33,0 | 37,2 | 35,3 | 39,6 | 51,2 | 34,1 | 39,7 |

Eine Zunahme mit der Tiefe wird für alle Hauptkomponenten beobachtet und auf lateralen Eintrag z.B. vom Schelfbereich (z.B. Heussner et al., 1999) oder das "scavenging" suspendierter Partikel durch absinkende Aggregate (z.B. Honjo, 1982; Ramaswamy et al., 1991) zurückgeführt.

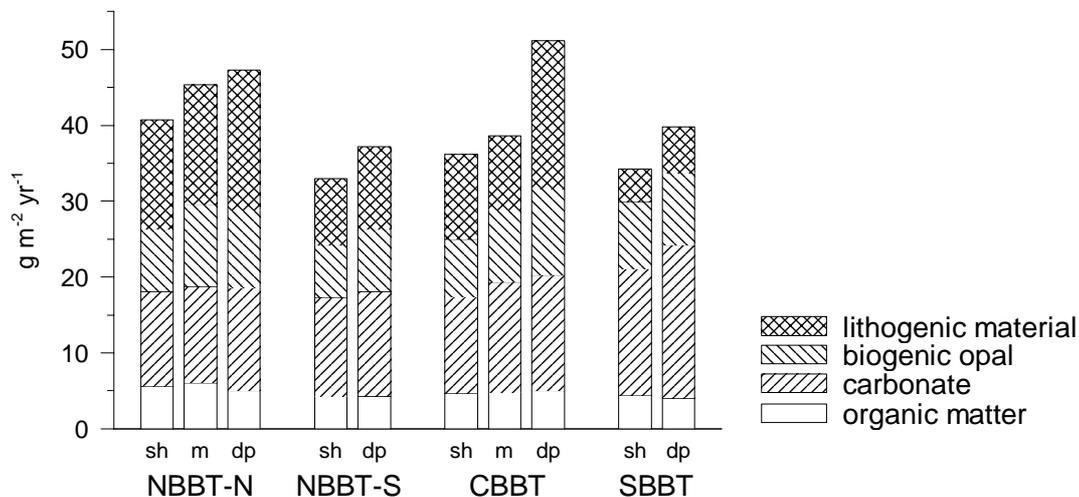


Abb. 22: Durchschnittliche jährliche Flussraten der Hauptkomponenten in den flachen, mittleren und tiefen Fallen des nördlichen, zentralen und südlichen Golfs von Bengalen.

Die hohen Flussraten von $40,5-51 \text{ g m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ an NBBT-N und der tiefen CBBT-Falle sind an hohe Lithogenflüsse von $14,5-19,5 \text{ g m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ gekoppelt, die $>35\%$ des Gesamtmaterials ausmachen. Während an NBBT-N der Lithogenfluss von der flachen zur mittleren und von der mittleren zur tiefen Falle um 8,9 bzw. 16,9 % zunimmt, kommt es an CBBT von der mittleren zur tiefen Falle zu einer Verdoppelung des Lithogenflusses. Darin spiegelt sich einerseits die Bedeutung des fluviatilen Eintrags und der Verteilung des terrigenen Materials im Oberflächenwasser wider, die an der Nordstation zu relativ hohen Lithogenflüssen in allen Wassertiefen führt und andererseits die demgegenüber (episodisch) dominierende Rolle des lateralen Eintrags von resuspendierten Schelfsedimenten in mittleren Wassertiefen an der zentralen Station (siehe 5.4.2.). Geringere durchschnittliche Lithogenflüsse von $8,7-11,2 \text{ g m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ wurden für NBBT-S und die flache und mittlere CBBT-Falle ermittelt. Diese im globalen Vergleich hohen Lithogenflüsse sind auf den generell hohen Anteil lithogenen Materials in der Wassersäule des Golfs zurückzuführen. Geringste Flüsse ($4,3$ und $6,0 \text{ g m}^{-2} \text{yr}^{-1}$) und Anteile (12,6 und 15,1%) der terrigenen Komponente wurden in den flachen und tiefen Fallen im südlichen Golf von Bengalen gemessen und sind Ausdruck der relativen Landferne dieser Station. Allerdings liegen die hier gemessenen Lithogenflüsse immerhin im Bereich der durch sehr hohen äolischen Eintrag lithogenen Materials gekennzeichneten Flüsse im Arabischen Meer (Haake et al., 1993b; Tab. 14) und sind Folge des weitreichenden Effektes des fluviatilen Eintrags in das Untersuchungsgebiet.

Zusammen machen die beiden biogenen Komponenten Opal und Karbonat im Norden ca. 50% und im südlichen Teil des Arbeitsgebietes ca. 75% des Gesamtflusses aus. Interessanterweise sind die Gesamtflüsse der biogenen Komponenten im südlichen Golf höher als in den anderen Bereichen des Arbeitsgebietes, obwohl Primärproduktivitätskarten nach Süden hin abnehmende Produktivitäten

zeigen (Berger et al., 1988, Antoine et al., 1996). Diese Diskrepanz kann mehrere Gründe haben: so wird der Anteil der nicht schalenbildenden Plankter an der Primärproduktivität nicht im Partikelfluss der beiden Komponenten widerspiegelt; der Beitrag heterotropher Organismen zum Schalenmaterial kann nicht quantifiziert werden und artenspezifische oder von den Umweltbedingungen abhängige Unterschiede in der Schalendicke (und damit verbunden die Löslichkeit der Partikel) bleiben unberücksichtigt.

Als Produzenten des biogenen Opals kommen Diatomeen und Silicoflagellaten als Vertreter des Phytoplanktons und Radiolarien als Zooplankter in Betracht. Silicoflagellaten treten in den beschriebenen Planktonblüten im Golf nur untergeordnet auf (z.B. Radhakrishna et al., 1978, Radhakrishna, 1978, Devassy et al., 1983). Untersuchungen der Radiolarien an Fallenproben der südlichen Station (1991-1993) zeigten, dass der Fluss dieser Organismen in Zeiten geringer Opalflüsse relativ hoch, zu Zeiten hoher Opalflüsse hingegen niedrig war (Mohan, 1997). Die gezählten Individuenzahlen lagen in allen Proben $<500 \text{ ind m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Damit liegen die Flüsse im südlichen Golf von Bengalen um mehrere Größenordnungen unter denen, die im Nordpazifik (Gowing, 1993) und dem Südchinesischen Meer (Chen, 1994) beobachtet wurden. Auch Ramaswamy & Nair (1994) berichten, dass das Radiolarienvorkommen im Golf von Bengalen geringer ist als z.B. im Arabischen Meer. Aus diesem Grund wird im Rahmen dieser Arbeit davon ausgegangen, dass das Opal in den Fallenproben im wesentlichen von Diatomeen stammt. Die Flüsse des opalinen Materials liegen bei $7-11,4 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ und sind damit höher als in vielen anderen Meeresbereichen (Tab.7). Dies dürfte eng mit der fluviatilen Zufuhr von Silikat und Eisen, die in anderen Meeresbereichen die Produktion von Silikatschalern limitieren, verbunden sein. Maximale Opalflüsse wurden in größeren Wassertiefen des nördlichen und zentralen Golfes und niedrigste an NBBT-S ermittelt. Die Beobachtung, dass die mittleren Opalflüsse an SBBT größer sind als an NBBT-S deuten darauf hin, dass an der südlichen Station das Angebot an Nährsalzen im Durchschnitt besser ist als an NBBT-S, wodurch eine höhere Produktivität auch des opalinen Planktons gewährleistet wird. Die Zunahme des Opalflusses mit der Tiefe kann auf scavenging und lateralen Eintrag erklärt werden. Die überdurchschnittliche Zunahme des Opalflusses um 50% von der flachen zur tiefen Falle an CBBT ist mit einem Anstieg der Lithogenflüsse verbunden. Zusammen mit der Beobachtung, dass Planktonblüten vor der Ostküste Indiens in der Regel von Diatomeen dominiert werden, lässt sich daraus ableiten, dass hier Opal vom Schelfbereich entweder direkt oder als sedimentäre Komponente advektiert wird.

Mit dem opalinen Material werden jährlich ca. $0,1 \text{ mol m}^{-2}$ biologisch gebundenes Silikat in die flachen Fallen abgeführt. Auf die Fläche von $2,2 \times 10^6 \text{ km}^2$ hochgerechnet ergibt das einen Export von $220 \times 10^9 \text{ mol yr}^{-1}$. Dies entspricht in etwa den $190 \times 10^9 \text{ mol yr}^{-1}$, die dem Golf von Bengalen fluviatil

Tab. 14: (nächste Seite) Durchschnittliche jährliche Flussraten des Gesamtmaterials und der einzelnen Hauptkomponenten in verschiedenen Bereichen des Weltozeans. Quellen: (1) Bauerfeind et al., 1997; (2) Heussner et al., 1999; (3) Kempe & Schaumburg, 1996; (4) Honjo & Manganini, 1993; (5) Neuer et al., 1997; (6) frdl. mündl. Mitt. C. Gerbich; (7) Honjo et al., 1987; (8) Hebbeln & Wefer, 1991; (9) Fischer et al., 1988; (10) Honjo, 1982; (11) Honjo et al., 1982; (12) Fischer & Wefer, 1996; (13) frdl. mündl. Mitt. B. Gaye; (14) Jennerjahn et al., 1992; (15) Deuser et al., 1981.

| Region | Zeitraum | Fallentiefe | Gesamt | Karb. | Opal | Lith. | POC | Quelle | |
|--|-------------|-------------|--------|-------|-------------------|-------|------|--------|-----|
| | | | | | | | | | m |
| Fram-Strasse 79°N 1°E | 8/84-7/85 | 2442 | 6,61 | 1,4 | 0,6 | 4 | 0,4 | (7) | |
| Fram-Strasse 79°N 0°E | 7/87-6/88 | 1488 | 60,5 | | | | | (8) | |
| Fram-Strasse 78°N 4°E | 7/88-5/89 | 1191 | 2,9 | | | | | | |
| Spitzbergen 79°N 7°E | 7/88-6/89 | 1110 | 150 | | | | | | |
| Grönlandbecken | 8/85-7/86 | | 10,8 | 3,3 | 2,6 | 3,1 | 0,4 | (9) | |
| Grönlandsee | 8/92-6/93* | 295 | 9,45 | 1,88 | 1,37 | 4,22 | 0,98 | (1) | |
| | | 353 | 4,23 | 0,75 | 1,46 | 4,28 | 1,03 | | |
| Norway Abyssal Plain | 8/85-6/86 | 2630 | 17,4 | 9,2 | 1,7 | 4,3 | 0,6 | (7) | |
| Station P 50°N 145°W | 11/85-10/86 | | 45 | 21,9 | 19 | 1,1 | 0,3 | (9) | |
| Nordatlantik | 34°N | 4/89-4/90 | 1000 | 19,4 | 13,1 | 1,64 | 2,9 | 1 | (4) |
| | | | 2000 | 22,4 | 13,8 | 2,04 | 4,8 | 1 | |
| | | | 4500 | 21,2 | 12,9 | 2 | 4,75 | 0,86 | |
| | 48°N | | 1000 | 20,7 | 11,0 | 3,53 | 3,5 | 1,48 | |
| | | | 2000 | 26,9 | 14,9 | 5,91 | 3,6 | 1,38 | |
| | | | 3700 | 26,2 | 15,4 | 5,61 | 3,4 | 1 | |
| Golf von Biscaye (NE-Atlantik) Kontinentalrand (MS1=landnah, MS2=landfern) | 6/90-10/91 | MS1: | | | | | | | (2) |
| | | 380 | 182 | 33,4 | 4,8 | 124 | 8,4 | | |
| | | 2250 | 539 | 116 | 13,5 | 383 | 15 | | |
| | | MS2: | | | | | | | |
| | | 1900 | 120 | 27,4 | 4,38 | 77 | 4,8 | | |
| | | 2950 | 168 | 40 | 5,5 | 111 | 5,5 | | |
| Baikalsee | 9/89-8/90 | 396 | 10,3 | 0,8 | 2,6 | 0,26 | 4,3 | (3) | |
| | | 1582 | 51,6 | 1,1 | 19,9 | 23,6 | 3,9 | | |
| ESTOC, Kanarische Inseln | 1992 | 1000 | 6,6 | 2,42 | 0,19 | 3,04 | 0,5 | (5) | |
| | 1992/93 | 3000 | 18,7 | 9,39 | 0,59 | 7,25 | 0,84 | | |
| Cape Blanc | 4/90-11/91 | 730 | 29,7 | 14,6 | 4,4 | 9,0 | 2,6 | (12) | |
| | 3/88-11/91 | 3204 | 45,3 | 21,3 | 5,6 | 17,6 | 1,6 | | |
| Arabisches Meer | | | | | | | | | |
| WAST | 5/86-2/98 | 2900-3250 | 53,5 | 28,8 | 12,9 | 7,7 | 3,03 | (13) | |
| CAST | 5/86-4/97 | 2860-3870 | 37,2 | 22,2 | 4,8 | 5,9 | 2,28 | | |
| EAST | 5/86-1/98 | 2716-3190 | 35,1 | 17,9 | 5,4 | 7,3 | 2,09 | | |
| zentrales Südchin. Meer | 4/92-1/97 | 1200 | 28,8 | 11,9 | 8,5 | 6,4 | 1,5 | (6) | |
| nördl. Südchin. Meer | 9/87-3/88* | 1000 | 17,6 | 8,4 | 0,35 | 6,3 | 2,5 | (14) | |
| | 9/87-10/88 | 3350 | 28,5 | 12,6 | 0,5 | 13,2 | 2,2 | | |
| Panama Becken | 12/79-12/80 | 890 | 128,2 | 111,9 | | 4,8 | 3,53 | (11) | |
| | | 2590 | 96,8 | 58,2 | | 15,3 | 3,96 | | |
| | | 3560 | 114,8 | 46,3 | | 36,7 | 5,01 | | |
| | 8/79-12/79* | 667 | 12,77 | 4,6 | 2,88 | 2,4 | 1,4 | (12) | |
| | | 1268 | 11,65 | 4,57 | 2,53 | 2,3 | 1 | | |
| | | 2265 | 14,01 | 5,03 | 2,86 | 3,74 | 1 | | |
| | | 2869 | 17,7 | 5,7 | 3,47 | 5,54 | 1,22 | | |
| | | 3769 | 20,08 | 5,06 | 3,3 | 8,39 | 1,04 | | |
| Sargasso See | 4/78-8/80 | 3200 | 13,19 | 8,23 | 3,82 [#] | | 0,67 | (15) | |
| nördl. Guinea-Becken | 3/89-11/91 | 853-953 | 24,4 | 13,1 | 2,6 | 4,4 | 2,5 | (12) | |
| | 3/89-4/91 | 3950 | 36,1 | 19,8 | 4,7 | 7,7 | 2,0 | | |
| südl. Guinea-Becken | 4/89-11/91 | 597-1068 | 14,3 | 8,2 | 1,0 | 1,6 | 1,7 | | |
| | 4/90-4/91 | 3381 | 36,4 | 23,6 | 5,4 | 3,2 | 2,1 | | |
| Walfischrücken | 3/89-12/89 | 599 | 43,9 | 27,5 | 3,9 | 3,4 | 4,6 | (12) | |
| | 3/88-12/91 | 1663 | 31,1 | 17,7 | 3,7 | 3,6 | 3,2 | | |
| Bransfield Strasse | 12/83-11/84 | | 107,7 | 5,2 | 38,8 | 53,5 | 3 | (9) | |
| nördl. Weddell-See | 1/85-3/86 | 863 | 0,37 | 0,01 | 0,29 | 0,03 | 0,02 | (9) | |

* Flussraten decken keinen ganzen Jahreszyklus ab.

[#]Silikat, umfasst hier das Material, das weder karbonatisch noch organisch ist (d.h. Opal und lithogenes Material)

zugeführt werden (siehe 2.5.). Dass trotz des im Vergleich zum Stickstoff überschüssigen Angebots an Silikat das gesamte fluviatil zugeführte Silikat der Wassersäule entzogen wird, ist damit zu begründen, dass Silikat im Gegensatz zu Stickstoff nicht in einem regenerativen System (als NH_4^+) in der euphotischen Zone zurückgehalten wird, sondern erst in größeren Tiefen regeneriert wird (z.B. Dugdale et al., 1995). Ausdruck findet dieses unterschiedliche Regenerationsverhalten auch in den Verhältnissen von Opal-gebundenem Silizium zu Stickstoff in den Sinkstoffen, die in den flachen Fallen bei 3,9-4,6 und in den tiefen Fallen bei 6,4-6,7 liegen.

Die Karbonatflüsse im Arbeitsgebiet liegen zwischen $12,5\text{-}20\text{ g m}^{-2}\text{yr}^{-1}$ und sind im südlichen Golf von Bengalen mit $16,5\text{-}20\text{ g m}^{-2}\text{yr}^{-1}$ am höchsten. Das biogene Karbonat im marinen Milieu stammt von photosynthetisierenden Coccolithophoriden sowie den heterotrophen Foraminiferen und Pteropoden. Im fluviatil beeinflussten niedrigrsalinaren Bereichen spielt das karbonatische Plankton eine untergeordnete Rolle. Dies zeigen die Untersuchungen der Schwebstoffzusammensetzung im Rahmen dieser Arbeit und wurde auch für den Ästuar des Amazonas (freundliche Mitteilung K.-H. Baumann) oder auch der Karasee (eigene Beobachtung) beobachtet. Für einige der Fallenproben aus dem Golf von Bengalen liegen detaillierte Untersuchungen der Foraminiferenzusammensetzung vor (Guptha et al., 1997: CBBT und NBBT 03; Mohan, 1997: SBBT 05-07), die zeigten, dass die Foraminiferenvergesellschaftung empfindlich auf die Salinitätsschwankungen im offenen Golf von Bengalen reagiert und diese Organismen deswegen unter den stabileren Salinitätsverhältnissen im Süden des Golfes bessere Lebensbedingungen vorfinden. Berechnungen, die anhand der Individuenflüsse der wichtigsten Arten (Guptha et al., 1997) und den jeweiligen Schalengewichten (Takahashi & Bé, 1984) durchgeführt wurden, ergaben, dass der Anteil der Foraminiferen am Gesamtkarbonatfluss in den flachen Fallen der nördlichen und zentralen Station des Jahres 1989 maximal 13% betrug. Die an der südlichen Station ermittelten Foraminiferenflüsse sind in Abb. 41 aufgetragen. Die Gehäuseflüsse aller Arten liegen bei $<3000\text{ ind. m}^{-2}\text{ d}^{-1}$. Das ist wesentlich weniger, als alleine für *Globigerina bulloides* im westlichen Arabischen Meer ermittelt wurde ($>10.000\text{ ind. m}^{-2}\text{ d}^{-1}$) (Guptha & Mohan, 1996). Auch wenn die von Guptha et al. (1997) und Mohan (1997) beschriebenen Flussmuster der Foraminiferen dem des Gesamtkarbonats im wesentlichen folgen, so muss trotzdem davon ausgegangen werden, dass der Karbonatfluss mengenmäßig nicht von den Foraminiferen bestimmt wird. Coccolithophoriden, die anhand einiger Aufnahmen mit einem Rasterelektronenmikroskop in den Fallenproben nachgewiesen werden konnten (eigene Beobachtung) zeichnen sich im Gegensatz zu den o.g. Foraminiferen durch eine recht große Toleranz gegenüber Salinitätsschwankungen aus (Brand, 1984). Zumindest zwei der drei Arten, die in Sinkstoffen des nordwestlichen Arabischen Meeres dominieren (*Emiliana huxleyi* und *Gephyrocapsa oceanica*) (Andruleit et al., 2000) weisen maximale Reproduktionsraten in einem Salinitätsbereich von 25 bis 33 ‰ auf (Brand, 1984), so dass davon ausgegangen werden muss, dass das Wachstum der Coccolithophoriden im Bereich der Fallenstationen nicht entscheidend von der Salinitätsverteilung, sondern eher vom Nährstoffangebot beeinflusst wird. Generell gilt, dass sich die Phytoplanktonvergesellschaftung in Abhängigkeit vom Stickstoffangebot verändert. So kommt Nanophytoplankton, zu dem Coccolithophoriden zählen, mit niedrigen Stickstoffkonzentrationen besser zurecht als die großen Arten (Diatomeen), die die Primärproduktion bei einem hohen Nährstoffangebot dominieren (Eppley et al., 1969; Dymond & Lyle, 1985; Price et al., 1994). Dies kann

als einer der Gründe angesehen werden, warum karbonatische Plankter bei oligotrophen Bedingungen im südlichen Golf überwiegen. Auch die Form, in der der verwertbare Stickstoff vorliegt, beeinflusst die Planktonzusammensetzung. So wird das durch die interne Regeneration von organischem Material in der euphotischen Zone freigesetzte NH_4 von Nanoplankton; das durch Auftrieb oder Flusseintrag von außerhalb des Systems zugeführte NO_3 hingegen von großen Arten (Diatomeen) bevorzugt. Können Diatomeen auf Nitrat als Stickstoffquelle zurückgreifen, kommen sie mit geringeren Konzentrationen zurecht, als es bei Ammonium der Fall wäre (Eppley et al., 1969). Je nach Art der Nährstoffzufuhr kann so die Planktonpopulation und damit auch die Zusammensetzung der Sinkstoffe variieren. Ein weiterer Grund für die höhere Produktion schalentragender Organismen an SBBT ist möglicherweise die Ausbildung eines tiefen Chlorophyllmaximums in der Nähe der Nutrikline auch während des SWM. Im den weiter nördlich gelegenen Teilen des Arbeitsgebietes unterbindet die schlechte Lichteindringung die Ausbildung eines DCM in dieser Jahreszeit (Gomes et al., 2000), im Süden scheint ein DCM jedoch möglich, so dass tiefer lebende Arten wie z.B. *Florisphaera profunda*, die im Arabischen Meer häufig ist (Andruleit et al., 2000) sich im Süden besser entwickeln könnten.

Die Beweidung durch Zooplankton kann mangels Daten bei den Überlegungen im Rahmen dieser Arbeit nicht berücksichtigt werden, obwohl ihr eine entscheidende Rolle bei der Ausbildung einer Planktonblüte zukommen kann (z.B. Banse, 1994).

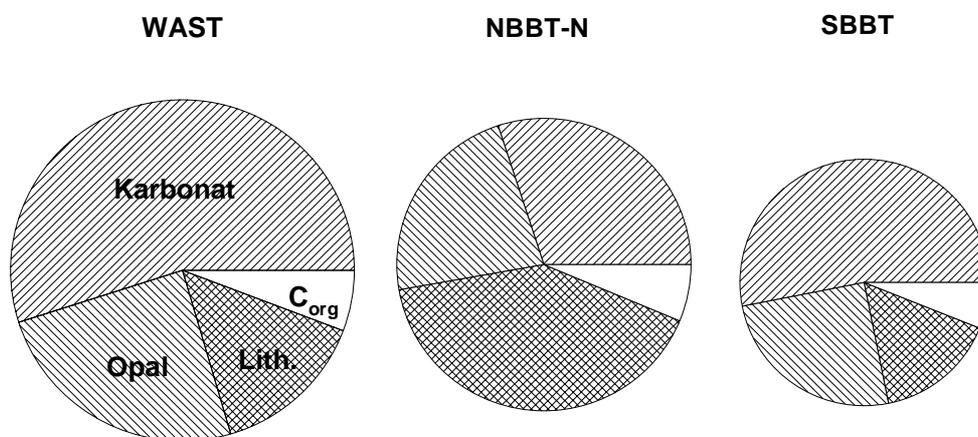


Abb. 23: Durchschnittliche prozentuale Zusammensetzung der Sinkstoffe aus den tiefen Fallen an WAST, NBBT-N und SBBT. Die Größe der Kreise entspricht dem Gesamtfluss.

Die Flüsse des organischen Kohlenstoffs sind in der Regel eng an die Produktivitätszyklen im Oberflächenwasser gekoppelt. Die POC-Flüsse im Golf von Bengalen gehören mit Werten zwischen $2,3\text{-}3,3 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ zu den höchsten, die im offenen Ozean gemessen wurden (Tab. 14) und sind vergleichbar mit denen aus dem Arabischen Meer, das als eines der produktivsten Meeresgebiete der Welt gilt und eine höhere Primärproduktion aufweist als der Golf von Bengalen (Qasim, 1977, Berger

et al., 1988; Antoine et al., 1996). Die regionalen Unterschiede der POC-Flüsse mit Maxima im Norden des Golfes sind nicht in Übereinstimmung mit den Flussraten der biogenen Komponenten, die im Süden am höchsten sind und können daher nicht allein auf deren Variabilität zurückgeführt werden. Vergleicht man die Zusammensetzung des Materials der tiefen Fallen an NBBT-N und SBBT mit der im westlichen Arabischen Meer (WAST) (Abb. 23, Daten wurden von B. Gaye-Haake zur Verfügung gestellt), so fällt die nahezu identische Zusammensetzung der Sinkstoffe an WAST und SBBT auf. Das Verhältnis der Flussraten der biogenen Komponenten zu denen des POC liegt an WAST bei 13,8, an SBBT bei 12,9, während es an NBBT-N bei 8,5 liegt. Eine Erklärung für die in Relation zu den biogenen Komponenten hohen POC-Flüsse wäre die zusätzliche Zufuhr von terrigener organischer Substanz besonders im nördlichen Arbeitsgebiet. Suspensierte Partikel, die im Mündungsbereich des Ganges-Brahmaputra Delta gewonnen wurden, bestehen zu mehr als 90% aus lithogenem Material und weisen einen POC-Gehalt von 0,6% auf (siehe 5.1.). Nimmt man an, dass terrigener organischer Kohlenstoff in der Größenordnung von 0,6% des Lithogenflusses die Fallen erreicht, so würde diese Fraktion im Durchschnitt <4% des gesamten organischen Materials ausmachen. Eine Zufuhr dieser Größenordnung ist nicht ausreichend, um die hohen POC-Flüsse im Golf von Bengalen oder den Unterschied zwischen der nördlichen und der südlichen Station zu erklären. Aber auch wenn man einen POC-Gehalt von 2% für die lithogene Fraktion annimmt, wie sie in Schelf- und Schelfabhangsedimenten denkbar sind (siehe 5.5.6.) und die als Quellgebiet des lateral zugeführten Materials gelten, läge das Verhältnis der biogenen Komponenten zu POC an der nördlichen Station mit 9,6 immer noch deutlich unter dem an WAST und SBBT. Demnach muss ein zusätzlicher Prozess die POC-Flüsse im nördlichen Golf modifizieren. Wahrscheinlich ist, dass die Inkorporation des lithogenen Materials in absinkende Aggregate eine schnelleres Absinken und durch die bessere Erhaltung der organischen Substanz erhöhte POC-Flüsse insbesondere im Norden des Arbeitsgebietes verursacht (Fowler & Knauer, 1986; Lee & Cronin, 1982; Ittekkot, 1993). Tatsächlich wurden im Golf von Bengalen im Vergleich zum Arabischen Meer geringere Respirationsraten beobachtet (Rao et al., 1994) und die Degradation von organischer Substanz in tiefen Bereichen des nördlichen Golf von Bengalen trägt wenig zum TCO₂-Pool bei (George et al., 1994). Diese Annahme wird gestützt durch Beobachtungen von Broecker et al. (1980), die im Golf von Bengalen einen verstärkten Abbau organischen Materials in der benthischen Grenzschicht beobachtet haben, der auf die Zufuhr von im Vergleich zu anderen ozeanischen Bereichen relativ labilen organischen Materials schließen lässt.

5.3. Saisonalität des Partikelflusses und wirksame Steuerungsmechanismen

Der Partikelfluss im Golf von Bengalen weist an allen Stationen eine starke saisonale Variabilität auf. Die auftretenden Flussmuster werden von der monsunbedingten Saisonalität der Niederschläge und dem daran gekoppelten Flusseintrag, den Windgeschwindigkeiten und der jahreszeitlich wechselnden Ozeanographie bestimmt. Der relative Einfluss der jeweiligen Faktoren wirkt sich an den einzelnen Stationen unterschiedlich stark aus.

Aus den zwischen 1987 und 1997 gemessenen Partikelflüssen (flache und tiefe Falle) wurden halbmonatliche Mittelwerte berechnet. Die daraus resultierenden durchschnittlichen Flussmuster der

Gesamt- und Komponentenflüsse werden in Abb. 24 gezeigt und im Folgenden diskutiert. Zur Verdeutlichung der hohen Schwankungsbreite der Partikelflüsse, wurde auch die Standardabweichung von 1σ abgebildet. Die Dominanz der einzelnen Steuerungsmechanismen kann von Jahr zu Jahr variieren.

5.3.1. Nördlicher Golf von Bengalen

NBBT-N: Die durchschnittlichen Muster des Partikelflusses im nördlichen Golf von Bengalen in der flachen und tiefe Falle zeigen im wesentlichen die gleiche Saisonalität mit generell erhöhten Flüssen in der Tiefe (Abb. 24). Ein ausgeprägtes Flussmaximum während des SWM wird vor allem durch erhöhte fluviatile Einträge von Fischwasser und Sediment hervorgerufen, der schon früh als einer der steuernden Faktoren des Partikelflusses im Golf von Bengalen erkannt wurde (Ittekkot et al., 1991). Abb. 6 zeigt die monatliche Verteilung des prozentualen Anteils am jährlichen Sedimenteintrag für Ganges und Brahmaputra. Daraus wird ersichtlich, dass der Brahmaputra aufgrund der Schneeschmelze im Himalaya einen relativ großen Anteil seiner Sedimentfracht schon im Juni führt, während der Ganges erst ab Juli nach Einsetzen der Monsunregen erhöhte Sedimenteinträge in den Golf verursacht. Der fluviatile Eintrag macht sich durch erhöhte Anteile (bis zu $> 60\%$) (Abb. 12) und Flüsse des lithogenen Materials in den Sinkstoffen bemerkbar, die weit über denen liegen, die in anderen Regionen dieser Breiten gemessen wurden (Dymond & Collier, 1988; Honjo, 1982; Jennerjahn et al., 1992; Haake et al., 1993b; Wiesner et al., 1996) (Tab. 14). Die an den Flusseintrag gekoppelte Nährstoffzufuhr ermöglicht eine hohe Primärproduktivität im nördlichen Golf von $>1\text{g C m}^{-2}\text{ d}^{-1}$ (Antoine et al., 1996). In Abhängigkeit von der Ausdehnung der nährstoffreichen Flussfahne dominieren silikatschalige Phytoplankter die Primärproduktion und den Partikelfluss auch in distalen Bereichen wie der Fallenstation. Die mit der Fluktuation der Flussfahne verbundenen Salinitätsschwankungen führen dazu, dass die karbonatischen Foraminiferen eine geringere Produktivität aufweisen (Guptha et al., 1997) (und dadurch möglicherweise auch ein geringerer Stress durch Zooplanktonfraß auf die Diatomeen ausgeübt wird). Zusammen resultieren diese Faktoren darin, dass das Opal/Karbonat-Verhältnis Werte <1 erreichen kann. Die relativen Anteile des lithogenen Materials zeigen aufgrund des erhöhten Suspensionseintrags während des SWM in dieser Jahreszeit ihre maximalen Werte. Die Flussraten der terrigenen Partikel, die in der Regel zu klein sind, um alleine abzusinken (Deuser et al., 1983, Honjo, 1982) steigen durch die Inkorporation in absinkende organo-mineralische Aggregate ebenfalls an.

Hohe Flüsse der biogenen Komponenten vor und zu Beginn des SWM sind auf einen anderen wirksamen Prozess, die Zufuhr von nährstoffreichem Wasser aus dem Auftriebsgebiet entlang der Ostküste Indiens zurückzuführen. Diese Advektion ist gekoppelt an eine Strömung, die bei etwa $17,5^\circ\text{N}$ die Küste in östlicher Richtung verlässt (Varkey et al., 1996 und darin zitierte Arbeiten). Sie wirkt sich vor allem während der Monate April-Juni aus, also bevor der fluviatile Eintrag seinen Höhepunkt erreicht. Erhöhte Lithogenflussraten in dieser Jahreszeit sind im wesentlichen auf das *scavenging* suspendierter Partikel aber auch auf die Remobilisierung von Schelfsedimenten zurückzuführen.

Während des NEM sind durchschnittlichen Gesamtflüsse nur leicht erhöht. Am deutlichsten ist dieses sekundäre Maximum für Karbonat ausgebildet, dessen Flüsse damit am ehesten an das

saisonale Windmuster und die daran geknüpften Einträge von Nährstoffen in die euphotische Zone gekoppelt sind. Der geringere Anteil silikatschaliger Organismen deutet (unter der Annahme, dass keine Silikatlimitierung auftritt) darauf hin, dass das Angebot von verfügbarem Stickstoff in dieser Zeit geringer ist, als während des SWM. Insgesamt sind die Anteile des biogenen Materials im Verhältnis zum SWM erhöht, worin sich der verringerte Einfluss des terrigenen Eintrags zu dieser Jahreszeit widerspiegelt. Insgesamt ist in dieser Phase die Windeinwirkung als steuernder Faktor des Partikelflusses anzusehen.

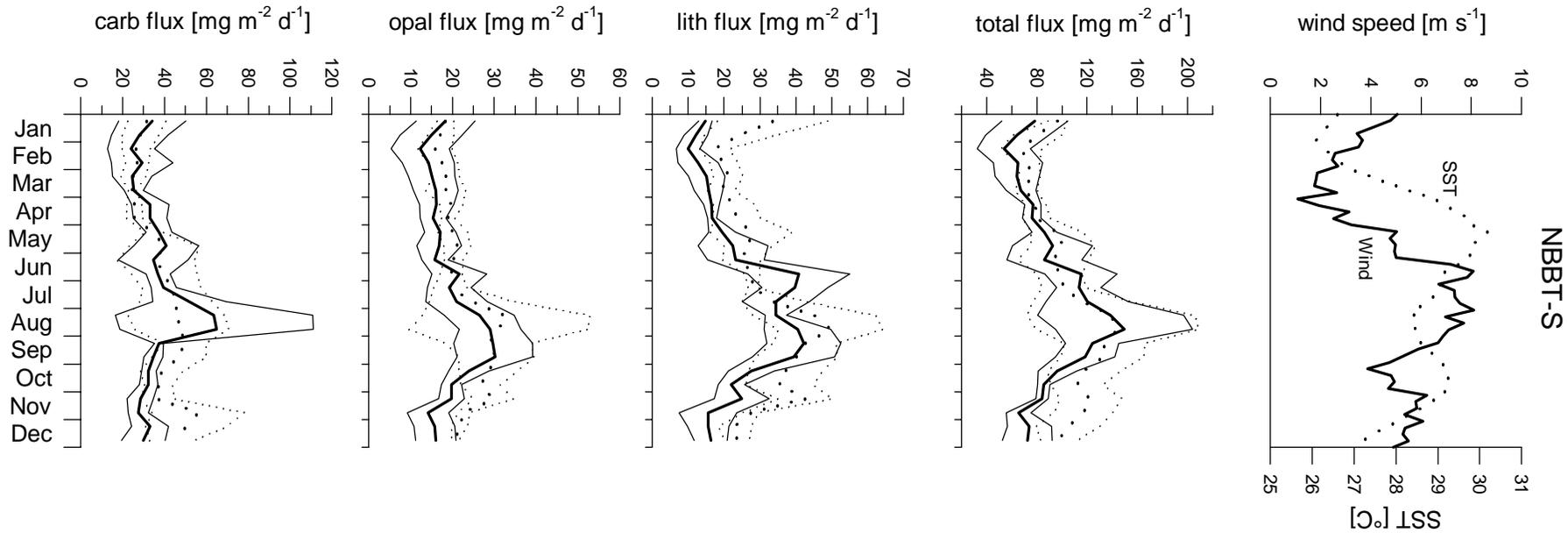
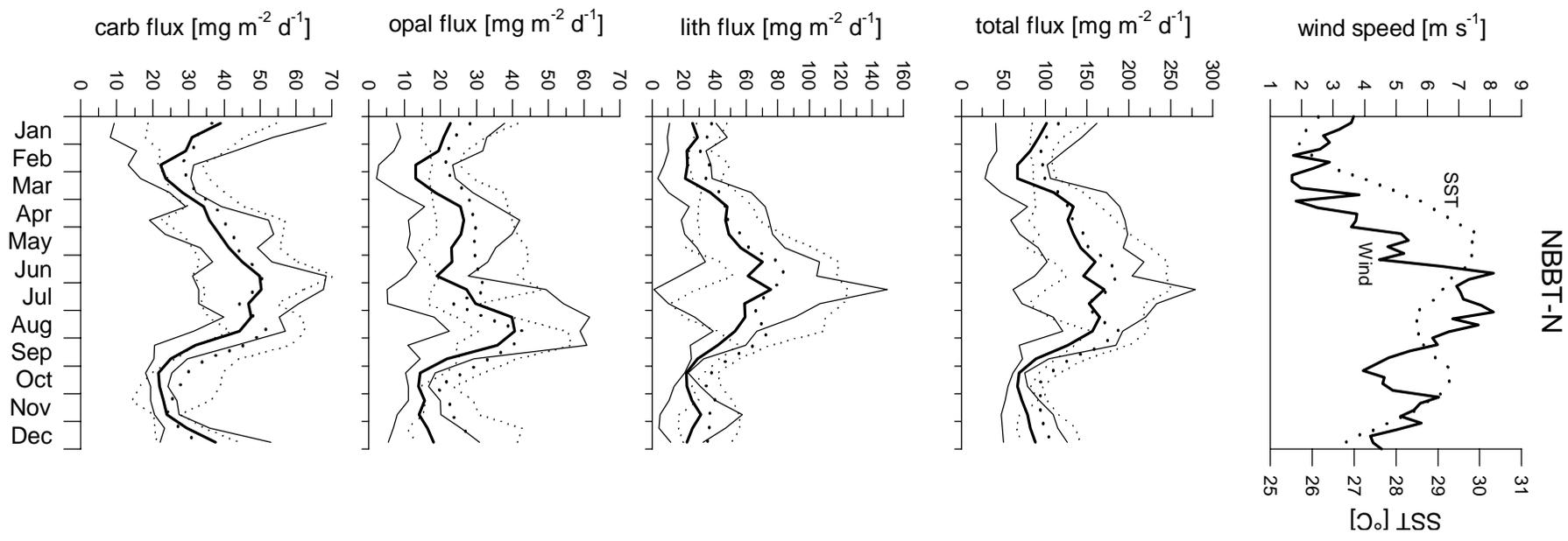
NBBT-S: Die über die Jahre 1990-1994 gemittelten Partikelflüsse an dieser Station zeigen eine Saisonalität, die ebenfalls an den Einfluss des SWM gekoppelt ist (Abb. 24). Die Gesamtflüsse sind insgesamt niedriger als an NBBT-N. Da dies im wesentlichen durch geringere Lithogenflüsse verursacht wird, lässt es sich auf größere Entfernung vom Land und die dadurch geringere Bedeutung des fluviatilen Eintrags zurückführen. Das frühe Ansteigen der Flüsse, das an der Nordstation beobachtet wurde, fehlt an NBBT-S und lässt vermuten, dass sich das Upwelling an der Ostküste Indiens im Frühjahr kaum oder gar nicht bis an diese Position auswirkt. Allein die Karbonatflüsse zeigen einen leichten Anstieg ab April, der mit ansteigenden Windgeschwindigkeiten einhergeht, die die Zufuhr von Nährstoffen aus größeren Wassertiefen verursachen.

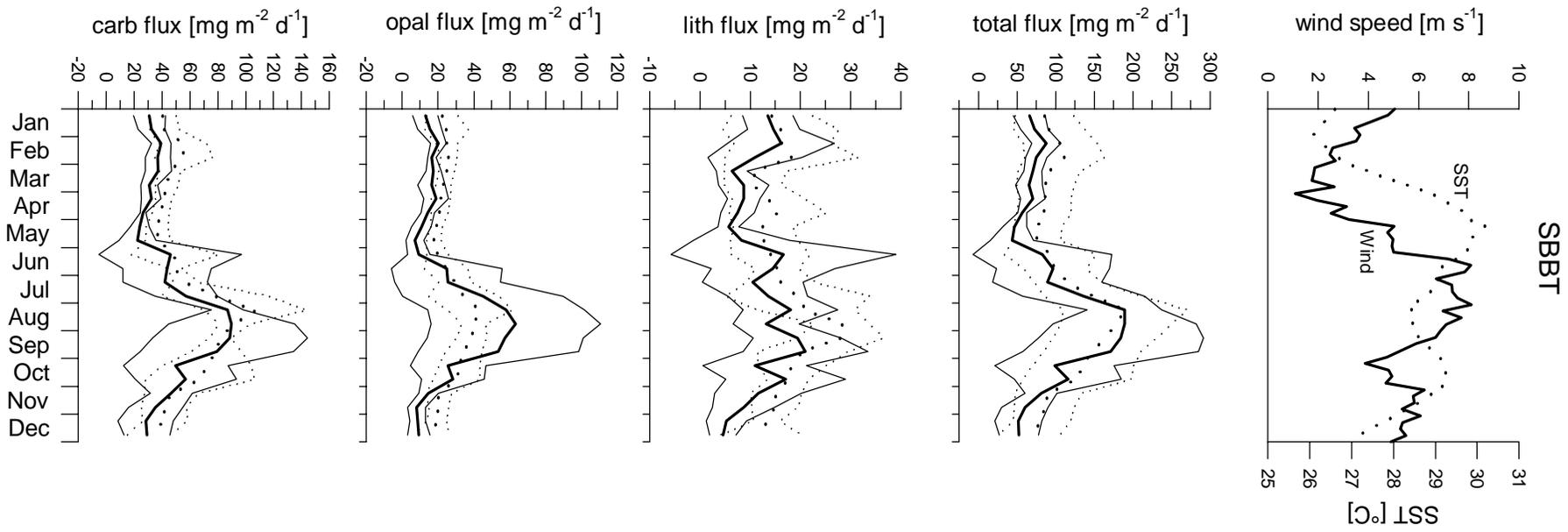
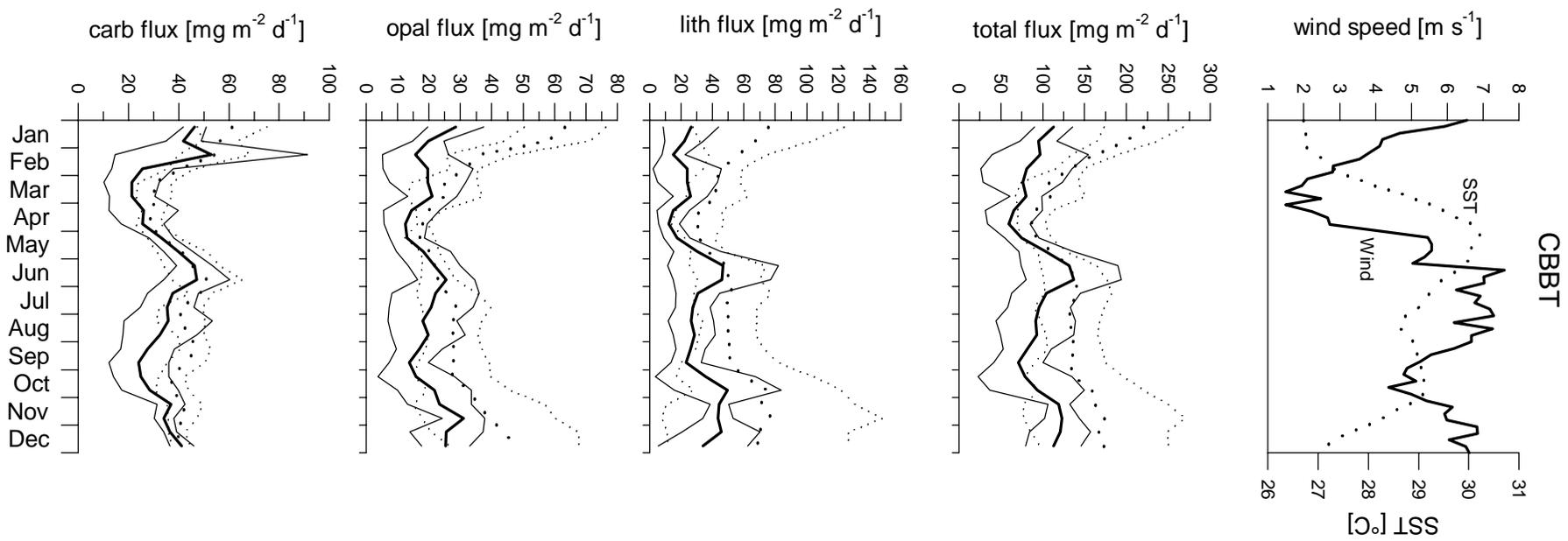
Geringste Flüsse werden wie auch an der Nordstation in den Monaten Februar/März verzeichnet, während derer die Winde fast zum Erliegen kommen und auch der Flusseintrag auf ein Minimum reduziert ist.

5.3.2. Zentraler Golf von Bengalen

Die Station im zentralen Golf von Bengalen ist durch erhöhte Flussraten während beider Monsunphasen charakterisiert (Abb. 24). Die Saisonalität hier ist im Unterschied zum nördlichen und südlichen Golf in der tiefen Falle stärker entwickelt. In der flachen Falle werden maximale Flüsse während des frühen SWM und in den Monaten Oktober-Januar verzeichnet. Die tiefe Falle ist durch ein stark ausgeprägtes primäres Maximum zwischen November und Januar/Februar und einer Phase anhaltend erhöhter Flüsse während des gesamten SWM gekennzeichnet. Tonmineraluntersuchungen an Proben der zentralen Station ergaben im Vergleich zur Nordstation höhere Anteile an Smektit (Ramaswamy et al., 1997). Da Smektit in erster Linie über die südindischen Flüsse in den Golf eingetragen wird, deutet dies auf den ostindischen Schelf als bedeutendes Quellgebiet des lithogenen Materials an CBBT hin (Ramaswamy et al., 1997). Daher ist davon auszugehen, dass die hohen Lithogenflussraten in der tiefen Falle in erster Linie auf einen starken lateralen Einfluss aus diesem Bereich zurückgeführt werden können. Eine episodisch erhöhte Materialzufuhr zur zentralen Fallenstation nimmt auch Hoffmann (1990) an.

Abb. 24: (nächste und übernächste Seite) Durchschnittlicher Jahrgang der SST und Windgeschwindigkeiten sowie die durchschnittlichen Flußmuster des Gesamtmaterials und der Hauptkomponenten in den flachen (—) und tiefen (.....) Fallen an den Stationen NBBT-N, NBBT-S, CBBT und SBBT. Die feinen Signaturen markieren die Standardabweichung von 1σ .





Seine Untersuchung der Tonmineralzusammensetzung der Sedimente aus diesem Bereich weist auf pulsartige Verschiebungen der Tonmineralzusammensetzung zugunsten des Smektit hin, die er auf den Einfluss von Trübestömen vom ostindischen Schelfbereich zurückführt.

Die an CBBT beobachteten Flussmuster sind wie im Norden außer an kontinentale auch an ozeanographische Vorgänge gekoppelt. Die aus Abb. 5 ersichtlichen generellen Strömungsmuster zeigen, dass die zentrale Station unter dem Einfluss saisonal variierender Wirbel vor der Ostküste Indiens steht. Eine zyklonische Strömung, die während des Sommers im Nordwesten des Arbeitsgebietes vorherrscht, weist einen starken ostwärts strömenden Arm bei etwa 13°N auf, der die zentrale Station passiert. Diese Strömung kann Wassermassen advektieren, die ihren Ursprung in dem schmalen Auftriebsgürtel entlang der Ostküste Indiens haben, der von Shetye et al. (1991) beschrieben wurde. Außerdem liegt die zentrale Station in einem Gebiet, in dem durch starken Windstress während des SWM eine Divergenzzone entsteht (Murty et al., 1992), in der gelegentlich nährstoffreiche Wassermassen bis nahe an die Oberfläche aufsteigen können und die Produktivität anregen.

Für die Übergangsphase vom SWM zum NEM zeigen Altimeterdaten ein zyklonisches Zirkulationsmuster entlang der Ostküste Indiens (mündl. Mitteilung V.S.N. Murty, 1998). Damit assoziierter Auftrieb trägt zu den erhöhten Flüssen während dieser Zeit bei, die durch hohe Anteile des opalinen Planktons gekennzeichnet sind.

5.3.3. Südlicher Golf von Bengalen

An der südlichen Station ist das Flussmuster eng an die Saisonalität des Windes und der Oberflächentemperaturen gekoppelt und durch ein ausgeprägtes Maximum während des SWM gekennzeichnet (Abb. 24). Geringste Windgeschwindigkeiten werden im Durchschnitt von März bis Anfang Mai beobachtet (Abb. 24). In dieser Zeit erreicht das Oberflächenwasser maximale Temperaturen von bis zu 30°C. Aus der vertikalen Temperaturverteilung (Abb. 25) wird deutlich, dass die Deckschicht in dieser Zeit die geringste Mächtigkeit aufweist.

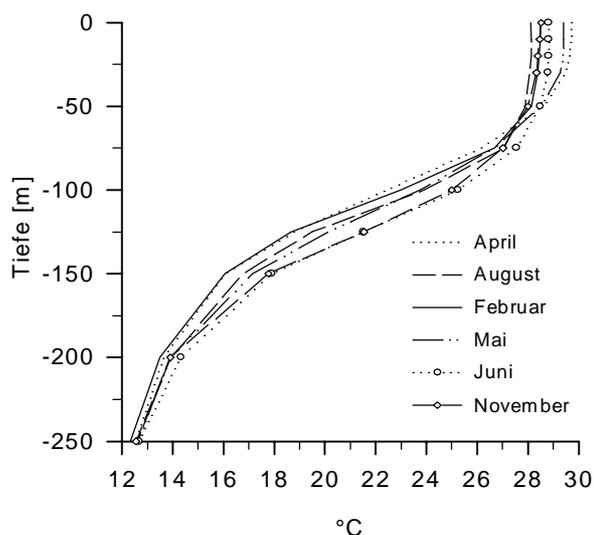


Abb. 25: Klimatologische Temperaturverteilung in den oberen 250 m der Wassersäule für verschiedene Monate an SBBT (LEVITUS 94).

Dies ist in Übereinstimmung mit den Angaben von Rao et al. (1989). Der im Vergleich zu den anderen Jahreszeiten größere Temperaturgradient während des Intermonsuns indiziert eine stabilere Stratifizierung, die zusammen mit den schwachen Winden als Ursache für oligotrophe Verhältnisse mit geringer Primärproduktion anzusehen ist. Als Folge bleiben die Partikelflüsse im NE-SW-Intermonsun bis in den Mai hinein gering. Die im Mai langsam einsetzenden Winde des SWM führen zu einer Abnahme der SST (Abb. 24), und zu einer deutlichen Vertiefung der Deckschicht ab Juni (Abb. 25).

Dieser Prozess, dessen zeitlicher Beginn interannuell variiert, bringt Nährstoffe in die euphotische Zone und stimuliert die biologische Produktion. Als Konsequenz steigen 3-4 Wochen später die Partikelflüsse an (Schäfer et al., 1996). Die niedrigsten SST können im August beobachtet werden. Hier wird neben der windinduzierten Abkühlung auch die Advektion von kühleren Wassermassen von der Südwestküste Indiens (Murty et al., 1992) wirksam, wo es während des SWM zu Auftriebserscheinungen kommt (Shetye et al., 1991). Eine deutliche Abkühlung der Meeresoberfläche setzt dort ab Juli ein (IGOSS). Die Ausdehnung dieser Kaltwasserzunge fällt zusammen mit der Zone erhöhter Produktivität, die aus den Primärproduktivitätskarten von Antoine et al. (1996) ersichtlich ist.

Mit der Abklingen der SWM-Winde ab September/Oktober gehen auch die Partikelflussraten zurück. Die SST steigt jedoch nur geringfügig an, die thermale Struktur der Wassersäule verändert sich in dieser Phase und in dem darauffolgenden NEM kaum (Abb. 25). Leicht erhöhte Windgeschwindigkeiten während des Wintermonsuns führen mit einem zeitlichen Versatz von einigen Wochen zu einem schwachen Anstieg der Partikelflussraten.

Das beschriebene Partikelflussmuster ist im Durchschnitt für alle biogenen Komponenten gut ausgebildet, für den lithogenen Anteil jedoch nur schwach entwickelt. Der im Vergleich zu den anderen Stationen geringe Beitrag der mineralischen Partikel zum Gesamtfluss ist Ausdruck des geringen kontinentalen Einflusses an dieser Station. Ob der leichte Anstieg der Lithogenflussrate im SWM auf eine tatsächlich verstärkte Zufuhr lithogenen Materials zu dieser Jahreszeit aus dem Norden oder aber auf vermehrtes *scavenging* suspendierter Partikel durch das absinkende biogene Material zurückzuführen ist, lässt sich nicht eindeutig klären.

5.4. Interannuelle Variabilität des Partikelflusses

Die oben beschriebenen Steuerungsfaktoren Flusseintrag, Auftrieb und Advektion nährstoffreicher Wassermassen sowie das saisonale Windmuster weisen von Jahr zu Jahr eine unterschiedliche Ausprägung auf. Dies und die gegenseitige Beeinflussung der Parameter führt zu einer großen interannuellen Variabilität des Partikelflusses im Golf von Bengalen. Sie findet ihren Ausdruck in stark variablen jährlichen Gesamtflussraten, in wechselnden Saisonalitäten des Flussmusters und in der variierenden Zusammensetzung des absinkenden Materials.

5.4.1. Nördlicher Golf von Bengalen

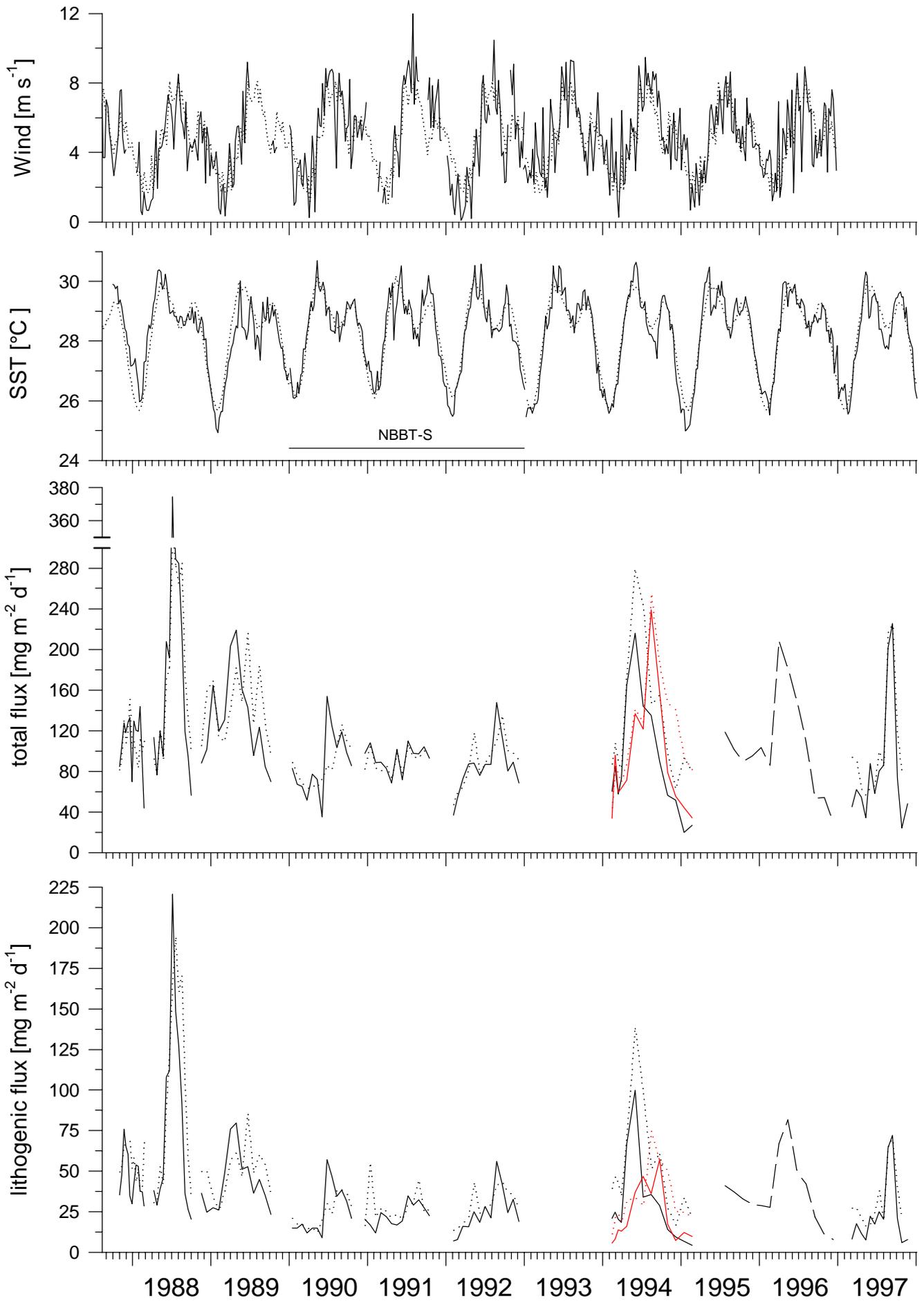
5.4.1.1. NBBT-N

Die interannuell variierenden Flusseinträge wirken sich im nördlichen Golf von Bengalen mehr als an den anderen Stationen auf die beobachtete Variabilität der Partikelflüsse (Abb. 26, 27, 28) aus. Abb. 29 zeigt die monatlichen Abflussraten der Flüsse Ganges und Brahmaputra für den Zeitraum Oktober 1987 - März 1992. Für die darauffolgenden Jahre sind keine Daten erhältlich und der Flusseintrag kann lediglich aufgrund der saisonalen Niederschläge näherungsweise abgeschätzt werden. Für den abgebildeten Zeitraum ist eine deutliche Variabilität des Abflusses vor allem des Ganges erkennbar. Der SWM 1988 war einer der regenreichsten Sommermonsune des letzten Jahrhunderts (Parthasarathy et al., 1992) und der Monat August 1988 ist durch die höchsten Abflussraten während der in Abb. 29 gezeigten Jahre gekennzeichnet. Schwere Überflutungen im Gebiet des Brahmaputra und seiner Zuläufe setzten schon im Juni ein und hielten praktisch während des gesamten Sommermonsuns an (Das et al., 1989). Der daran geknüpfte terrigene Eintrag in den Golf führte zu dem beobachteten Partikelflussmuster im Jahre 1988 mit Lithogenanteilen in den Sinkstoffen von >60% und Lithogenflussraten von >200 mg m⁻² d⁻¹. Der Anstieg der Lithogenflüsse und -anteile mit der Tiefe in dieser Phase deutet auf einen zusätzlich wirksamen lateralen Eintrag von lithogenem Material evtl. durch die Resuspension von Schelfsedimenten hin.

Neben der Zufuhr partikulären, vorwiegend mineralischen Materials hat auch der fluviatile Eintrag von Nährstoffen Auswirkungen auf den Partikelfluss im tiefen Ozean. Dies konnte im tropischen Atlantik beobachtet werden, wo Variationen der Partikelflüsse auf die fluktuierende Ausdehnung der Amazonasflussfahne und einzelner, davon abgetrennter Linsen zurückgeführt wurde. In diesen Linsen war der Gehalt an Chlorophyll im Durchschnitt zehnfach höher als in den umgebenden marinen Wassermassen (Deuser et al., 1988). Es ist anzunehmen, dass die in den Fallenproben beobachtete Verschiebung der Planktongemeinschaft zugunsten der Opalschaler, die in einer deutlichen Zunahme der Opalflüsse und verringerten Karbonat/Opal-Verhältnissen ihren Ausdruck findet (Ittekkot et al., 1991, Bartsch, 1992) (Abb. Karb/Opal), auf die intensive Nährstoffzufuhr durch das Flusswasser zurückzuführen ist.

1989 war Nordindien von unterdurchschnittlichen SWM-Niederschlägen geprägt (Gupta et al., 1990) und die Abflussraten des Ganges lagen unter denen der anderen Jahre (Abb. 20). Das Partikelflussmuster zeigt eine vom Flusseintrag losgelöste Saisonalität (Abb. 17-19). Der geringere fluviatile Eintrag zusammen mit stärkeren SWM-Winden, die eine Ausbreitung der Flussfahne in südliche Richtung hin zur Fallenstation erschweren (Bartsch, 1992), führte zum Fehlen eines ausgeprägten SWM-Maximums.

Abb. 26: (Nächste Seite) Wöchentliche (—) und durchschnittliche (---) Windgeschwindigkeiten und SST an den Fallenstationen im nördlichen Golf von Bengalen sowie Gesamt- und Lithogenflüsse in den flachen (—), mittleren (---) und tiefen (----) NBBT-Fallen. Zur besseren Unterscheidung sind die Daten von NBBT-S für das Jahr 1994 rot dargestellt.



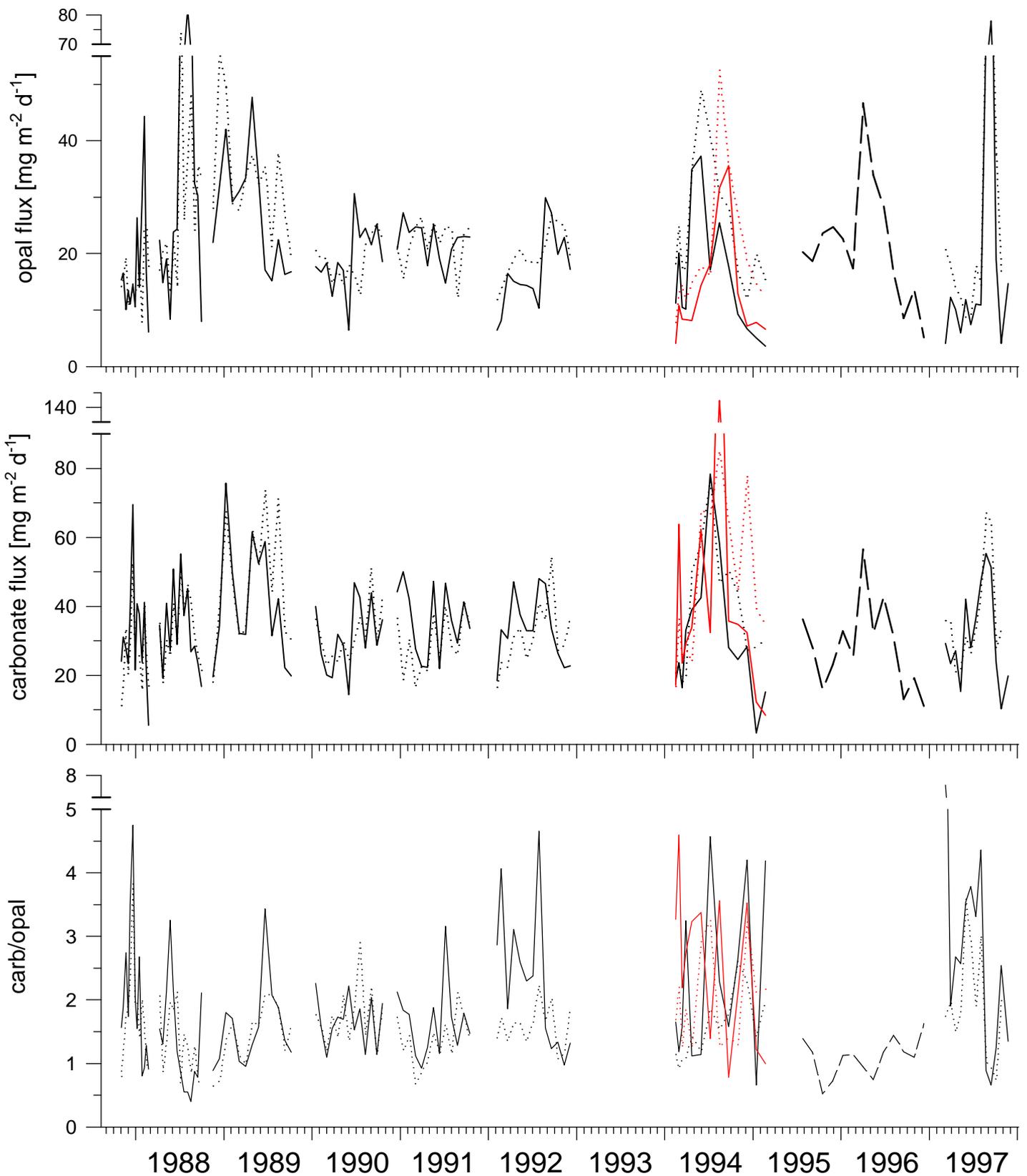


Abb. 27: Opal- und Karbonatflussraten sowie das Verhältnis von Karbonat zu Opal in den flachen (—), mittleren (---) und tiefen (····) NBBT-Fallen. Zur besseren Unterscheidung sind die Daten von NBBT-S für das Jahr 1994 rot dargestellt.

Statt dessen kommt es zu stark erhöhten Flüssen schon während des NEM und des NE-SW-Intermonsuns (Bartsch, 1992). Das NEM-Maximum fällt mit einem Rückgang der SST zusammen und kann auf verstärkte Windeinwirkung möglicherweise im Zusammenhang mit einem Zyklon, der Ende November 1988 den Golf überquerte (Das et al., 1990), zurückgeführt werden. Flussraten dieser Höhe konnten zu dieser Jahreszeit im nördlichen Golf von Bengalen nicht wieder beobachtet werden. Schäfer (1994) erklärt auch das Intermonsunmaximum 1989 mit im Vergleich zu 1988 erhöhten Windgeschwindigkeiten. In dieser Jahreszeit ist entlang der Ostküste Indiens eine starke nordwärtsgerichtete Strömung ausgebildet, die als *western boundary current* einer subtropischen *gyre* angesehen wird, und an deren küstenwärtiger Seite es besonders im März und April zu Auftriebserscheinungen kommt (Shetye et al., 1993). Dieser Auftrieb kann durch die küstenparallelen Winde, die im Nordosten des Golfes zu dieser Jahreszeit auftreten, verstärkt werden. Möglicherweise beeinflusst also in dieser Phase nicht nur Winddurchmischung an der Fallstation selbst, sondern vor allem die Advektion von (nährstoffreichen) Wassermassen und Planktonpopulationen von der Ostküste Indiens die Produktivität und den Partikeltransport an der nördlichen Fallstation. Aufgrund der weiträumig unterdurchschnittlichen SST im Jahr 1989 wird dieser Auftrieb in SST-Karten nicht sichtbar. Untersuchungen an planktischen Foraminiferen zeigen jedoch eine Dominanz der auftriebsindizierenden Art *Neogloboquadrina dutertrei* für den Zeitraum April-Juni 1989 (Guptha et al., 1997), wodurch die Annahme von auftriebsgesteuertem Partikeltransport für diesen Zeitraum unterstützt wird.

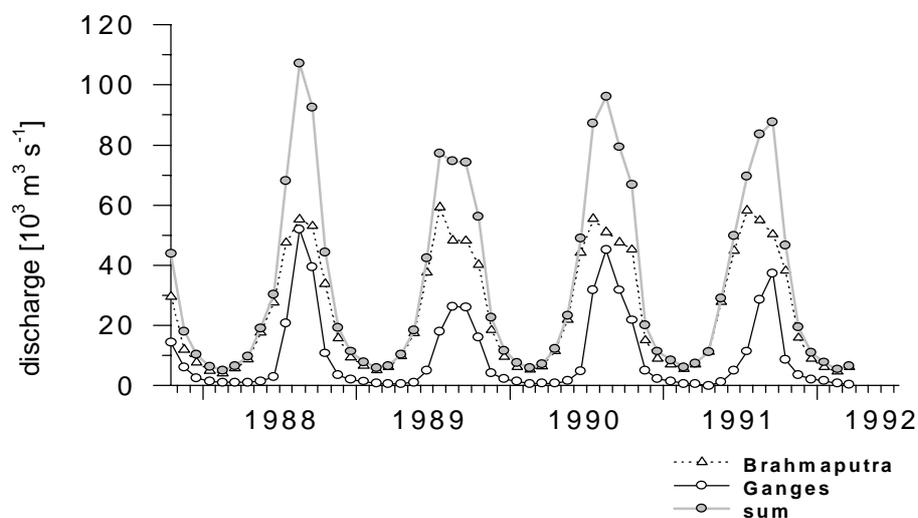


Abb. 28: Abfluß der beiden Flüsse Ganges und Brahmaputra und die Summe von beiden für den Zeitraum Oktober 1987 bis März 1992. Daten vom Global Runoff Data Centre, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz.

Vergleichbar frühe Flussmaxima schon vor Beginn des SWM wurden auch in den Jahren 1994 und 1996 aufgezeichnet. Der Beprobungszeitraum 1994 wird im folgenden Kapitel gesondert diskutiert, scheint aber auch von dem Auftrieb beeinflusst zu sein. Der NE-SW-Intermonsun 1996 war gekennzeichnet durch relativ starke Winde und niedrige SST (Abb. 26). Gleichzeitig zeigt eine SST-Karte für April diesen Jahres eine deutliche Abkühlung entlang der Ostküste Indiens, die Auftrieb

indiziert (Abb. 29). Diese Faktoren führen zu einem verstärkten Nährstoffangebot und zu hohen Flussraten an NBBT-N ab März. Schon Anfang Juli gehen die Flüsse wieder zurück. Das lithogene

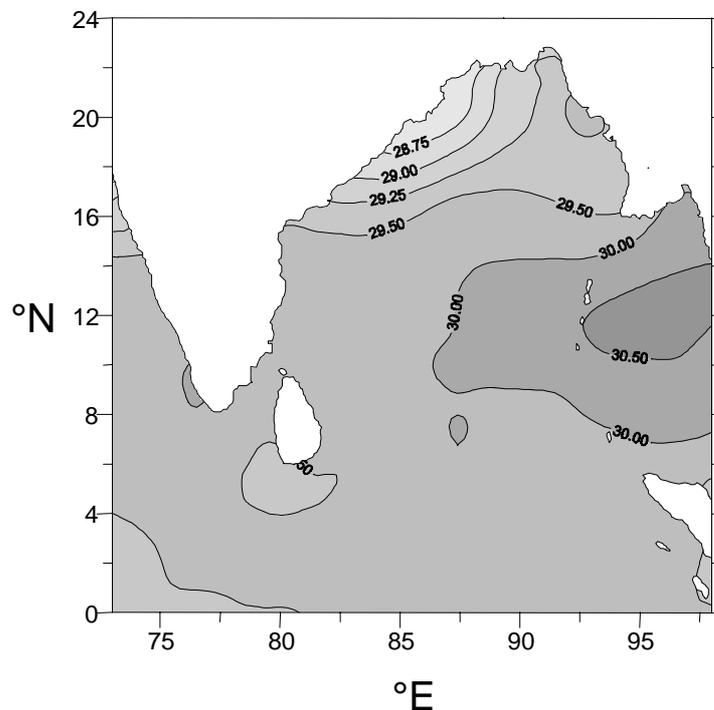


Abb. 29: Verteilung der SST im April 1996.

Material zeigt eine entsprechende Saisonalität ohne SWM-Maximum. Wie schon 1989 scheint das während des Intermonsuns absinkende organische/biogene Material die in der Wassersäule suspendierten mineralischen Partikel „einzufangen“ und aus der Wassersäule heraus zu filtrieren, wodurch höchste Lithogenflüsse schon vor Beginn des Haupteintrags der Flüsse zustande kommen. Möglicherweise kommt in dieser Jahreszeit zusätzlich zu den von Ganges und Brahmaputra eingebrachten Suspension auch der schmale Schelfbereich entlang der Ostküste Indiens als Quellgebiet der lithogenen Partikel in Frage. Dort ist im NE-SW-Intermonsun aufgrund der vorherrschenden Strömungen die Resuspension von Schelfmaterial möglich, das durch die vorherrschende Zirkulation in den Norden des Arbeitsgebietes advektiert werden kann (Ramaswamy et al., 1997).

Im Jahre 1997 zeigte der Partikelfluss an NBBT-N erstmals wieder ein deutliches SWM-Maximum, das sich von August bis Mitte September erstreckte. In diesem Jahr wurden 40% (35%) des gesamten mit der flachen (tiefen) Falle beprobten Materials in nur 40 von insgesamt 274 (240) Tagen in die Tiefsee abgeführt. Der Zeitpunkt des Sedimentationspeaks und der erhöhte Fluss von Opal und lithogenem Material in dieser Phase lässt einen kausalen Zusammenhang mit dem fluviatilen Eintrag in die Region möglich erscheinen. Vergleicht man jedoch die maximalen Flussraten des lithogenen Materials 1997 ($70 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) mit denen der Jahre 1989 ($85 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) und 1996 ($82 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), so wird deutlich, dass sie in einem Bereich liegen, der auch losgelöst vom fluviatilen Haupteintrag allein durch *scavenging* suspendierter Mineralpartikel durch absinkende Aggregate erreicht werden können, wie es 1989 und 1996 der Fall war. Auch der prozentuale Anteil des

lithogenen Materials ist, anders als 1988, während des Flusspeaks nicht erhöht, was gegen verstärkten fluviatilen Eintrag als dominantem Steuerungsmechanismus spricht. Um diesen Steuerungsfaktor weiter auszuschließen, wurde für die Sinkstoffe der nördlichen Stationen das Verhältnis von biogenen (Opal und Karbonat) zu lithogenen Partikeln gebildet (Abb. 30). Der fluviatil dominierte SWM 1988 ist erwartungsgemäß durch geringste biogen/lithogen-Verhältnisse geprägt. Die Werte des zweiten prägnanten SWM-Maximums im Jahr 1997 hingegen sind ca. dreimal höher als im SWM 1988 und liegen auch über denen der Jahre 1989 und 1996. Sie übertreffen sogar die SWM-Verhältnisse an der landferneren Station NBBT-S. Dies impliziert, dass der Peak im Jahre 1997 nicht auf fluviatilen Eintrag zurückzuführen ist.

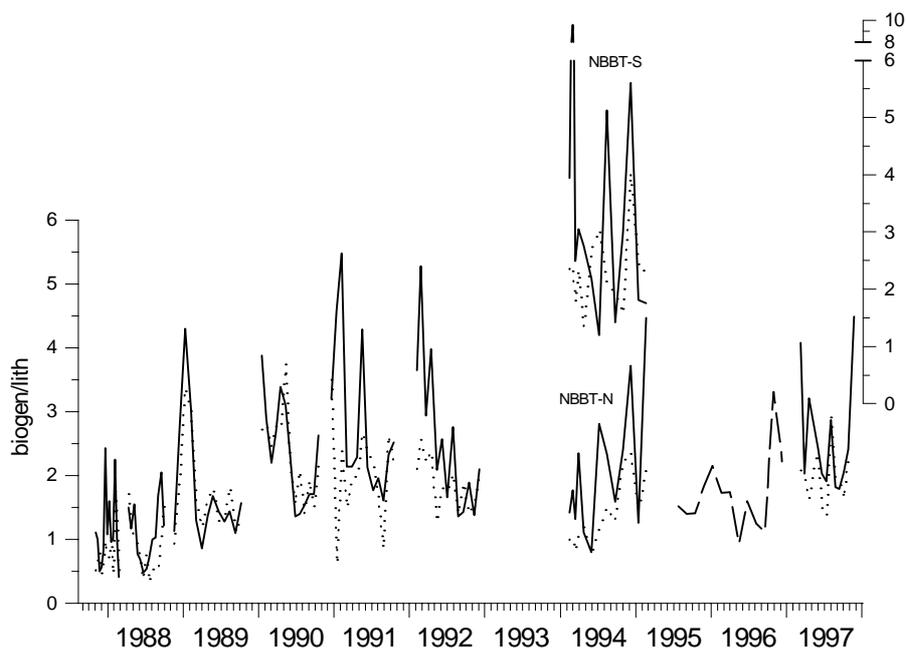


Abb. 30: Verhältnis der biogenen Komponenten zur lithogenen Komponente in den flachen (—), mittleren (----) und tiefen (.....) NBBT-Fallen.

Während die Flussmuster des biogenen Opals und des lithogenen Materials parallel verlaufen, was auf die Fähigkeit der Diatomeen zur Aggregatbildung zurückzuführen ist, weisen die Flüsse des Karbonats ein davon leicht abweichendes Muster auf (Abb. 33). Während des NE-SW-Intermonsuns liegen sie über denen des Opals. Dies wird auf die bessere Anpassung der kalkigen Coccolithophoriden an die zu dieser Jahreszeit vorherrschenden oligotrophen Verhältnisse zurückgeführt. Ein Rückgang der SST im Mai, der zeitlich einem Zyklon folgt, der vom 14.-20.5.1997 den Golf überquerte und auch die nördliche Fallenstation passierte, wirkt sich leicht positiv auf die Karbonatflüsse aus. Die Menge des in diesem Zeitraum abgeführten karbonatischen Materials ist vergleichbar mit den Flüssen, die 1991 im Anschluss an die Passage zweier Zyklone gemessen wurden (in Abb. 33 mit Pfeilen markiert). Ende Juni/Anfang Juli, also nach Einsetzen des SWM, beginnen die Karbonatflüsse zeitgleich mit dem Rückgang der SST erneut zu steigen, während die Opalflüsse weiterhin niedrig bleiben. Auch für diesen Zeitraum wird ein eher geringes

Nährstoffangebot angenommen. Erst 40 Tage später, ab Mitte August, nach Erreichen der geringsten SST, steigen auch die Flüsse des opalinen Materials abrupt an. Dies scheint an einen zyklonischen Wirbel im Bereich der nördlichen Fallenstation gekoppelt zu sein, der sich in SST-Karten für den Monat August abzeichnet und in dessen Innerem kaltes, (vermutlich) nährstoffreiches Wasser an die Oberfläche dringt. Diese Struktur ist durch eine negative SST-Anomalie von $0,7^{\circ}\text{C}$ gekennzeichnet (Abb. 31). Ihre Entstehung ist wahrscheinlich durch Windeinwirkung zu erklären (frdl. Mitt. V.S.N. Murty). Möglicherweise tritt sie auch in anderen Jahren auf, wird dann aber durch höheren fluviatilen Eintrag überdeckt. Der mit ihr verbundene Nährstoffeintrag war ausreichend, um eine Verschiebung der Planktongemeinschaft zugunsten der Opalschaler zu ermöglichen. Mit Zusammenbrechen des Wirbels gehen auch die Flussraten aller Komponenten zurück.

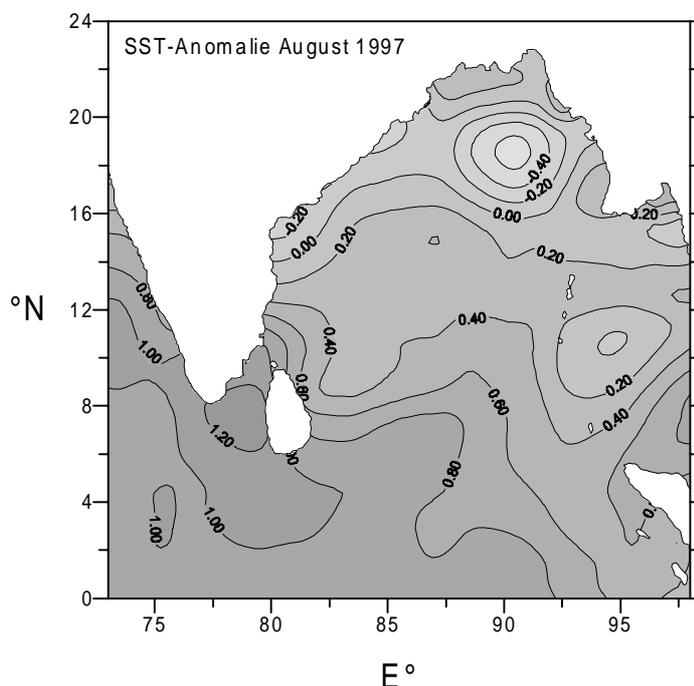


Abb. 31: Verteilung der SST-Anomalie im August 1997.

5.4.1.2. NBBT-S

Die jährlichen Gesamtflüsse der Jahre 1990-1992 variieren nur wenig und liegen zwischen $26\text{--}30\text{ g m}^{-2}$. Lediglich 1994 werden an dieser Station sehr viel höhere Flüsse gemessen (siehe auch 5.4.1.3.). Die Saisonalität des Gesamtflusses an NBBT-S zeigt bis auf das Jahr 1991 ein SWM-Maximum, das im wesentlichen durch die Flüsse des opalinen und lithogenen Materials geprägt wird (Abb. 26, 27). Die Karbonatflüsse zeigen eine davon losgelöste Saisonalität (Abb. 33).

1990 zeigt das Flussmuster der flachen Falle einen abrupten Anstieg aller Komponenten Ende Juni. Diesem Peak geht Anfang Juni ein deutlicher Anstieg der Windgeschwindigkeiten und ein daran gekoppelter Rückgang der SST voraus (Abb. 26), der die Injektion kühlerer, nährstoffreicher Wassermassen in die euphotische Zone indiziert. Dieser Nährstoffeintrag stimuliert die biologische Produktion und nachfolgend den Partikelfluss. Zusammen mit dem biogenen Material sinken auch mineralische Partikel ab. In der tiefen Falle steigen die Lithogenflüsse gleichzeitig mit denen der

flachen Falle an, nicht aber die biogenen Komponenten, die erst zwei Sammelintervalle später ansteigen. Trotzdem treten in beiden Fallentiefen gleichzeitig deutlich abnehmende biogen/lithogen-Verhältnisse auf (Abb. 30) Zunehmende prozentuale Anteile des lithogenen Materials und abnehmende biogen/lithogen-Verhältnisse während der SWM treten auch 1991 und 1992 auf. Dies weist in Analogie zu den oben beschriebenen Beobachtungen an NBBT-N darauf hin, dass sich der fluviatile Eintrag auch an dieser landferneren Station direkt auf die Lithogenflüsse auswirkt. Um dies zu überprüfen und um auszuschließen, dass das lithogene Material nicht einfach über *scavenging* kausal an die Saisonalität des opalinen Materials gekoppelt ist, wurde eine Korrelation zwischen diesen beiden Komponentenflüssen erstellt. Dabei fallen die Flüsse im Jahr 1991 durch eine Abweichung von der ansonsten positiven (für *scavenging* sprechenden) Korrelation dieser beiden Komponenten auf (Abb. 32). 1991 zeigt das lithogene Material als einzige Komponente ein Maximum während des SWM, ohne dass deutlich erhöhte SWM-Flussraten des Opals *scavenging* als Ursache des Lithogenanstiegs vermuten lassen. Daraus lässt sich schließen, dass ein Anstieg der Lithogenflüsse an NBBT-S im SWM ursächlich auf den Flusseintrag zurückzuführen ist. Wahrscheinlich sind die Konzentrationen an suspendierten mineralischen Partikeln an dieser Station außerhalb des SWM so gering, dass *scavenging* dieses reduzierten *standing stocks* durch absinkende biogene Aggregate nicht zu einem deutlichen Anstieg der Lithogenflüsse führt. Im Jahr 1991 ist aufgrund der relativ niedrigen Lithogenflüsse im SWM und der relativ einheitlich ausgeprägten Opalflüsse, die in diesem Jahr wahrscheinlich unter dem Einfluss des Auftriebsgebietes an der Ostküste Indiens stehen, keine ausgeprägte Saisonalität der Gesamtlüsse zu erkennen. Das im Vergleich zu 1990 verzögerte Auftreten des SWM-Peaks im Jahre 1992 fällt zusammen mit dem späten Einsetzen der Monsunregen in diesem Jahr.

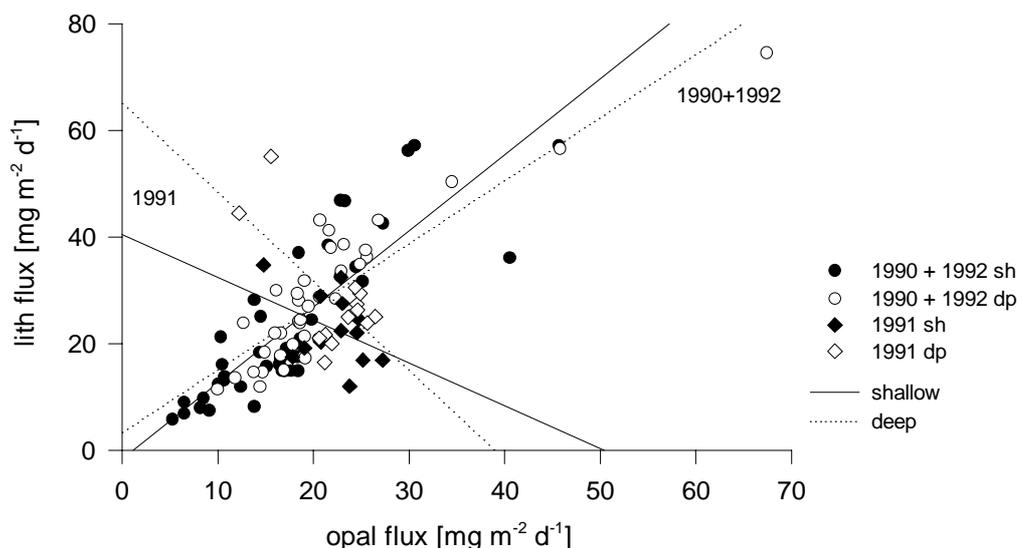


Abb. 32: Korrelation des Lithogenflusses mit dem Opalfluss an NBBT-S für die Jahre 1990 und 1992 sowie für das Jahr 1991.

5.4.1.3. Karbonat- und Opalflüsse im Vergleich

In Abb. 33 sind die Flüsse des karbonatischen und opalinen Materials der nördlichen Station (flache Fallen) sowie die Ozeanoberflächentemperaturen aufgetragen. Es wird deutlich, dass außer während der SWMe 1988 und 1997 die Karbonatflüsse generell über denen des Opals liegen und dass beide Komponenten unterschiedliche Saisonalitäten aufweisen. Die Produktivität der karbonatischen Organismen ist eng an die Ozeanoberflächentemperatur gekoppelt. Diese wird im Sommer von den auftretenden Monsunwinden bestimmt. In dieser Jahreszeit besteht für die Karbonatflüsse ein direkter Zusammenhang mit der wind(sturm)induzierten Abkühlung, nicht aber für die Opalflüsse. Die Beobachtung, dass Winde als Steuerungsfaktor zu erhöhten Karbonatanteilen in Sinkstoffen führen, wurde auch im Arabischen Meer gemacht (Rixen, 1995). Die Opalflüsse steigen in der Regel erst mit Erreichen der minimalen SWM-Temperaturen an. Im Winter werden die SST neben der Windeinwirkung auch durch die jahreszeitlich bedingte Abkühlung bestimmt. Die winterlichen Temperaturminima sind in den Jahren 1987/88, 1988/89, 1989/90 sowie 1990/91 von erhöhten Karbonatflüssen begleitet. In den anderen Jahren wurden diese Flussmaxima aufgrund des späteren Beginns der Sammelzeiträume eventuell nicht mehr erfasst. Das opaline Material zeigt während dieser Phasen keinen oder sehr viel geringeren Anstieg. Erhöhte Karbonatflüsse in der Phase ansteigender SST im NE-SW-Intermonsun sind in der Regel an Sturmereignisse gekoppelt. Erhöhte Opalflüsse in dieser Jahreszeit werden hingegen mit der Advektion nährstoffreicher Wassermassen in Verbindung gebracht (vgl. 5.4.1.1.).

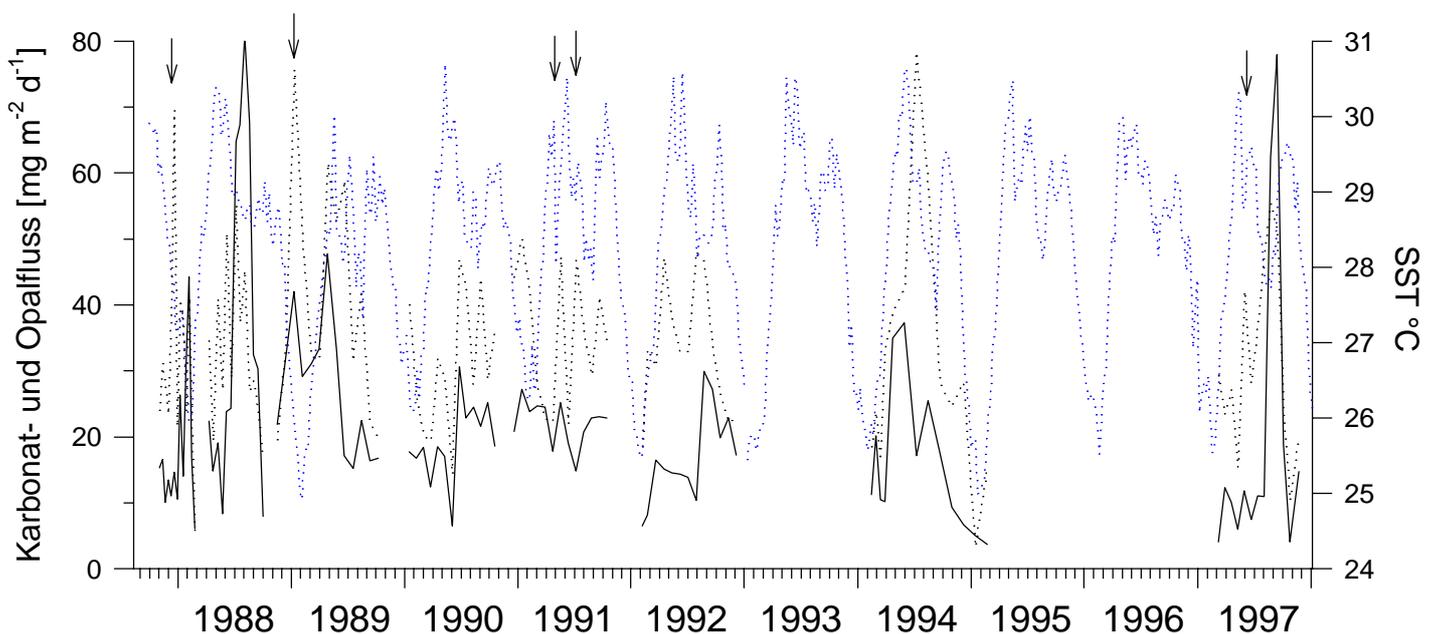


Abb. 33: Opal- (—) und Karbonatflüsse (.....) für die flachen NBBT-Fallen sowie die SST für die Jahre 1988-1977 (blau). 1994 ist nur NBBT-N gezeigt. Die Pfeile indizieren den Zeitpunkt von Sturmereignissen.

Die spezifische Wirkung der Sturmereignisse auf die Karbonatflüsse soll an einigen Beispielen aus den Jahren 1991 und 1997 deutlich gemacht werden. In diesen Jahren steigen die Karbonatflüsse jeweils nach Auftreten eines Zyklons im Dezember 1990, jeweils Ende April und Mai 1991 und Anfang

Mai 1997 deutlich an, während die anderen Komponenten einen vergleichsweise monotonen Verlauf aufweisen. In Abb. 34 ist die SST-Verteilung im Arbeitsgebiet in der Woche vor und nach dem Sturm im April 1991 gezeigt. Die abkühlende Wirkung des Zyklons durch Durchmischung und Auftrieb (z.B. Gopala Krishna et al., 1993) wird darin deutlich.

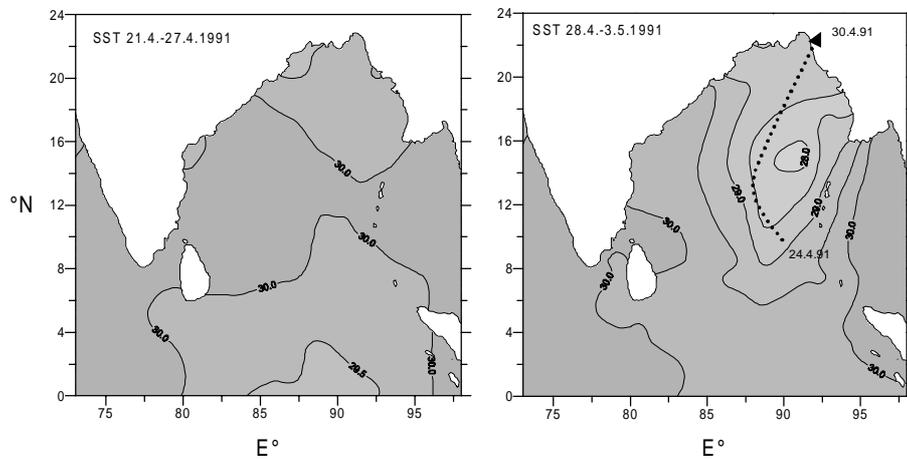


Abb. 34: Verteilung der durchschnittlichen wöchentlichen SST in den Wochen 21.-27.4. und 28.4.-3.5.1991 mit Verlauf eines tropischen Zyklons, der den Golf vom 24.-30.4.1991 überquerte.

5.4.1.4. Direkter Vergleich der Partikelflüsse an NBBT-N und NBBT-S

Die oben diskutierten Ergebnisse der Untersuchung des Partikelflusses an zwei Stationen im nördlichen Golf von Bengalen zeigte, dass die südliche der beiden Stationen durch geringere Gesamt- und Lithogenflussraten und gleichzeitig erhöhte Karbonatanteile charakterisiert werden kann (Tab. 13). Dies wurde mit der größeren Entfernung zur Ganges-Brahmaputra-Mündung und dem Schelf, niedrigerem Nährstoffangebot aufgrund des geringeren fluviatilen und auftriebsbedingten Einflusses und einer größeren Bedeutung der Winddurchmischung an NBBT-S erklärt (Schäfer, 1994; Schäfer et al., 1996; diese Arbeit). Nach einer gleichzeitigen Beprobung beider Stationen im Jahre 1994, die durchgeführt wurde, um die räumliche Variation des Partikelflusses unabhängig von interannuellen Variabilitäten vergleichen zu können, wurden diese Ergebnisse im Bezug auf die Zusammensetzung des Materials im wesentlichen bestätigt (Abb. 35).

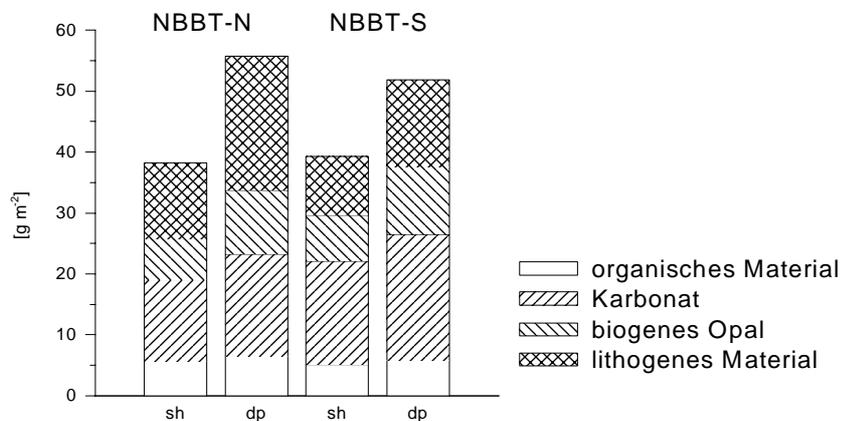


Abb. 35: Vergleich der Flussraten der Hauptkomponenten an NBBT-N und NBBT-S im Jahr 1994

Die Gesamtmenge des an NBBT-S abgeführten Materials war 1994 jedoch deutlich höher als in den Jahren zuvor und lag in der tiefen Falle mit $52 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ so hoch wie die Flussraten, die 1988 und 1989 an NBBT-N ermittelt wurden. Das führte dazu, dass 1994 die Gesamtflüsse der tiefen Falle an NBBT-N nicht wie im langjährigen Mittel um 27% sondern nur um 7,5% höher waren als an NBBT-S. Die überdurchschnittlichen Flüsse an NBBT-S 1994 sind im wesentlichen auf stark erhöhte Flussraten der biogenen Komponenten Opal und Karbonat zurückzuführen (Tab. 15). Sie liegen 1994 über denen der Nordstation und zeugen von einer besseren Nährstoffversorgung und höheren Produktivität im Einzugsbereich des NBBT-S-Fallensystems in diesem Jahr. Die Partikelflüsse beider Stationen (Abb. 26, 27) sind 1994 von deutlich unterscheidbaren Saisonalitäten geprägt, die auf lokal unterschiedliche Steuerungsfaktoren schließen lassen.

An der Nordstation kommt es im Jahr 1994 erneut zu einem frühen Flussmaximum während des NE-SW-Intermonsuns und des frühen SWM (vgl. 5.4.1.1.). Es erstreckt sich für die flache Falle über die Monate April-Juni und für die tiefe Falle über den Zeitraum April-Juli und erreicht seinen höchsten Wert im Mai/Juni. Diese Saisonalität spiegelt sich in dem Flussmuster des lithogenen, opalinen und organischen Materials wider. Die Flüsse des karbonatischen Materials steigen in der flachen Falle schon 14 Tage vor, in der tiefen Falle gleichzeitig mit den anderen Komponenten an. Dieser zweiwöchige Versatz des Karbonatanstiegs stellt die maximale Zeitspanne dar, die die Partikel zur Überwindung der 1000m zwischen der flachen und tiefen Falle benötigen. Daraus resultiert eine Mindestsinkgeschwindigkeit von 70 m d^{-1} . Maximale Flüsse erreicht das Karbonat jedoch erst im Juli, also ca. 6 Wochen nach den anderen Komponenten. Während das opaline Plankton anscheinend vor allem von dem Einfluss des Auftriebsgeschehens im Nordwesten des Golfes profitiert, folgen die Flüsse des karbonatischen Planktons im wesentlichen dem auftretenden Windmuster. Dies wird auch an NBBT-S beobachtet: zwei Karbonatpeaks Ende Februar und Mai folgen einigen Windimpulsen (im Mai gekoppelt an einen Zyklon), die sich auch in den SST-Daten manifestieren.

Der im Vergleich zu 1989 und 1996, beides Jahre mit frühem Flussmaximum, hohe Lithogenfluss 1994 an NBBT-N lässt auf einen zusätzlich zum „scavenging“ wirksamen Zufuhrprozess schließen. Tatsächlich wurden in der letzten Märzwoche über dem nordwestlichen Schelfbereich hohe mittlere wöchentliche Windgeschwindigkeiten von $7-9 \text{ m s}^{-1}$ beobachtet. Gerade in dem von diesen starken Winden erfassten Schelfabschnitt ist eine Remobilisierung von Sedimenten mit anschließendem Transport in die Tiefsee über den Canyon „Swatch of no Ground“ wahrscheinlich (Kuehl et al., 1989). Das dabei resuspendierte, größtenteils lithogene Material erreichte die NBBT-N-Station innerhalb einiger Tage bis Wochen (das Intervall, in dem der Anstieg verzeichnet wurde, dauerte vom 2.4.-9.5.94). Die mit der Tiefe deutlich zunehmenden Flussraten in dieser Phase indizieren lateralen Eintrag zusätzlich zum „scavenging“ durch absinkende Aggregate (Honjo, 1982).

Durch die Inkorporation des reichlich vorhandenen mineralischen Materials in die absinkenden biogenen Aggregate wurden die Sinkgeschwindigkeiten erhöht, so dass dadurch relativ frisches Material mit hohem POC-Anteil in die Fallen gelangte (z.B. Ittekkot & Haake, 1990). Dieses Frischesignal zeigt sich auch in den niedrigen C/N-Werten dieser Proben und spricht zusammen mit im Vergleich zu den Schelfsedimenten hohen Anteilen der biogenen Komponenten für eine signifikante Beimischung frisch produzierten Materials.

Aufgrund der größeren Entfernung zum Schelf sowie der räumlich begrenzten Advektion der Auftriebswässer weisen Opal, lithogenes und organisches Material an der südlichen Station keinen vergleichbar deutlichen Anstieg auf (Abb. 26, 27). Ein mit der Distanz zum Schelfbereich abnehmender kontinentaler Einfluss und geringer ansteigende Flüsse mit der Tiefe haben auch Heussner et al. (1999) vor der Gironde-Mündung an der französischen Atlantikküste festgestellt.

Für den darauffolgenden SWM wurden im Gegensatz zu den bis dahin gemachten Beobachtungen im nördlichen Golf von Bengalen maximale Flüsse nicht an NBBT-N, sondern an NBBT-S aufgezeichnet. Die monsunalen Regenfälle 1994 waren in weiten Teilen des Einzugsgebietes des Ganges und Brahmaputra sowie im südöstlichen Indien unterdurchschnittlich (De et al., 1995). Im Nordosten Indiens fielen zum Teil 500 mm weniger Regen als im langjährigen Durchschnitt. Dies lässt annehmen, dass der fluviatile Eintrag und die Einwirkung auf die Partikelflüsse an NBBT-N im SWM 1994 als gering einzuschätzen ist. Ein sekundäres Flussmaximum des Opals sowie des lithogenen und organischen Materials liegt im Bereich, der in den vorangegangenen Jahren für NBBT-S beobachtet wurde und die Annahme von geringem fluviatilen Einfluss unterstützt. Im Gegensatz dazu sind die Partikelflüsse an NBBT-S im gleichen Zeitraum deutlich erhöht. Insbesondere die beiden biogenen Komponenten Opal und Karbonat weisen im Vergleich zu den SWMen der vorangegangenen Jahre 1990-1992 (Tab. 15) um ca. 60 bzw. 95% erhöhte Flüsse auf. Das Fehlen eines Flussmaximums an der küstennäheren NBBT-N Station indiziert, dass sich das SWM-Maximum an NBBT-S nicht durch fluviatilen Eintrag erklären lässt.

Gleichzeitig mit den starken Winden konnten 1994 im langjährigen Vergleich relativ niedrige Oberflächentemperaturen beobachtet werden (Abb. 26), was sich offenbar positiv auf die Produktivität und Partikelsedimentation an NBBT-S ausgewirkt hat. Die an NBBT-S im Vergleich zu NBBT-N etwas niedrigeren Oberflächentemperaturen (nicht abgebildet) können als Hinweis auf eine intensivere windinduzierte Vertiefung der Deckschicht in diesem Bereich verstanden werden. Möglicherweise wurden die hohen Partikelflüsse an NBBT-S auch durch eine Beeinflussung aus dem zentralen Golf gesteuert, wo es während des SWM aufgrund des Windstresses zu „open ocean upwelling“ kommt (Murty et al., 1992). Normalerweise bringt dieser Auftrieb das Wasser zwar nicht bis an die Oberfläche, in extrem windreichen Jahren ist es aber denkbar, dass es zu einem Nährstoffeintrag in die euphotische Zone kommt, insbesondere wenn aufgrund geringerer Flusseinträge die Schichtung des Oberflächenwassers weniger stabil ausfällt. Anhaltend hohe Windgeschwindigkeiten während des SWM führten mit $>140 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ zu den höchsten, im nördlichen Golf von Bengalen ermittelten Karbonatflussraten. Als Folge der intensiven Nährstoffzufuhr konnten während des SWM 1994 an NBBT-S auch die Opalschaler eine starke Blüte entwickeln. Aus den guten Korrelationen von POC, Opal und lithogenem Material miteinander wird ersichtlich, dass die überdurchschnittlichen POC-Flüsse an NBBT-S in diesem Jahr ursächlich mit dem Auftreten der Opalschaler in Verbindung mit erhöhten Lithogenflüssen verknüpft sind (Abb. 36). Das karbonatische Material fällt aus diesem System heraus und scheint trotz der hohen Flüsse eine untergeordnete Rolle bei der Abfuhr von organischem Material zu spielen.

Im SWM nehmen die Flussraten an NBBT-N mit der Tiefe deutlich zu. Dies ist vor allem für die karbonatische Komponente ausgeprägt. Die gleiche Beobachtung wurde auch 1989 gemacht. In diesem Jahr zeigte die Untersuchung von Tonmineralien, dass die tiefe Falle an NBBT-N durch die

Advektion von Material aus dem Süden/Westen beeinflusst wurde (Ramaswamy et al., 1997). Da die Zunahme der Karbonatflüsse mit der Tiefe an NBBT-N ein Intervall nach den maximalen Karbonatflüssen an NBBT-S zu verzeichnen ist, liegt ein Zusammenhang beider Ereignisse nahe. Es ist also anzunehmen, dass in Jahren mit hoher Windgeschwindigkeit bei gleichzeitig geringem Flusseintrag, wie es 1989 und 1994 der Fall war, die SWM-Flussraten an NBBT-S höher sind als an NBBT-N, und dass die Flüsse an der nördlichen Station besonders in größeren Wassertiefen stark von der Produktivität in den südlicheren Bereichen beeinflusst wird.

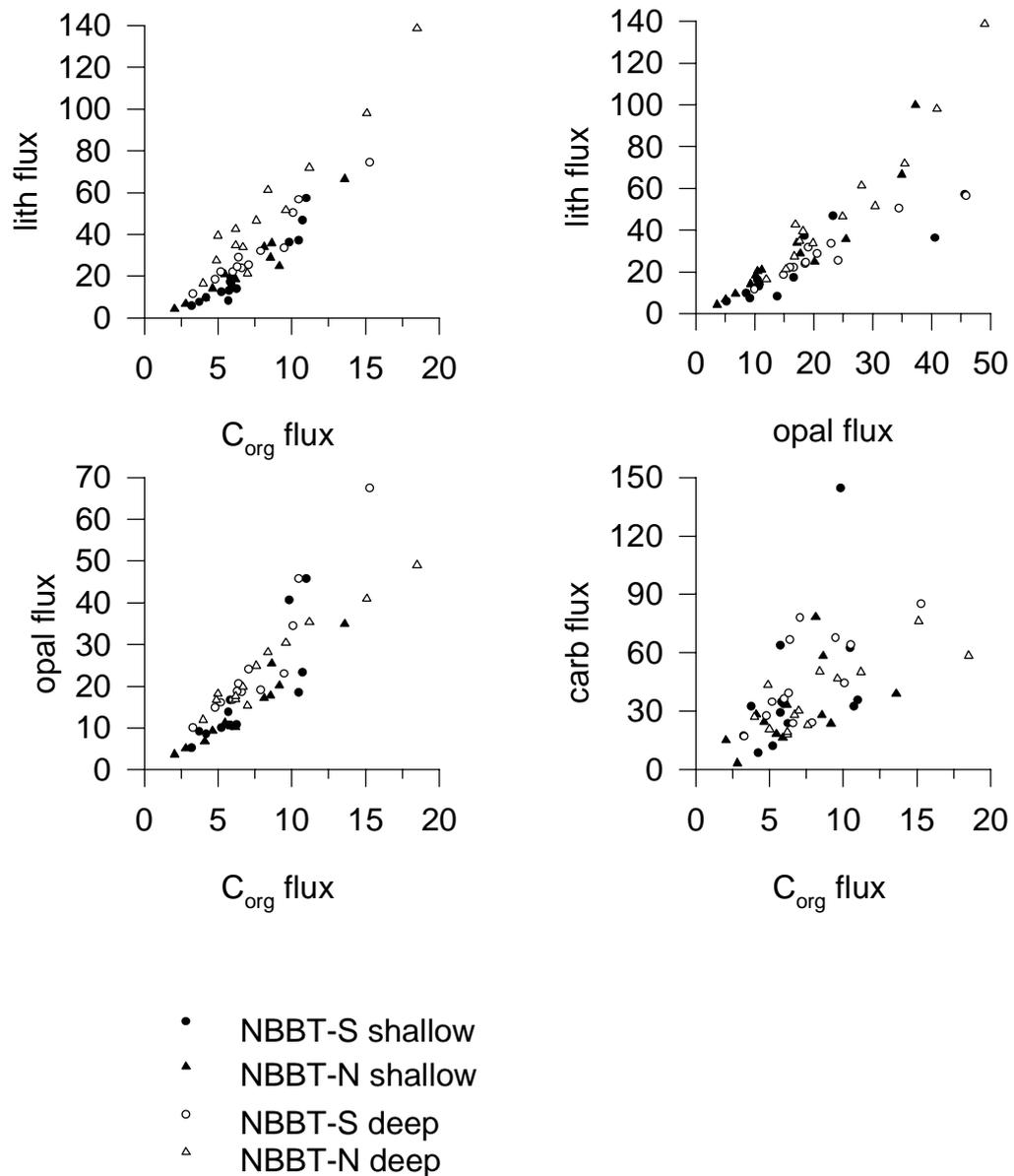


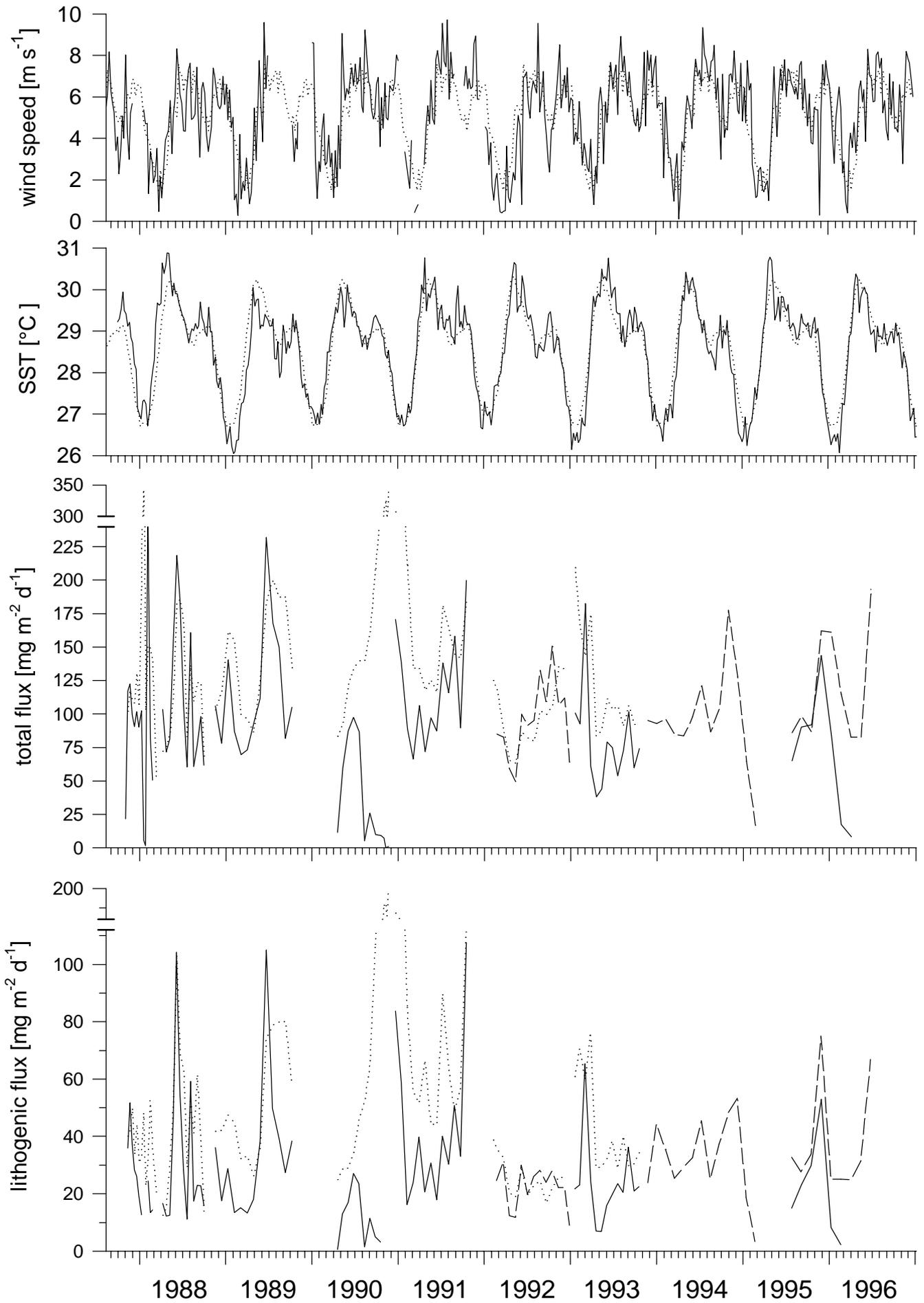
Abb. 36: Korrelation der Hauptkomponenten Opal, lithogenes Material, POC und Karbonat an NBBT im Jahr 1994.

5.4.2. Zentraler Golf von Bengalen

Das im interannuellen Vergleich herausragende Ereignis an der zentralen Station sind die hohen Partikelflüsse von bis zu $340 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ im der Zeit von Oktober 1990 bis Januar 1991 (Abb. 37). Dieses Maximum, gekennzeichnet von stark erhöhten Lithogenflüssen, wurde auf schwere Regenfälle und dadurch ausgelöste Überflutungen in den Einzugsgebieten der Flüsse Godavari und Krishna von August bis Dezember 1991 zurückgeführt (Schäfer et al., 1996). Die Zyklone, an die diese starken Niederschläge gekoppelt waren, können zu einer Remobilisierung von Schelfsedimenten geführt und dadurch zu dem Lithogenpeak beigetragen haben. Die im Vergleich mit den hohen Gesamtflussraten niedrigen POC-Flüsse zeigen (Abb. 45), dass mit dem Eintrag von lithogenem (und opalinem) Material aus Schelfsedimenten nur eine relativ geringe Zufuhr von organischer Substanz verbunden ist (vgl. dazu auch: 5.5.5). Die Injektion großer Mengen lithogenen Materials in die Wassersäule in diesem Zeitraum scheint sich bis in den darauffolgenden NE-SW-Intermonsun auf die Höhe des Lithogenflusses auszuwirken (Abb. 37).

Erhöhte Lithogenflüsse während des SW-NE Intermonsuns und NEM wurden auch in anderen Jahren aufgezeichnet. Allerdings blieben sie quantitativ weit unter denen von 1990/91. Auffallend niedrige und wenig variable Lithogenflüsse im Jahr 1992 (Abb. 37), in dem die zentrale Verankerung um ca. 2° nach Süden versetzt war (Abb. 3), indizieren einen geringeren Einfluss von fluviatilen und Schelfprozessen in diesem Bereich. Dies kann zum einen auf die größere Entfernung zu den Mündungen der Flüsse Godavari und Krishna zurückgeführt werden, zum anderen aber auch auf das vorherrschende Zirkulationsmuster (Abb. 5), das eine Advektion des lithogenen Materials zu dieser südlicheren Station offensichtlich verhindert. Das Muster der Opal- und Karbonatflüsse ist von der Verschiebung nicht betroffen (Abb. 38). Insbesondere die Opalflüsse zeigen einen deutlichen Anstieg während des SW-NE Intermonsuns, wie er im vergleichbaren Zeitraum 1990, 1994 und 1995 an der nördlicheren Station beobachtet wurde. Das Opalmaximum der tiefen Falle setzt sich nach der Verlagerung des Systems an die alte Position nahtlos fort, wobei es hier von einem Lithogenpeak begleitet wird. Das bestätigt die oben genannte Vermutung, dass der Eintrag lithogenen Materials räumlich enger begrenzt ist als die Produktion der biogenen Komponenten. Dies deutet darauf hin, dass die Faktoren, die die Produktivität in dieser Jahreszeit begünstigen, großflächigen Charakter haben und nicht allein fluviatil bedingt sind. Es gibt zwei mögliche Prozesse, die dafür verantwortlich sein können: (i) Im Zeitraum Oktober bis Dezember ist die Oberflächenzirkulation entlang der Ostküste Indiens von einem zyklonischen Muster und dem Auftreten von Eddies geprägt. Altimeterdaten für diese Phase zeigen daran geknüpfte Auftriebserscheinungen (V.S.N. Murty, freundl. mündl. Mitteilung). Die große Bedeutung derartiger Mesoscale-Eddies (Durchmesser von ca. 150 km) für die Nährstoffzufuhr in die euphotische Zone haben McGillicuddy et al. (1998) für die Sargasso See zeigen können, wo der an solche Erscheinungen gekoppelte Nährstoffeintrag theoretisch ausreicht, um das Nährstoffbudget der Sargasso See auszugleichen.

Abb. 37: (Nächste Seite) Wöchentliche (—) und durchschnittliche (----) Windgeschwindigkeiten und SST an den Fallenstationen im zentralen Golf von Bengalen sowie Gesamt- und Lithogenflüsse in den flachen (—), mittleren (----) und tiefen (.....) CBBT-Fallen.



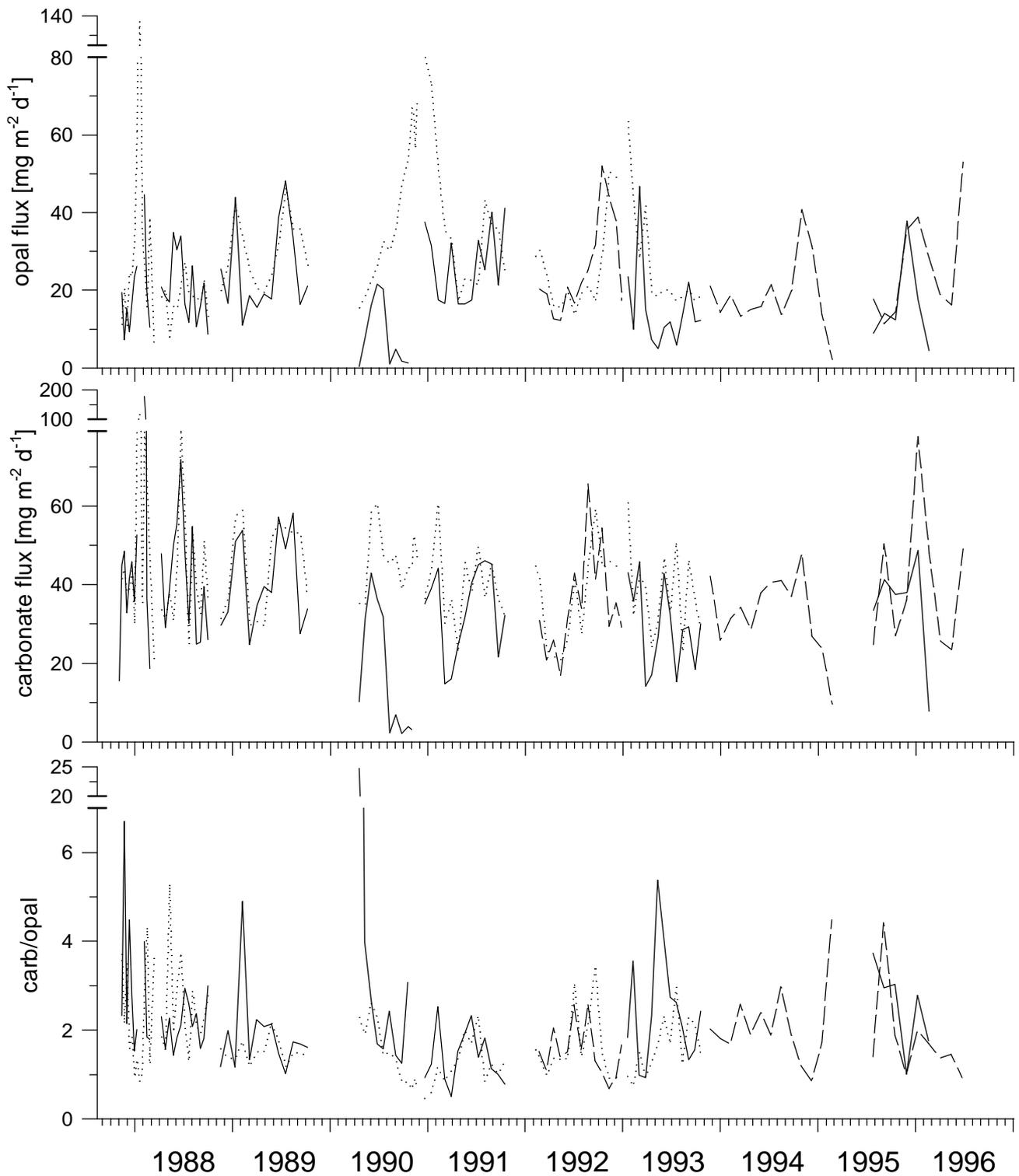


Abb. 38: Opal- und Karbonatflussraten sowie das Verhältnis von Karbonat zu Opal in den flachen (—) mittleren (---) und tiefen (····) CBBT-Fällen.

(ii) In diesem Zeitraum treten verstärkt Zykline auf, die durch die Windeinwirkung auf die Wassersäule eine Nährstoffzufuhr in die euphotische Zone verursachen. In Analogie zu den Ergebnissen der NBBT-Stationen wird aber angenommen, dass die Windeinwirkung allein vor allem das Wachstum karbonatischen Planktons fördert. Allerdings sind die Zykline oft von heftigen Regenfällen über Land begleitet, die den fluviatilen Eintrag von Nährstoffen und Sediment steigern und vor allem die Produktion von opalinem Plankton unterstützen. In der Regel ist die Periode des SW-NE Intermonsuns von erhöhten Opalanteilen am Gesamtfluss gekennzeichnet, die oftmals die des karbonatischen Anteils übersteigen (Abb. 38). Zwar zeigen auch die Karbonatschaler in diesen Phasen erhöhte Flüsse, ihre Maxima erreichen sie in der Regel jedoch während des SWM.

In den Spätphasen der Jahre 1988 und 1993 konnte nur ein abgeschwächtes bzw. kein Produktivitätssignal der opalinen Planktongruppe beobachtet werden. Im Jahr 1988 führte der hohe fluviatile Eintrag möglicherweise zu einer Abschwächung oder Unterdrückung des Auftriebsgeschehen an der ostindischen Küste, entlang der sich bis in den November hinein der Frischwassereintrag in den Salinitäten niederschlägt (NOAA; World Ocean Atlas 1994). Erst zu Beginn des Jahres 1989 kommt es zu erhöhten Flüssen sowohl der karbonatischen als auch der opalinen Komponente. Dieses Produktivitätssignal ist wahrscheinlich auf die leicht überdurchschnittlichen Winde Ende 1988/Anfang 1989, möglicherweise auch im Zusammenhang mit dem Auftreten eines Hurrikans Ende November 1988 (Das et al., 1990), zurückzuführen. Die Tatsache, dass es zeitgleich mit den erhöhten Flüssen an NBBT-N auftritt, spricht für einen überregional wirksamen Steuerungsfaktor, wie es ein starker Sturm sein könnte. Eine für das Jahr 1993 verminderte Auftriebstätigkeit für diese Phase lässt sich aus Altimeterdaten ableiten (freundl. mündl. Mitt. V.S.N. Murty), wodurch sich das Fehlen des Opalpeaks erklären ließe.

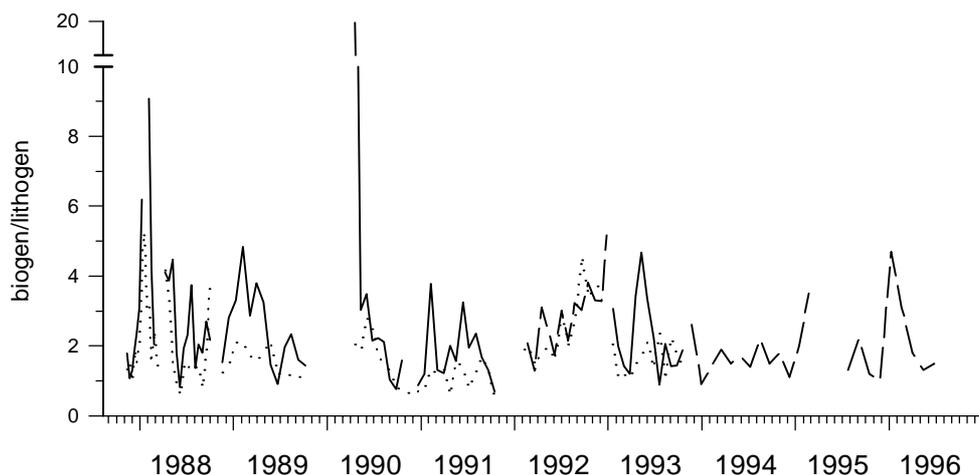


Abb. 39: Verhältnis der biogenen Komponenten zum lithogenen Material in den flachen (—), mittleren (----) und tiefen (.....) CBBT-Fällen.

Eine Trennung in sturm-/regen- bzw. auftriebsinduzierte Partikelflussmaxima soll auch für diese zentrale Station anhand der biogen/lithogen-Verhältnisse versucht werden (Abb. 39). Niedrigste Werte von <1 treten während des Flussmaximums 1990/91 in der tiefen Falle auf. Der Peak im November 1994, dem zwei Zyklone Ende Oktober und Anfang November 1994 vorausgingen, die z.B. in Madras (Minambakkam) zu starken Regenfällen und Überflutungen geführt haben (De et al., 1995), ist hingegen von Werten ~ 1 gekennzeichnet, wie sie auch während des Jahres 1989, als der fluviatile Eintrag gering war, auftraten. Daher wird angenommen, dass der Einfluss der ozeanographischen Prozesse überwiegt. Dennoch zeigen die im Vergleich zu NBBT-S niedrigen biogen/lithogen-Verhältnisse an, dass die zentrale Station einem erhöhten kontinentalen Eintrag unterliegt.

Auch der SWM ist an der zentralen Station durch erhöhte Flussraten gekennzeichnet. Die Ausbildung und qualitative Zusammensetzung variiert interannuell, ist aber von einer Dominanz der Karbonatschaler über die Opalschaler geprägt (Abb. 38). Die Menge des während des SWM abgeführten Karbonats variiert im interannuellen Vergleich weniger als die der beiden anderen Hauptkomponenten Opal und lithogenes Material. Die Flüsse des Karbonats steigen in der Regel deutlich, d.h. mehrere Wochen vor denen des Opals an. Auf den Anstieg der Windgeschwindigkeiten und die daran gekoppelte Abnahme der SST ab Mai reagiert das Karbonat mit ansteigenden Flüssen, während die Opalflüsse wie im Norden des Arbeitsgebietes davon weitestgehend unberührt bleiben. Die Karbonatflüsse nehmen während der SW-Monsune von der flachen zur tiefen Falle zu und zeigen für die jeweiligen Tiefen unterschiedliche Muster. Dies wird 1993 besonders deutlich und kann durch laterale Materialzufuhr erklärt werden. Untersuchungen an planktischen Foraminiferen an den Proben des Jahres 1989 deuten ebenfalls auf eine seitliche Zufuhr von Karbonat in die tiefe Falle hin (Guptha et al., 1997). Ein Vergleich des Flussmusters mit den klimatischen/ozeanographischen Oberflächenprozessen ist daher für die tiefen Fallen nur bedingt möglich.

Eine lineare Abhängigkeit der Menge des in die flachen Fallen abgeführten Karbonats (Tab. 16) mit der durchschnittlichen SWM Windgeschwindigkeit besteht nicht. So weist der durch starke Winde gekennzeichnete SWM 1991 für die flachen Fallen geringere Karbonatflüsse auf ($4,85 \text{ g m}^{-2}$) als der SWM 1988 ($5,2 \text{ g m}^{-2}$) und 1992 ($5,36 \text{ g m}^{-2}$), die beide von schwächeren Winden geprägt waren. Auch können die verringerten Flüsse von $3,44 \text{ g m}^{-2}$ im SWM 1993 nicht allein mit dem beobachteten Windmuster erklärt werden. Wahrscheinlich wirken sich die auftretenden Winde in Abhängigkeit von der Stabilität und Tiefe der Deckschicht unterschiedlich stark auf die Nährstoffzufuhr aus. Daneben scheint auch ein variabel ausgeprägter Auftrieb von Tiefenwasser während des SWM das Partikelflussgeschehen zu beeinflussen. CBBT liegt im Einflussbereich einer Rückenstruktur, die während des SWM im zentralen Bereich des Arbeitsgebietes ausgebildet ist und in deren Zusammenhang es zu Auftrieb bis in einer Tiefe von ca. 50 m kommen kann (Murty et al., 1992). Aufgrund des unterschiedlich starken Effekts der Winde lassen sich die Karbonatflüsse besser mit den vorgefundenen SST als mit den Windgeschwindigkeiten erklären. So fallen die niedrigen Karbonatflüsse während des SWM 1993 mit positiven SST-Anomalien zusammen, während die höchsten, 1989 gemessenen Karbonatflüsse ($5,7 \text{ g m}^{-2}$) mit deutlich negativen SST-Anomalien einhergehen. In diesem Jahr wurden auch die höchsten SWM-Opalflüsse der zentralen Station beobachtet, worin sich eine gute Nährstoffversorgung manifestiert. Die niedrigen SST stehen im Zusammenhang mit deutlich erhöhten Flüssen der Foraminiferen *Globigerina bulloides* sowie

Neogloboquadrina dutertrei, die als Hinweis auf einen auftriebsgesteuerten Partikelfluss von Juni-August 1989 interpretiert wurden (Guptha et al., 1997). Der hohe Anteil an großen Foraminiferen der Art *Globigerina bulloides* spricht für anhaltend gute Wachstumsbedingungen (niedrige Temperaturen) in dieser Periode (Guptha & Mohan, 1996). Shetye et al. (1991) haben für den Zeitraum Juli-August 1989 Auftrieb entlang der ostindischen Küste und mehrere 400-500 km große Eddies im Offshore-Bereich beobachtet, die eine hohe Produktivität (bzw. Advektion) an der zentralen Fallstation fördern könnten. Dieser Auftrieb wurde schon nördlich von Madras von den niedrigrisalinaren Wassermassen überdeckt, in abflussreichen Jahren wie 1988 setzt sich diese Überprägung möglicherweise bis in südlichere Bereiche fort, so dass sich erhöhte Abflussraten der nordindischen Flüsse im zentralen Golf eher negativ auf das Partikelflussgeschehen auswirken.

Tab. 16: Saisonale Flüsse des Gesamtmaterials sowie der Einzelkomponenten (organischer Kohlenstoff, Karbonat, Opal und lithogenes Material) für die flachen und tiefen Fallen an der Station CBBT im zentralen Golf von Bengalen. Angaben in g m^{-2}

| shallow | Total | C _{org} | Karb. | Opal | Lith. | deep | Total | C _{org} | Karb. | Opal | Lith. |
|-------------|-------|------------------|-------|------|-------|-------------|-------|------------------|-------|------|-------|
| | | | | | | | | | | | |
| SW-NE 1987* | 2.42 | 0.18 | 1.03 | 0.15 | 0.68 | SW-NE 1987* | 2.60 | 0.13 | 1.00 | 0.34 | 1.02 |
| NE 1987/88 | 8.34 | 0.53 | 4.17 | 1.58 | 1.54 | NE 1987/88 | 14.07 | 0.88 | 5.29 | 3.78 | 3.42 |
| NE-SW 1988 | 6.29 | 0.56 | 2.49 | 1.36 | 1.43 | NE-SW 1988 | 4.86 | 0.32 | 1.85 | 0.84 | 1.60 |
| SW 1988 | 14.17 | 1.07 | 5.20 | 2.44 | 4.60 | SW 1988 | 16.36 | 0.92 | 5.77 | 2.38 | 6.56 |
| SW-NE 1988* | 3.19 | 0.26 | 1.02 | 0.69 | 1.01 | SW-NE 1988* | 3.24 | 0.17 | 1.17 | 0.63 | 1.14 |
| NE 1988/89 | 8.80 | 0.60 | 3.90 | 2.09 | 1.73 | NE 1988/89 | 12.50 | 0.72 | 4.35 | 2.98 | 3.88 |
| NE-SW 1989 | 8.03 | 0.70 | 3.23 | 1.62 | 1.92 | NE-SW 1989 | 9.26 | 0.63 | 3.23 | 2.00 | 2.90 |
| SW 1989 | 18.63 | 1.33 | 5.69 | 3.99 | 6.55 | SW 1989 | 22.37 | 1.31 | 6.44 | 4.41 | 9.16 |
| SW-NE 1989* | 2.00 | 0.13 | 0.64 | 0.40 | 0.73 | SW-NE 1989* | 2.55 | 0.13 | 0.70 | 0.50 | 1.10 |
| NE 1989/90 | | | | | | NE 1989/90 | | | | | |
| NE-SW 1990* | 2.40 | 0.16 | 1.34 | 0.33 | 0.45 | NE-SW 1990* | 5.22 | 0.29 | 2.19 | 0.99 | 1.52 |
| SW 1990 | 6.20 | 0.43 | 2.34 | 1.32 | 1.76 | SW 1990 | 18.47 | 0.92 | 6.02 | 4.00 | 6.81 |
| SW-NE 1990* | 0.27 | | | | | SW-NE 1990* | 15.05 | 0.65 | 2.39 | 3.10 | 8.39 |
| NE 1990/91 | 10.84 | 0.56 | 3.10 | 2.38 | 4.35 | NE 1990/91 | 21.88 | 0.83 | 3.82 | 5.57 | 10.99 |
| NE-SW 1991 | 8.03 | 0.75 | 2.11 | 1.90 | 2.66 | NE-SW 1991 | 11.68 | 0.64 | 3.13 | 2.40 | 4.99 |
| SW 1991 | 14.43 | 1.11 | 4.85 | 3.36 | 4.22 | SW 1991 | 18.32 | 1.09 | 5.03 | 3.89 | 7.44 |
| SW-NE 1991* | 5.10 | 0.27 | 0.83 | 1.05 | 2.73 | SW-NE 1991* | 4.82 | 0.24 | 0.84 | 0.65 | 2.90 |
| NE 1991/92° | 2.21 | 0.14 | 0.80 | 0.53 | 0.64 | NE 1991/92* | 2.30 | 0.12 | 0.82 | 0.56 | 0.71 |
| NE-SW 1992° | 6.28 | 0.53 | 2.09 | 1.42 | 1.81 | NE-SW 1992 | 7.00 | 0.44 | 2.15 | 1.76 | 2.29 |
| SW 1992° | 12.92 | 0.91 | 5.36 | 2.86 | 3.07 | SW 1992 | 11.04 | 0.62 | 5.03 | 2.21 | 2.68 |
| SW-NE 1992° | 7.66 | 0.49 | 2.47 | 2.81 | 1.49 | SW-NE 1992 | 7.52 | 0.41 | 2.75 | 2.55 | 1.47 |
| NE 1992/93 | 9.71 | 0.85 | 3.43 | 2.31 | 2.45 | NE 1992/93* | 14.53 | 0.90 | 4.05 | 4.29 | 4.56 |
| NE-SW 1993 | 6.26 | 0.47 | 2.35 | 1.27 | 1.79 | NE-SW 1993 | 10.82 | 0.64 | 3.18 | 2.36 | 4.12 |
| SW 1993 | 8.98 | 0.72 | 3.25 | 1.56 | 2.87 | SW 1993 | 12.31 | 0.69 | 4.69 | 2.28 | 4.10 |
| SW-NE 1993* | 1.88 | 0.13 | 0.74 | 0.32 | 0.58 | SW-NE 1993* | 2.35 | 0.13 | 0.75 | 0.48 | 0.88 |
| NE 93/94° | 8.40 | 0.48 | 2.74 | 1.47 | 3.32 | | | | | | |
| NE-SW 94° | 8.03 | 0.57 | 3.01 | 1.34 | 2.64 | | | | | | |
| SW 94° | 12.62 | 0.71 | 4.81 | 2.19 | 4.34 | | | | | | |
| SW-NE 94° | 9.48 | 1.03 | 2.52 | 2.17 | 2.93 | | | | | | |
| NE 94/95° | 2.40 | 0.17 | 0.99 | 0.47 | 0.65 | | | | | | |
| SW 1995* | 7.29 | 0.51 | 3.44 | 1.07 | 1.86 | SW 1995° | 8.45 | 0.52 | 3.37 | 1.33 | 2.81 |
| SW-NE 1995 | 7.09 | 0.46 | 2.30 | 1.48 | 2.47 | SW-NE 1995° | 7.43 | 0.45 | 1.90 | 1.48 | 3.23 |
| NE 1995/96 | 6.02 | 0.38 | 2.78 | 1.40 | 1.15 | NE 1995/96° | 12.87 | 0.83 | 5.35 | 3.07 | 2.95 |
| | | | | | | NE-SW 1996° | 7.94 | 0.66 | 2.45 | 1.72 | 2.60 |
| | | | | | | SW 1996° | 7.93 | 0.56 | 2.02 | 2.18 | 2.74 |

*nicht gesamter Zeitraum beprobt; ° mittlere Fallentiefe

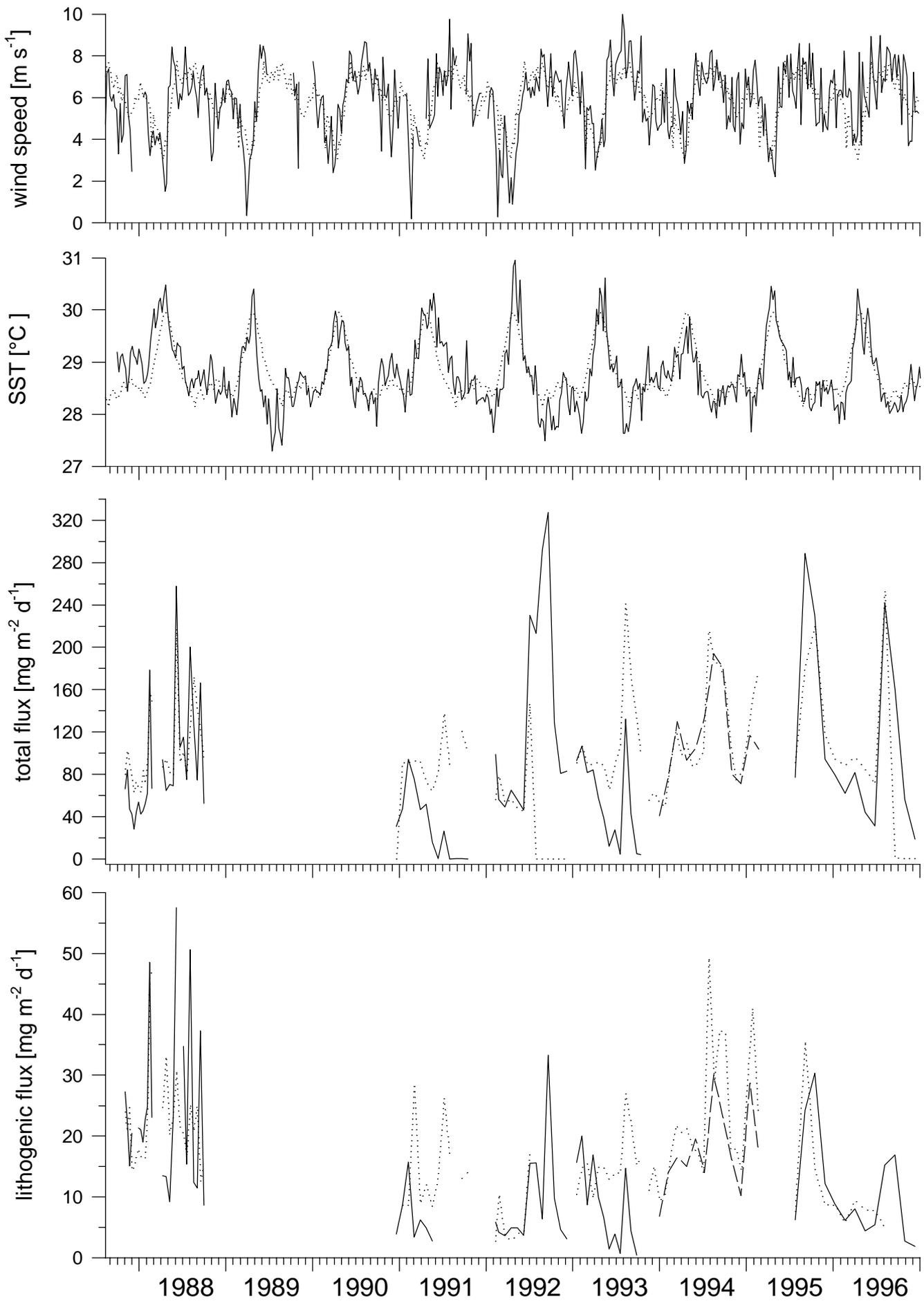
5.4.3. Südlicher Golf von Bengalen

Im südlichen Golf von Bengalen werden die maximalen Partikelflussraten eines jeden Jahres während des SWM gemessen (Abb. 40). Die Menge des in diesem Zeitraum abgeführten Materials schwankt jedoch von Jahr zu Jahr und liegt für die flache Falle zwischen $<1\text{ g m}^{-2}\text{ yr}^{-1}$ im Jahr 1991 und $29\text{ g m}^{-2}\text{ yr}^{-1}$ im Jahr 1992 bei einem Mittelwert von ca. $15\text{ g m}^{-2}\text{ yr}^{-1}$ (Tab. 17). Dabei ist jedoch ungeklärt, ob die niedrigen Flüsse in den Jahren 1991 und 1993 ein Artefakt darstellen oder die realen Verhältnisse widerspiegeln. Ein abrupter Rückgang der Flussraten, wie er in diesen Jahren an SBBT aufgezeichnet wurde, wurde auch von Hebbeln et al. (1999) im Rahmen von Partikelflussuntersuchungen im küstennahen Auftriebsgebiet vor Chile beobachtet. Sie erklärten dieses Phänomen mit dem Absinken ganzer Algenmatten, die die Fallen mechanisch verstopfen. Allerdings wurden von ihnen bisher keine Reste solcher Matten gefunden.

Neben den absoluten Mengen ist auch die Zusammensetzung des Materials interannuell variabel, wobei sich vor allem die saisonalen Flüsse und Anteile des biogenen Opals verändern (Abb. 14, 41). Schäfer et al. (1996) gingen davon aus, dass der Partikelfluss an der südlichen Station vor allem von der durch die starken SWM-Winde erzeugte Vertiefung der Deckschicht und den daran gekoppelten Eintrag von Nährstoffen gesteuert wird. Ein enger Zusammenhang zwischen Winddurchmischung, SST und Flussraten vor allem des karbonatischen Materials konnte während des SWM 1988 beobachtet werden (Bartsch, 1992). In diesem Jahr stellte Karbonat ca. 50 % des absinkenden Materials, das ein Karbonat/Opal-Verhältnis von 5 (flache Falle) bzw. 2,9 (tiefe Falle) aufwies (Abb. 31). Dies führte zu der Annahme, dass die windinduzierte Vertiefung der Deckschicht vor allem das Wachstum bzw. die Abfuhr von Karbonatschalern förderte (Ittekkot et al., 1991, Bartsch, 1992). Anders als in anderen Meeresgebieten ist dies jedoch nicht mit einer Silikatlimitierung zu erklären, da Silikat im Oberflächenwasser des Golfes eine gegenüber Nitrat generell erhöhte Konzentration aufweist (Weiss et al., 1983, Conkright et al., 1994; diese Arbeit). Während der Monate Juli-September wird selbst bis in Tiefen von 100 m ein Silikat/Nitrat-Verhältnis von >1 angetroffen (Conkright et al., 1994). Da die Tiefe der Deckschicht im südlichen Golf von Bengalen bei ca. 70 m liegt (Rao et al., 1989), kann die windinduzierte Vertiefung der Deckschicht hier immer auch ausreichend Silikat zuführen. Aus diesem Grund kann von einer Nitratlimitierung der Primärproduktion ausgegangen werden, aufgrund derer sich in den Niedrigflussjahren 1988, 1991 und 1993 keine starke Diatomeenblüte entwickeln konnte.

Abb. 42 zeigt die durchschnittlichen monatlichen SST und Windgeschwindigkeiten für die SWM 1987-1998. Daraus lässt sich eine deutliche interannuelle Variabilität dieser Parameter ablesen. Von überdurchschnittlichen Oberflächentemperaturen waren die Jahre 1987, 1988, 1991 sowie 1997 und 1998 (für die keine Partikelfluss- und Winddaten vorliegen) gekennzeichnet. Während in den Jahren 1987 und 1988 die hohen SST mit relativ schwachen Winden in Verbindung stehen, wurden 1991 überdurchschnittliche Windgeschwindigkeiten gemessen.

Abb. 40: (Nächste Seite) Wöchentliche (—) und durchschnittliche (---) Windgeschwindigkeiten und SST an der Fallenstation im südlichen Golf von Bengalen sowie Gesamt- und Lithogenflüsse in den flachen (—), mittleren (----) und tiefen (-----) SBBT-Fallen.



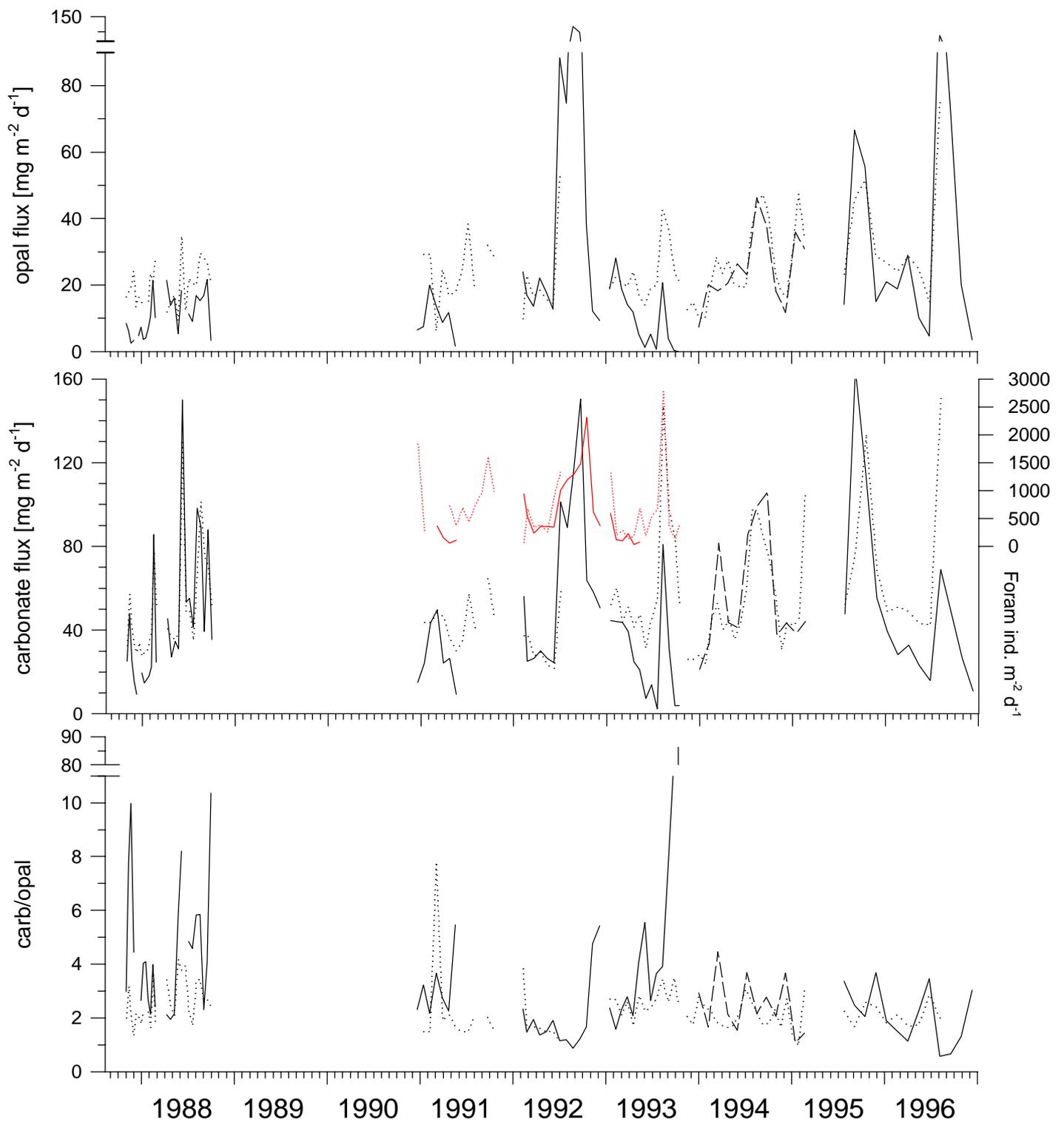


Abb. 41: Opal- und Karbonatflussraten sowie das Verhältnis von Karbonat zu Opal in den flachen (—) mittleren (----) und tiefen (.....) SBBT-Fällen. Die roten Linien bezeichnen den Fluss der Foraminiferenschalen.

Deutlich unter dem langjährigen Mittel liegende Temperaturen konnten in den Jahren 1989, 1992 und 1993 festgestellt werden. Auch hier ist kein einheitlicher Zusammenhang zwischen Windstärke und SST auszumachen. Extrem niedrige SST im Juni 1989 sind mit gleichzeitig deutlich erhöhten Windgeschwindigkeiten zu erklären. Auch 1993 ist dieser Zusammenhang zu beobachten.

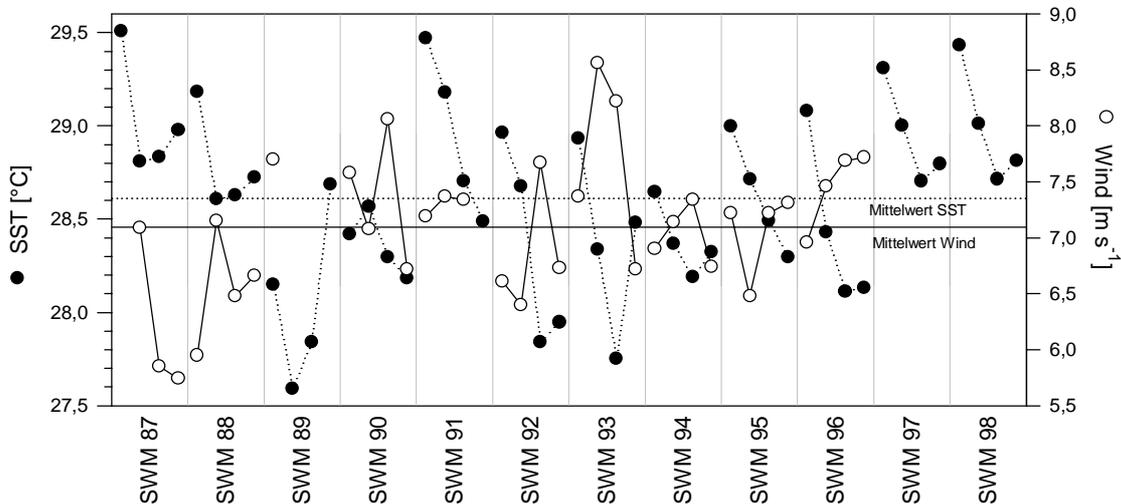


Abb. 42: Monatlicher Durchschnitt der Windgeschwindigkeit und der SST für die SWM-Monate Juni-September der Jahre 1987-1998 an SBBT. Durchgehende Linien bezeichnen den aus allen monatlichen Werten gebildeten Mittelwert.

Nicht jedoch 1992, als vergleichsweise schwache Winde mit langanhaltenden niedrigen SST im August und September zusammenfielen. Ein Vergleich von SST-Karten dieser beiden Jahre zeigt generelle Unterschiede in der Verteilung der SST-Minima (Abb. 43). So führen die starken Winde im Juli 1993 zur maximalen Abkühlung des Oberflächenwassers im Golf von Mannar, gleichzeitig jedoch zu einer eher schwachen Abkühlung entlang der Westküste Indiens, wo es zu dieser Jahreszeit zu Auftrieb kommt (Sharma, 1978; Shetye et al., 1990). Im Gegensatz dazu führen die moderaten Winde 1992 zu einer geringeren Abkühlung im Golf von Mannar, statt dessen aber zu einer intensiveren, stärkeren Upwelling indizierenden Abkühlung entlang der Ostküste Indiens. Es scheint, als ob stark erhöhte Winde, wie sie 1993 beobachtet wurden, dieses Auftriebsgeschehen dämpfen. Dies ist in Übereinstimmung mit den Beobachtungen von Sharma (1978), der eine Abnahme der Auftriebsintensität mit der Zunahme der SWM-Winde in Verbindung bringt. Daneben ist aber auch denkbar, dass nicht die Windstärke, sondern insbesondere die Windrichtung das Auftriebsgeschehen an der SW-Küste Indiens steuert. So ist vorstellbar, dass relativ schwache Winde zu intensiveren Auftrieb führen, wenn sie eine größere *longshore* Komponente aufweisen (Shetye et al., 1990).

Rixen (1995) beschreibt, dass erhöhte Opalflüsse im östlichen Arabischen Meer durch das Auftriebsgeschehen entlang der Westküste Indiens verursacht werden. Analog dazu kann für die südliche Station davon ausgegangen werden, dass die Advektion der Auftriebswassermassen, wie sie in der SST-Verteilung im August 1992 deutlich wird, die Produktion von opalinem Phytoplankton anregt. Dieser Zusammenhang wird durch die niedrigen Opalflüsse im Jahre 1988, als eine Advektion ausgeschlossen zu sein scheint, unterstützt (Abb. 43). Höchste Flussraten und prozentuale

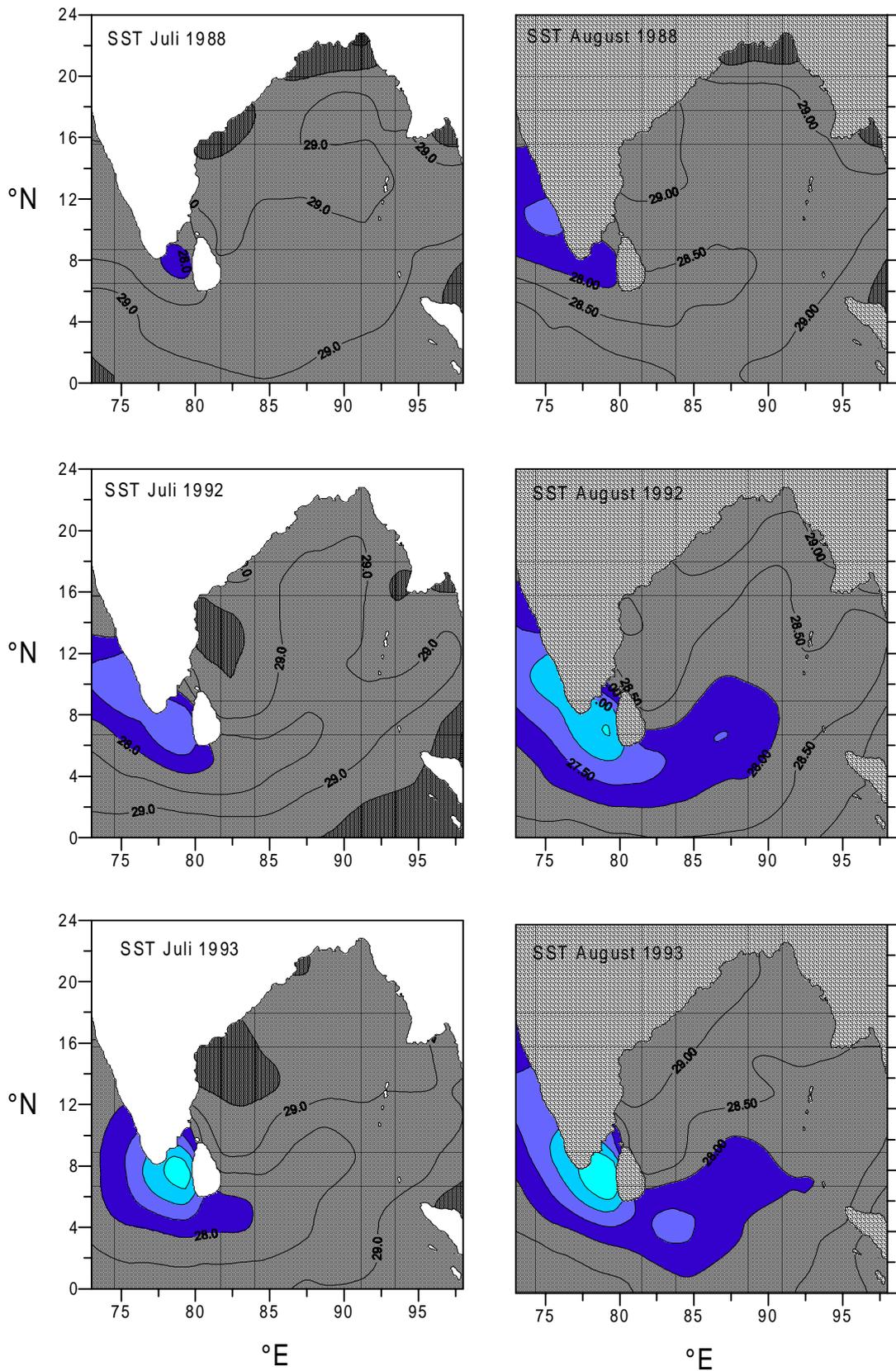
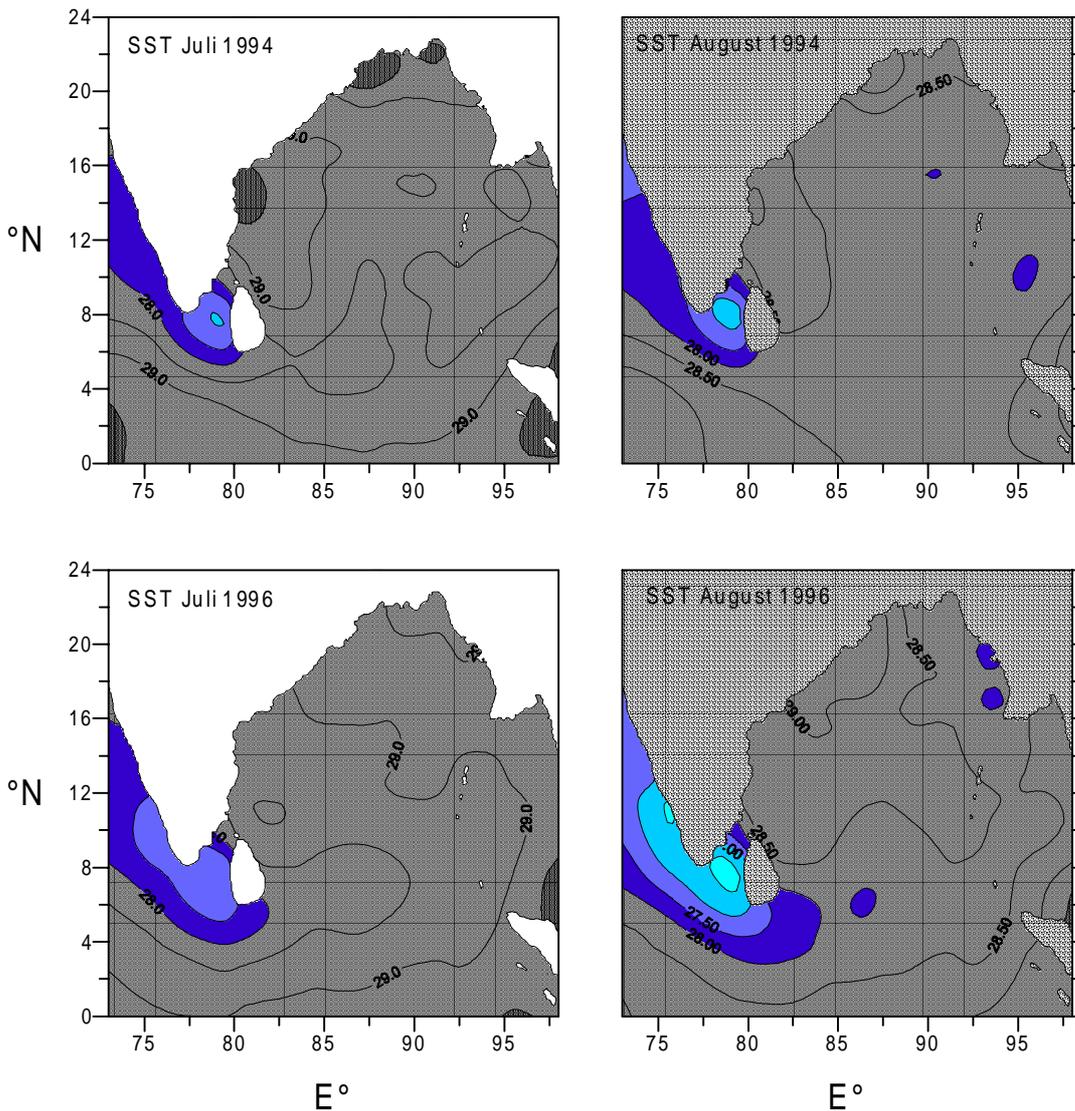


Abb. 43: Verteilung der durchschnittlichen monatlichen SST für die Monate Juli und August der Jahre 1988, 1992, 1993, 1994 und 1996. Die Gebiete mit blauer Signatur sind durch SST <28°C charakterisiert.

Fortsetzung Abb. 43



Anteile bis >40 % des biogenen Opals wurden während der SWMe 1992 und 1996 ermittelt (Abb. 14, 41). In diesen Jahren sinken die Karbonat/Opal-Verhältnisse während des SWM bis auf <1 (Abb. 41). Daraus kann geschlossen werden, dass in diesen Jahren der Einfluss des Auftriebs vor der Westküste Indiens auf die Produktivität und den Partikelfluss im südlichen Golf von Bengalen besonders stark ausgeprägt war. Aufgrund der ausreichenden Nährstoffzufuhr, vor allem biologisch verwertbaren Stickstoffs, kommt es in solchen Jahren zu einer Dominanz von Silikatschalern, insbesondere Diatomeen, die in nährstoffreichen Gewässern die Phytoplanktongemeinschaft dominieren (Dymond & Lyle, 1985; Dymond & Collier, 1988; Head et al., 1996).

1994 weisen die SST-Karten darauf hin, dass keine Advektion aus dem Arabischen Meer stattgefunden hat. Im Vergleich zu 1988 zeigen stärkere Winde gemeinsam mit niedrigeren SST jedoch eine intensivere Durchmischung an als 1988, so dass es 1994 zu insgesamt höheren Partikelflüssen (tiefe Falle 1988: 15,6 g m⁻²; 1994: 19,4) mit größeren Anteilen von Opal kommt (Karb/Opal für den SWM 1988: 2,9; 1995:2,2). Leicht erhöhte Partikelflüsse in der Vormonsunzeit sind in diesem Jahr ebenfalls auf intensivere Windeinwirkung zurückzuführen.

Das verspätete Auftreten des Hauptflusspeaks im Jahre 1995 kann in Beziehung gesetzt werden mit der vergleichsweise zögerlichen Abkühlung der Meeresoberfläche, die nicht wie in den anderen Jahren im August, sondern erst im September am stärksten ausfällt (Abb. 42).

Die Flüsse des organischen Kohlenstoffs während der Sommermonsune sind eng an die der biogenen Komponenten gekoppelt. Sie nehmen mit ansteigender Windeinwirkung zu (1988 vs. 1994) und werden positiv von der Advektion der nährstoffreichen Wässer aus dem Arabischen Meer beeinflusst; die höchsten POC-Flüsse wurden 1992 und 1996 gemessen. Zusammen mit der Verschiebung der Planktongemeinschaft zugunsten der Opalschaler kann in diesen Jahren von einer verstärkten Wirkung der biologischen Pumpe ausgegangen werden.

Tab. 17: Saisonale Flüsse des Gesamtmaterials sowie der Einzelkomponenten organischer Kohlenstoff, Karbonat, Opal und lithogenes Materials für die flachen und tiefen Fallen an der Station SBBT im südlichen Golf von Bengalen. Angaben in g m^{-2}

| shallow | Total | C _{org} | Karb. | Opal | Lith. | deep | Total | C _{org} | Karb. | Opal | Lith. |
|-------------------|-------|------------------|-------|-------|-------|-------------------|-------|------------------|-------|------|-------|
| g m^{-2} | | | | | | g m^{-2} | | | | | |
| SW-NE 1987* | 2.11 | 0.10 | 0.96 | 0.20 | 0.76 | SW-NE 1987* | 2.91 | 0.13 | 1.31 | 0.61 | 0.75 |
| NE 1987/88 | 5.75 | 0.30 | 1.98 | 0.66 | 1.60 | NE 1987/88 | 8.33 | 0.41 | 3.55 | 1.67 | 2.20 |
| NE-SW 1988 | 4.81 | 0.39 | 2.29 | 0.88 | 0.95 | NE-SW 1988 | 5.37 | 0.31 | 2.44 | 0.84 | 1.53 |
| SW 1988 | 16.24 | 1.21 | 8.92 | 1.75 | 3.69 | SW 1988 | 15.58 | 0.88 | 8.53 | 2.91 | 2.56 |
| SW-NE 1988* | 0.34 | 0.02 | 0.23 | 0.02 | 0.06 | SW-NE 1988* | 0.61 | 0.03 | 0.33 | 0.13 | 0.10 |
| NE 1990/1991 | 5.04 | 0.42 | 2.57 | 0.98 | 0.73 | NE 1990/1991 | 5.56 | 0.32 | 2.71 | 1.79 | 0.49 |
| NE-SW 1991 | 4.02 | 0.33 | 2.26 | 0.77 | 0.40 | NE-SW 1991 | 7.26 | 0.46 | 3.61 | 1.97 | 0.84 |
| | | | | | | SW 1991* | 8.24 | 0.50 | 3.74 | 2.25 | 1.36 |
| | | | | | | SW-NE 1991* | 2.62 | 0.16 | 1.21 | 0.75 | 0.36 |
| NE 1991/92* | 1.50 | 0.14 | 0.71 | 0.43 | 0.11 | NE 1991/92* | 1.28 | 0.07 | 0.64 | 0.36 | 0.16 |
| NE/SW 1992 | 5.12 | 0.34 | 2.51 | 1.60 | 0.40 | NE/SW 1992 | 4.89 | 0.28 | 2.48 | 1.56 | 0.35 |
| SW 1992 | 28.71 | 1.67 | 12.48 | 11.28 | 1.92 | SW 1992* | 4.38 | 0.28 | 1.81 | 1.57 | 0.50 |
| SW-NE 1992 | 6.14 | 0.43 | 3.61 | 1.37 | 0.39 | | | | | | |
| NE 1992/93 | 6.83 | 0.65 | 3.47 | 1.34 | 0.85 | NE 1992/93 | 5.67 | 0.30 | 3.12 | 1.22 | 0.78 |
| NE-SW 1993 | 5.20 | 0.47 | 2.53 | 0.95 | 0.88 | NE-SW 1993 | 7.96 | 0.47 | 4.08 | 1.79 | 1.23 |
| SW 1993 | 4.97 | 0.34 | 3.08 | 0.72 | 0.57 | SW 1993 | 17.17 | 1.00 | 9.83 | 3.34 | 2.19 |
| SW-NE 1993* | 0.07 | | | | | SW-NE 1993 | 3.34 | 0.17 | 1.70 | 0.73 | 0.60 |
| NE 1993/94*° | 4.60 | 0.34 | 2.24 | 0.98 | 0.77 | NE 1993/94 | 6.13 | 0.36 | 2.95 | 1.32 | 1.20 |
| NE-SW 1994° | 9.97 | 0.74 | 5.16 | 1.94 | 1.53 | NE-SW 1994 | 9.41 | 0.74 | 3.95 | 2.26 | 1.86 |
| SW 1994° | 19.52 | 1.01 | 10.84 | 4.20 | 2.67 | SW 1994 | 19.37 | 1.16 | 9.32 | 4.24 | 3.72 |
| SW-NE 1994° | 5.58 | 0.29 | 2.93 | 1.17 | 0.95 | SW-NE 1994 | 6.35 | 0.35 | 2.95 | 1.48 | 1.29 |
| NE 1994/95° | 9.09 | 0.56 | 3.74 | 2.53 | 1.81 | NE 1994/95 | 11.72 | 0.61 | 5.40 | 2.86 | 2.36 |
| SW 1995* | 17.36 | 1.12 | 9.91 | 3.88 | 1.55 | SW 1995* | 13.32 | 0.80 | 6.59 | 3.35 | 1.93 |
| SW-NE 1995 | 10.17 | 0.72 | 5.30 | 2.24 | 1.33 | SW-NE 1995 | 10.51 | 0.56 | 6.30 | 2.49 | 0.71 |
| NE 1995/96 | 6.74 | 0.50 | 3.37 | 1.73 | 0.75 | NE 1995/96 | 8.59 | 0.46 | 4.75 | 2.33 | 0.67 |
| NE-SW 1996 | 5.75 | 0.47 | 2.56 | 1.78 | 0.57 | NE-SW 1996 | 8.30 | 0.46 | 4.25 | 2.43 | 0.78 |
| SW 1996 | 17.56 | 1.54 | 5.37 | 7.90 | 1.52 | SW 1996 | 13.42 | 0.51 | 6.91 | 3.21 | 0.48 |
| SW-NE 1996 | 3.14 | 0.22 | 1.44 | 1.12 | 0.20 | | | | | | |

* nicht gesamter Zeitraum beprobt

5.5. Organisches Material

5.5.1.1.1. Organischer Kohlenstoff in den Sinkstoffen

Die Flussmuster des organischen Kohlenstoffs im Golf von Bengalen korrelieren an allen untersuchten Stationen sehr gut mit den Gesamtflussraten (Tab. 18) und zeigen entsprechende

saisonale und interannuelle Schwankungen (Abb. 44-46). Eine enge Beziehung besteht auch zwischen den Flüssen des POC und den Hauptkomponenten (Tab. 18). Sie ist am besten zwischen POC und dem opalinen und lithogenen Material ausgeprägt, während der Zusammenhang zwischen POC und Karbonat weniger deutlich ausfällt. Ausnahme hierbei ist lediglich die südliche Fallenstation. Dies dürfte auf die im Mittel karbonatdominierte Sedimentation und die engere Korrelation der Opal- und Karbonatflüsse an dieser Station zurückzuführen sein. Der Zusammenhang zwischen der Sedimentation von POC und Opalschalern tritt auch in anderen Gebieten auf. Brzezinski & Nelson (1995) konnten z.B. für die Sargasso See zeigen, dass Diatomeen bis zu 30% zum POC-Fluss beitragen, obwohl sie einen wesentlich geringeren Anteil der Primärproduktion ausmachen. Hohe POC-Flüsse treten insbesondere im Zusammenhang mit großen Arten auf und variieren mit der auftretenden Artengemeinschaft (Boyd & Newton, 1995; 1999; Buesseler, 1998). Die erhöhte POC-Abfuhr durch Diatomeen kann auf mehrere Faktoren zurückgeführt werden: (i) Organische Substanz ist, anders als bei Karbonat, direkt mit dem opalinen Schalenmaterial assoziiert (Honjo, 1996). (ii) Durch die Fähigkeit zur Flokkulation bilden Diatomeen eigenständig schnell sinkende Aggregate (Allredge & Gotschalk, 1989), wodurch ein rascher Transport des Kohlenstoffs aus der euphotischen Zone bewirkt wird. In diese Aggregate wird bevorzugt lithogenes Material eingebaut, durch das eine weitere Zunahme der Sinkgeschwindigkeit erreicht und auch die enge Beziehung zwischen POC-Fluss und Lithogenfluss erklärt wird. (iii) Durch das eigenständige Sinken erreichen Diatomeen die Tiefsee ohne „trophisches recycling“, so dass mehr und labilerer Kohlenstoff abgeführt werden kann (Grimm et al., 1997; Cowie et al., 1992).

Tab. 18: Korrelationskoeffizient r zwischen den Flüssen des POC und dem Gesamt-, Opal-, Karbonat- und Lithogenfluss, ermittelt für alle Proben der flachen Fallen.

| | Gesamt | Opal | Karb | Lith |
|--------|------------|------|------|------|
| NBBT-N | 0,92 | 0,69 | 0,41 | 0,74 |
| NBBT-S | 0,82/0,87* | 0,8 | 0,46 | 0,81 |
| CBBT | 0,92 | 0,78 | 0,62 | 0,74 |
| SBBT | 0,91 | 0,76 | 0,84 | 0,53 |

*ohne die Probe NBBT-S 08-08, die durch außerordentlich hohe Karbonatflüsse geprägt war.

Das an der Meeresoberfläche produzierte und absinkende organische Material ist einer intensiven Degradation ausgesetzt, die ihre größte Intensität in den oberen 200 m der Wassersäule und im Grenzbereich von Sediment-Wassersäule erreicht (z.B. Suess, 1980; Cole et al., 1987; Berger et al., 1988; Lee et al., 1998). Trotz des starken Abbaus zeichnen sich Primärproduktionszyklen über den POC-Fluss bis in die Tiefsee ab (z.B. Suess, 1980, Deuser & Ross, 1980). Im Rahmen von Sinkstoffuntersuchungen wurden empirische Gleichungen aufgestellt, die den Fluss organischen Kohlenstoffs in Relation zur Primärproduktivität und der Wassertiefe beschreiben. Bei Anwendung der Gleichung von Berger et al. (1988) (1a) auf die POC-Flüsse der flachen Fallen ergeben sich für die vier Fallenstationen im Golf von Bengalen Primärproduktionsraten von <100 bis ca. $1400 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Trägt man die aus den POC-Flüssen errechneten Produktivitäten gegen die Flüsse der biogenen Komponenten Opal und Karbonat auf, so ergeben sich für alle Stationen signifikant positive

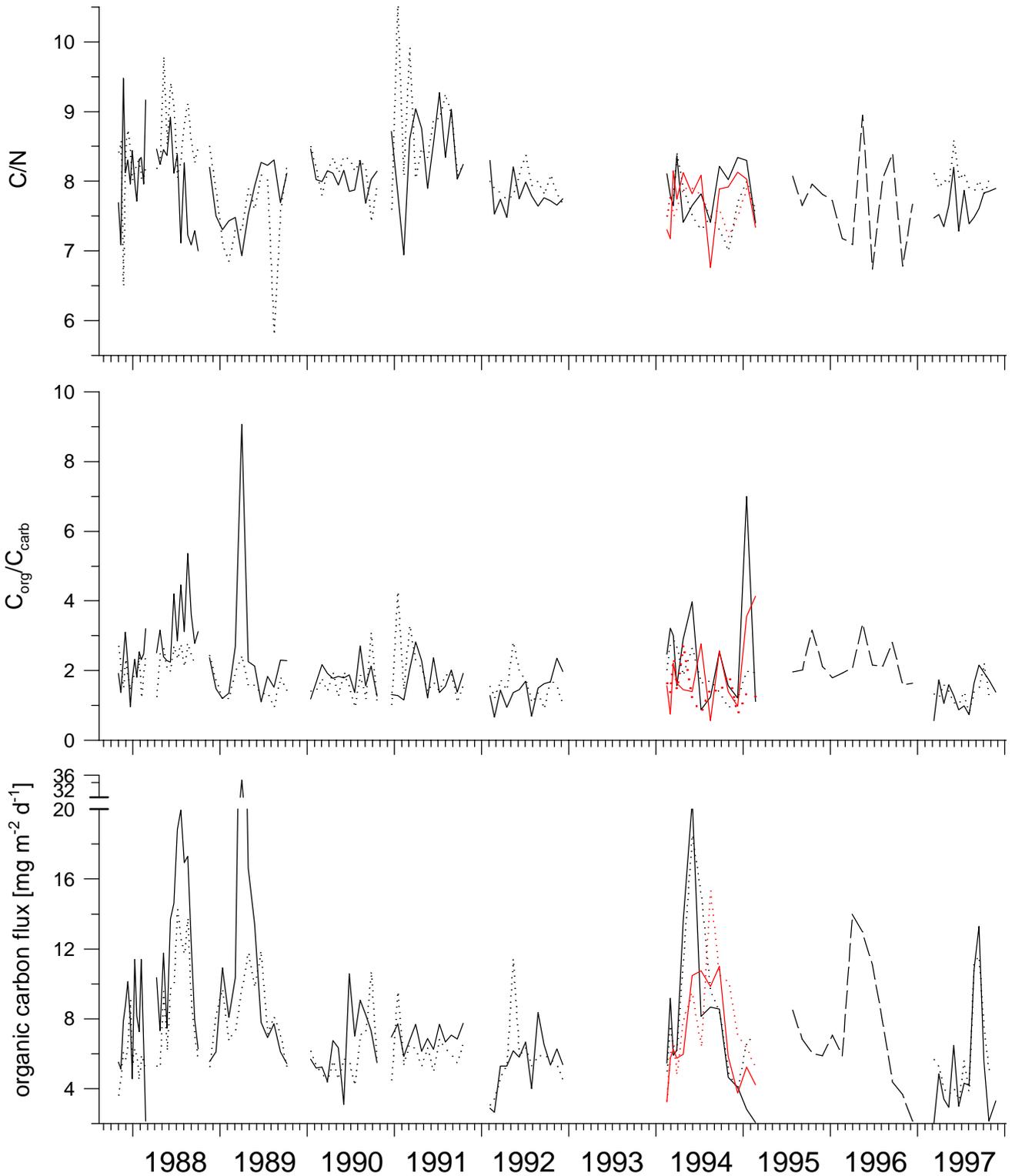


Abb. 44: C/N-Werte, C_{org}/C_{carb} -Verhältnisse und Flüsse des organischen Kohlenstoffs für die flachen (—), mittleren (---) und tiefen (····) NBBT-Fallen. Zur besseren Unterscheidung sind die Daten von NBBT-S für das Jahr 1994 rot dargestellt.

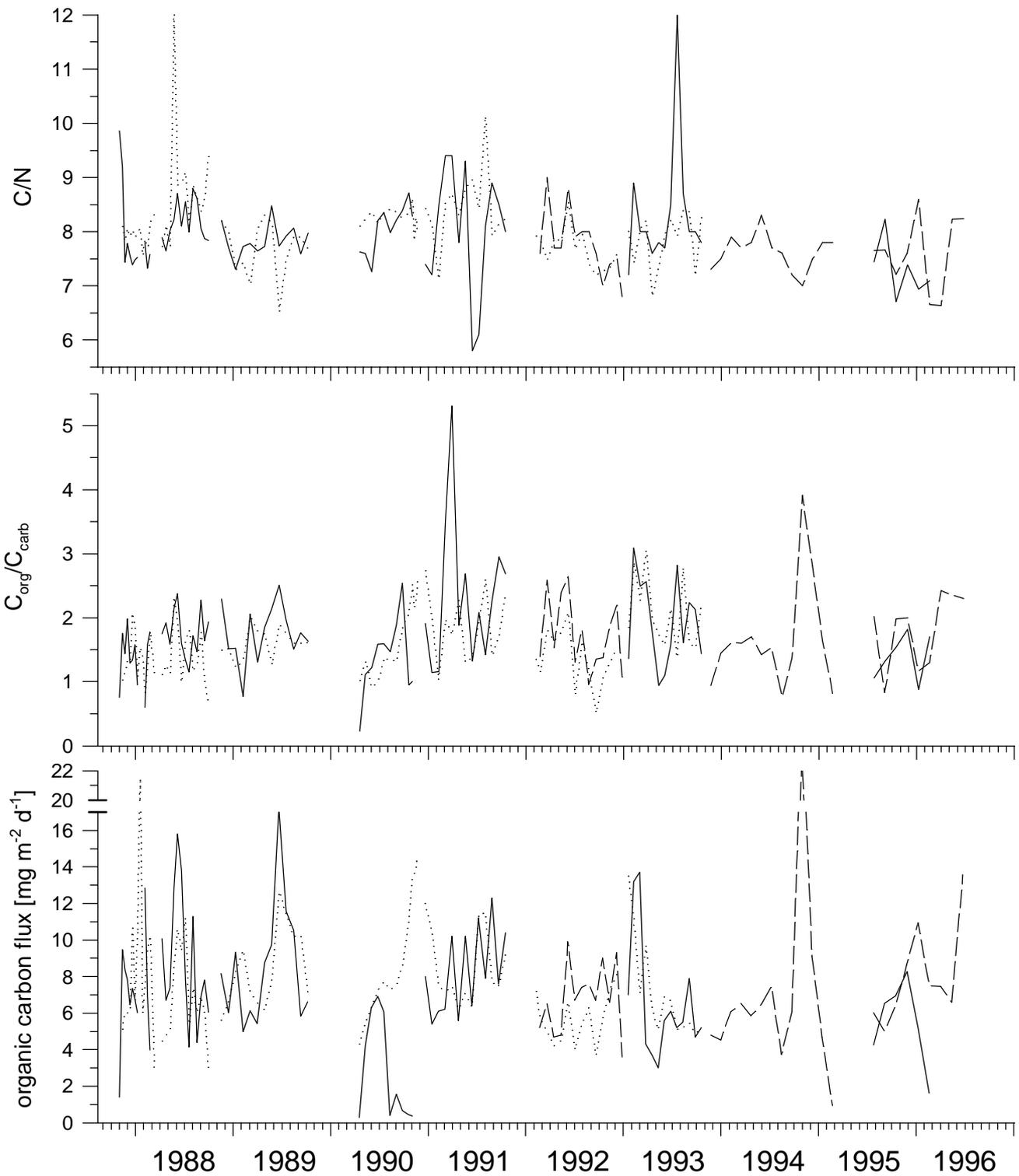


Abb. 45: C/N-Werte, C_{org}/C_{carb} -Verhältnisse und Flüsse des organischen Kohlenstoffs für die flachen (—) mittleren (----) und tiefen (.....) CBBT-Fallen.

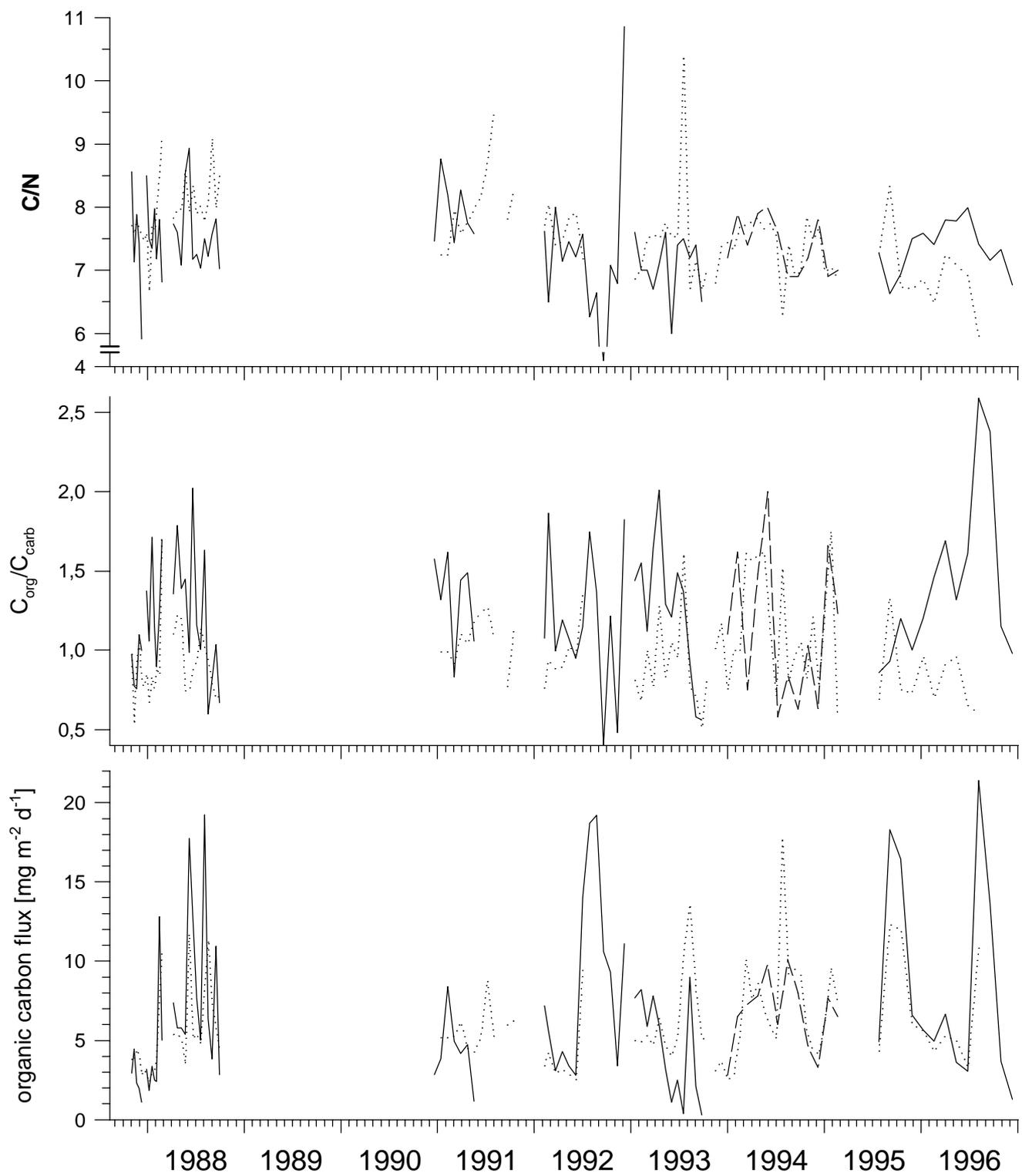


Abb. 46: C/N-Werte, C_{org}/C_{carb}-Verhältnisse und Flüsse des organischen Kohlenstoffs für die flachen (—) mittleren (----) und tiefen (.....) SBBT-Fallen.

Korrelationen (Abb. 47). Die Steigung der Regressionsgeraden nimmt von Norden nach Süden zu. Darin drückt sich das höhere Schalen/POC-Verhältnis im südlichen Golf von Bengalen aus. Dies kann einerseits auf stärker kalzifizierte oder silifizerte Schalen zurückgeführt werden (z.B. bilden Diatomeen dickwandigere Schalen aus, wenn sie unter Eisenmangel leiden, (Boyle, 1998)), andererseits aber auch Ausdruck einer intensiveren POC-Degradation entweder durch geringere Sinkgeschwindigkeiten oder höhere trophische Beanspruchung des Materials an der südlichen Station sein. Auch der zusätzliche Eintrag von terrestrischem POC kann zu den niedrigeren Schalen/POC-Verhältnissen im Norden beitragen.

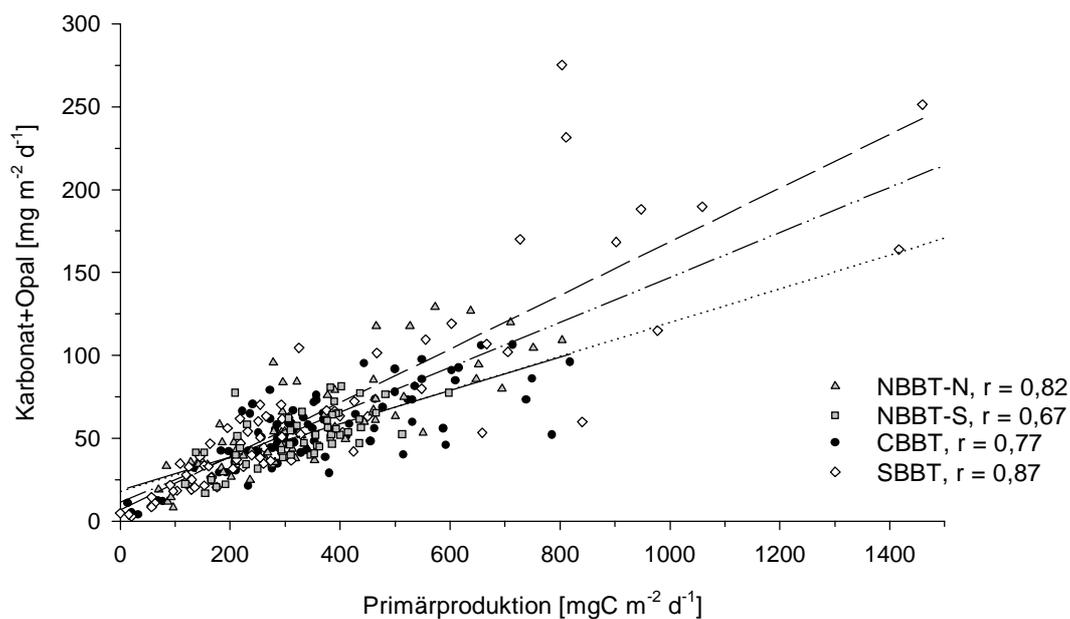


Abb. 47: Korrelation der aus den POC-Flüssen berechneten Primärproduktion und den Flüssen des opalinen und karbonatischen Materials.

Die aus den POC-Flüssen der flachen Fallen ermittelten Primärproduktionsraten sind für NBBT-N $126 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, für NBBT-S $123 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, für CBBT $121 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ und für SBBT $129 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. Die Einheitlichkeit der Werte erstaunt im Vergleich zu den Verteilungskarten von Berger et al. (1988) und Antoine et al. (1996), die insbesondere für den südlichen Golf geringere Werte angeben. Aus den berechneten Produktionsraten ergibt sich eine mittlere Produktivität für den Golf von Bengalen von $125 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ($\sim 350 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$).

| | | |
|----------------------|--|-------|
| Berger et al. (1988) | $J(z) = 0,2 \text{ PP} / Z$ | (Ia) |
| | $J(z) = 0,17 \text{ PP} / z + r * \text{PP}$ | (Ib) |
| Pace et al. (1987) | $J(z) = 3,523 z^{-0,743} * \text{PP}^1$ | (II) |
| Betzer et al. (1984) | $J(z) = 0,409 \text{ PP}^{1,41} * z^{-0,63}$ | (III) |
| Suess (1980) | $J(z) = \text{PP} / (0,0238 z + 0,212)$ | (IV) |

Wobei gilt: $J(z)$ = POC-Fluss in der Tiefe z , PP = Primärproduktion in $\text{mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, z = Wassertiefe in m, Z = Tiefe in Einheiten von 100 m, $r \sim 1\%$, Formel Ia gilt für $z < 1000$ m, Formel Ib für $z > 1000$ m.

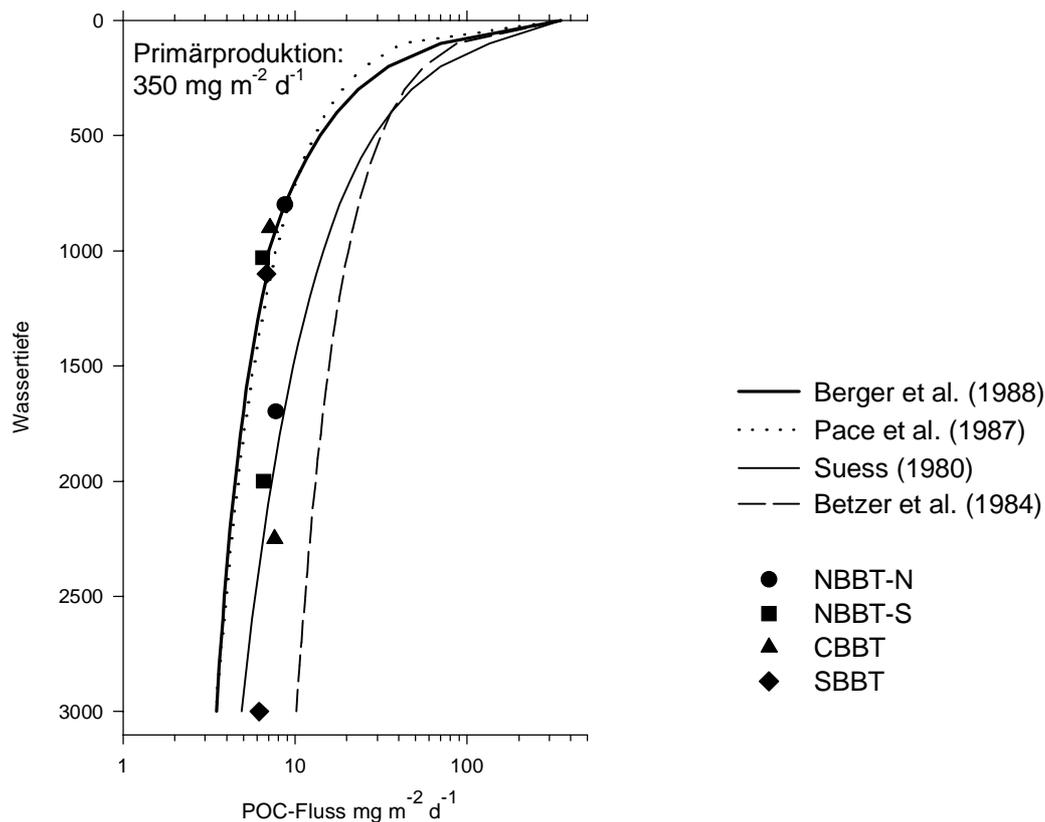


Abb. 48: Der anhand der Gleichungen (I)-(IV) aus einer Primärproduktion von 350 mgC m⁻² d⁻¹ berechnete POC-Fluss und die mit den Fallen ermittelten POC-Flüsse.

Wendet man auf diesen Wert von 350 mgC m⁻² d⁻¹ die verschiedenen, aus der Literatur bekannten Gleichungen (I)-(IV) zur Berechnung des POC-Flusses an, so ergeben sich daraus für Wassertiefen von 100-3000 m die in Abb. 48 dargestellten POC-Flüsse. Der Vergleich mit den durchschnittlichen POC-Flüssen der Fallenstationen im Golf von Bengalen zeigt, dass keine der empirischen Gleichungen die beobachteten Flüsse für alle Tiefen korrekt vorhersagt. Die Gleichungen von Betzer et al. (1984) und Suess (1980) überschätzen die mit den flachen Fallen ermittelten POC-Flüsse deutlich. Für diese Tiefe werden mit der Gleichung von Berger et al. (1988) und Pace et al. (1987) übereinstimmende Flüsse erzielt. Dieselben Gleichungen hingegen unterschätzen die Flüsse in größeren Wassertiefen. Dies kann unterschiedliche Gründe haben. Zum einen gehört dazu die zusätzliche laterale Zufuhr von terrestrischer als auch mariner organischer Substanz. Da aber die empirischen Gleichungen die Flüsse um mindestens die Hälfte unterschätzen, müssten also 50 % der organischen Substanz in den tiefen Fallen lateral zugeführt worden sein. Die Flüsse der Hauptkomponenten zeigen keinen derartigen Anstieg mit der Tiefe. Da es unwahrscheinlich ist, dass POC trotz seiner größeren Labilität bevorzugt zugeführt wird, kann diese Möglichkeit nicht allein für die verringerte Abbaurate verantwortlich sein. Auch der Eintrag refraktären terrestrischen bzw. fluviatilen organischen Materials, der maximal 10% des POC in den tiefen Fallen ausmacht (siehe 5.5.5.), reicht nicht aus, um die beobachtete Diskrepanz zu erklären. Eine weitere Möglichkeit ist, dass das Material im Golf von Bengalen während des Absinkens weniger stark degradiert wird. Der Unterschied zu anderen Meeresgebieten scheint sich aber nicht in den oberen 1000 m der

Wassersäule auszuprägen, sondern erst darunter. Es ist denkbar, dass die labileren Komponenten im Golf von Bengalen den gleichen Abbauraten ausgesetzt sind wie in anderen ozeanischen Bereichen, und dass das schnellere Absinken erst Auswirkungen auf die Abbauraten der stabileren Komponenten hat.

Die Degradation des organischen Materials während des Absinkens verursacht in der Regel eine Abnahme der POC-Flüsse mit der Tiefe. Er ist besonders intensiv, wenn die Flüsse des organischen Materials erhöht sind (Lee & Cronin, 1984). Dies kann damit erklärt werden, dass in Hochflussperioden schnell sinkendes Material die Fallen erreicht, das bis dahin einer vergleichsweise geringen mikrobiellen Beanspruchung ausgesetzt war, und daher eine noch hohe Labilität aufweist (Ittekkot et al., 1984b). Damit übereinstimmend konnte ein starker Rückgang der POC-Flüsse im Arbeitsgebiet vor allem während der Sedimentationsereignisse beobachtet werden, die auf eine hohe Produktivität zurückgeführt werden konnten (z.B. NBBT: 1988, 1989 und SBBT: 1992, 1995, 1996). So gingen während des fluviatil induzierten POC-Maximums 1988 die POC-Flüsse an NBBT um $7,3 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (36%), während des POC-Maximums 1995 an SBBT um $6 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (33%) zurück.

Im Gegensatz zu den Hochflussereignissen zeigen die POC-Flüsse während der Niedrigflussperioden mit der Tiefe gleichbleibende oder z.T. sogar leicht ansteigende Werte. Dies wird mit dem refraktären Charakter des organischen Materials zu Zeiten geringer Flüsse erklärt, der einen weiteren Abbau erschwert. Außerdem spielt in diesen Phasen das *scavenging* von suspendiertem Material durch absinkende Partikel sowie laterale Prozesse eine vergleichsweise größere Rolle als in Zeiten hoher Produktivität und maximalen Partikelflusses. Deutliche Zunahmen des organischen Materials mit der Tiefe sind oftmals an einen Anstieg der Lithogenflüsse gekoppelt und deuten auf einen lateralen Eintrag von Material vom Schelfbereich. Besonders deutlich wurde dieser Prozess an der zentralen Station im Winter 1990/91.

5.5.2. Verhältnis von organischem Kohlenstoff zu Stickstoff

Das Verhältnis von organischem Kohlenstoff zum Gesamtstickstoff (C/N Gew.-%) gilt als Indikator für die Quelle und den Degradationsgrad organischer Substanz. Höhere Landpflanzen weisen aufgrund der Dominanz N-freier Moleküle (z.B. Zellulose, Lignin) hohe C/N-Werte von >20 auf (z.B. Hedges et al., 1986; Jennerjahn & Ittekkot, 1997). Sehr viel niedrigere C/N-Werte werden in der Literatur für marines Phytoplankton und Zooplankton ($\sim 6-7$ bzw. ~ 4 , z.B. Cowie & Hedges, 1992) sowie Bakterien (~ 4 , z.B. Hedges et al., 1986, Suthhof et al., 2000) angegeben. Die Verhältnisse von Makroaggregaten und Kotpillen als Hauptvehikel für den vertikalen Stofftransport im Ozean liegen um 7-10 (Allredge & Silver, 1988) bzw. 9-14 (Pilskaln & Honjo, 1987).

Durch den bevorzugten Abbau stickstoffhaltiger Verbindungen durch Bakterien und Zooplankton geht mit dem Absinken und der Degradation des organischen Materials in der Regel ein Anstieg des C/N-Verhältnisses einher (Lee & Cronin, 1982; Allredge & Silver, 1988).

Die C/N-Werte im Golf von Bengalen variieren zwischen 4 und 12 (Abb. 43-45) und liegen mit ihren durchschnittlichen, flussgewichteten Werten (flache und tiefe Fallen) von 7,6-8,5 in dem für marine Sinkstoffe typischen Bereich (z.B. Deuser et al., 1981; Honjo, 1982; Haake et al., 1993a; Honjo & Manganini, 1993). Ihre Variation mit der Tiefe ist in der Regel gering und zeigt im Mittel nur einen

leichten Anstieg mit der Tiefe. Eine deutliche Zunahme mit der Tiefe um bis zu 2, wie sie z.B. im nördlichen Atlantik (Honjo und Manganini, 1993) oder im Arabischen Meer (Haake, 1990) vorgefunden wurde, ist außer 1988 an allen Stationen nur in Einzelfällen zu beobachten und deutet auf eine im Vergleich zu anderen Gebieten geringe Degradation der organischen Substanz während des Absinkens hin. Dies ist in Übereinstimmung mit den Ergebnissen der POC-Flüsse. Allerdings ist grundsätzlich denkbar, dass durch den hohen und mit der Tiefe zunehmenden Anteil lithogenen Materials und dem an Tonminerale adsorbierten organischen und anorganischen Stickstoff (z.B. Scheffer et al., 1989; Müller, 1977) ein geringerer C/N-Wert vorgetäuscht wird. Auf diesen Prozess führt Hoffmann (1990) die Beobachtung zurück, dass die Tonfraktion der Sedimente im Golf von Bengalen durch niedrigere C/N-Werte gekennzeichnet ist als das Gesamtsediment. Hierzu ist jedoch anzumerken, dass in der gröberen Fraktion des Sedimentes ein größerer Anteil terrestrischen organischen Detritus enthalten war (Hoffmann, 1990). Das heißt, dass die höheren C/N-Werte der Grobfraktion des Sedimentes ebenso auf das Vorkommen des terrigenen POC in dieser Größenfraktion zurückgeführt werden kann. Eine entsprechende Korngrößenabhängigkeit des C/N-Wertes wurde z.B. auch in der Flusssuspension des Amazonas beobachtet (Hedges et al., 1994). Für die Summe der Sinkstoffe besteht keine Korrelation der C/N-Werten und den prozentualen Anteilen des lithogenen Materials. In Einzelfällen, so etwa während des SWM 1988 an NBBT-N, sind hohe Lithogenflüsse und -anteile mit einem Anstieg und nicht mit einem Rückgang des C/N-Wertes verbunden. Dies kann auf den Eintrag von degradiertem fluviatilen oder resuspendierten Schelfmaterial zusammen mit dem lithogenen Material zurückgeführt werden. Das fluviatil dominierte suspendierte Material im Schelfbereich (siehe 5.1) weist einen C/N-Wert von ~9 auf, der denen der Sinkstoffe der tiefen NBBT-N-Fälle im SWM 1988 in etwa entspricht. Auch an der zentralen Station zeigt ein Vergleich der C/N-Werte des Hochflussereignisses im Winter 1990/91 mit den C/N-Werten der Hochflussphasen 1992 und 1994, dass trotz der erhöhten Lithogenanteile 1990/91 die C/N-Werte über denen der anderen Jahre lag. Dies deutet darauf hin, dass in den Sinkstoffen des Golf von Bengalen der Anteil des lithogen-gebundenen anorganischen Stickstoffs keinen entscheidenden Einfluss auf die C/N-Verhältnisse ausübt. Dies wird unterstützt durch die Korrelationen von POC vs. N, die für keine der untersuchten Stationen einen positiven Achsenabschnitt für N bei 0% POC zeigen. Es ist daher anzunehmen, dass die niedrigen C/N-Werte durch die Dominanz der hohen Anteile relativ frischen marinen organischen Materials mit niedrigen C/N-Werten geprägt sind. Diese Annahme ist in Übereinstimmung mit den Berechnungen des theoretischen terrigenen POC in den Sinkstoffen (vgl. 5.5.5.).

Phasen hoher POC-Flüsse werden im Allgemeinen von unterdurchschnittlichen C/N-Werten (~6,5-7,5) begleitet, die eine überwiegend marine planktonische Quelle anzeigen. Auch in Proben, bei denen die POC-Flüsse mit der Tiefe eine deutliche Abnahme zeigen, wird der Abbau nicht in den C/N-Werten widerspiegelt. Die durchschnittlichen C/N-Werte der einzelnen Stationen zeigen keinen eindeutigen regionalen Trend. Die relative Landnähe und der starke terrigene Einfluss an NBBT-N und CBBT manifestiert sich im Mittel nicht in den C/N-Werten der Sinkstoffe.

5.5.3. C_{org}/C_{carb} : Implikationen für die Effizienz der biologischen Kohlenstoff-Pumpe

In Phasen guten Nährstoffangebots und daraus resultierender hoher Produktivität gewinnt in der Regel silikatisches Plankton gegenüber dem karbonatischem Plankton an Bedeutung (Dymond & Lyle, 1985; Dymond & Collier, 1988). Dadurch geht mit der Steigerung der POC-Fixierung durch Silikatschaler in der Regel eine relative Abnahme der Karbonatproduktion durch das karbonatische Phytoplankton einher. Dies verursacht in Phasen hoher Produktivität eine Abnahme des C_{carb} -Anteils im partikulären Material relativ zum C_{org} . Daher wird das Verhältnis von organischen zu dem im Karbonat gebundenen Kohlenstoff (C_{org}/C_{carb}) in Sinkstoffen, in der Literatur auch als *rain ratio* bezeichnet, als Anzeiger für die Fertilität eines Meeresbereiches herangezogen (Berger & Keir, 1984). Anhand der *rain ratio* lassen sich darüberhinaus Aussagen zur Effizienz der "biologischen Kohlenstoff-Pumpe" (siehe 1.) und ihre Auswirkung auf den marinen Kohlenstoffkreislauf machen (Berger & Keir, 1984; Dymond & Lyle, 1985; Ittekkot, 1993).

Der Zusammenhang zwischen dem Verhältnis von Karbonat zu Opal mit der *rain ratio* ist im Golf von Bengalen deutlich ausgeprägt. Hohe *rain ratios* zu Zeiten hoher Partikelflüsse gehen vor allem an den nördlichen und zentralen Fallenstationen mit niedrigen Karbonat/Opal-Verhältnissen einher (Abb. 43-45, 27, 38, 41). Im nördlichen Golf von Bengalen ist dies besonders ausgeprägt für den fluviatil beeinflussten SWM 1988. Ein umgekehrtes Verhältnis beider Parameter wird im SWM 1989 beobachtet, als der Partikelfluss vorwiegend von ozeanischen Prozessen gesteuert wurde. Darin zeigt sich der positive Effekt des fluviatilen Eintrags auf die Effektivität der biologischen Kohlenstoffpumpe. Er dafür sorgt, dass (i) Silikat und Eisen in ausreichendem Maße in der euphotischen Zone vorhanden sind und das Angebot dieser Nährstoffe nicht als limitierender Faktor für das Wachstum silikatischer Organismen in Frage kommt, (ii) schwankende und niedrige Salinitäten in weiten Teilen des Arbeitsgebietes das Wachstum von kalzifizierenden Foraminiferen hemmen, und (iii) fluviatil eingebrachtes Material als Ballast für einen schnellen Transport des organischen Kohlenstoffs in die Tiefsee wirkt. Während des SWM 1988 fällt die deutliche Abnahme des *rain ratios* mit der Tiefe mit höchsten Lithogehalten zusammen. Dies spricht zusammen mit den niedrigen C/N-Werten in der flachen Falle gegen die Möglichkeit, dass die Zufuhr terrigenen organischen Materials die *rain ratio* im Arbeitsgebiet entscheidend beeinflusst. Hohe *rain ratios* in Zusammenhang mit hohen POC-Flüssen treten an der nördlichen Station außerdem während des NE-SW-Intermonsuns auf (1989, 1994, 1996), wenn nährstoffreiche Wassermassen an die Fallenstation advectiert werden.

An der zentralen Station tritt dies in der Regel während der Hochflussphasen der SW-NE-Intermonsune auf. Im südlichen Golf sind die *rain ratios* bedingt durch die hohen Karbonatflüsse in der Regel <2 . Sie sind damit kleiner als an den anderen Stationen. Niedrigste Karb/Opal-Verhältnisse und höchste *rain ratios* wurden hier während des SWM 1996 ermittelt.

Im Vergleich mit anderen Meeresbereichen fällt der Golf von Bengalen durch erhöhte *rain ratios* auf (Abb. 48). In der oligotrophen Sargasso See wurden bei einem langjährigen Karb/Opal-Verhältnis von 4,6 (Deuser et al., 1995) *rain ratios* von 2 in ca. 1000 m Wassertiefe und 0,6 in der Tiefsee (Honjo, 1980) ermittelt. Niedrige Mittelwerte wurden auch für das Guinea Becken (900m: 1,7, Tiefsee: 0,8) (Fischer & Wefer, 1996) und das zentrale Südchinesische Meer (1000m: 0,8-1,2) (Wiesner et al.,

1996) ermittelt. Selbst das für seine hohe Produktivität bekannte Arabische Meer weist eine vergleichsweise niedrige *rain ratio* von ~1 auf (Haake, 1990) und liegt damit in einem Bereich, der den mittleren Werten an SBBT entspricht (Abb. 32). Dieser Unterschied dürfte wesentlich mit dem im Vergleich zu den anderen genannten Regionen erhöhten Beitrag opalinen Planktons zum POC-Fluss und der geringeren Degradation während des Absinkens zusammenhängen, die in der Regel mit der Tiefe abnehmende *rain ratios* verursacht. Die Ergebnisse zeigen, dass die Effizienz der organischen Kohlenstoffpumpe im Golf von Bengalen größer ist als in anderen Bereichen.

5.5.4. Kohlenhydrate in den Sinkstoffen

Kohlenhydrate sind ubiquitär auftretende organische Verbindungen und können bis 20-40% des Trockengewichts mariner (Parsons et al., 1984) und bis zu 75% terrigener organischer Substanz ausmachen (Aspinall, 1983, Hedges et al., 1997). Untersuchungen der Kohlenhydratfraktion partikulären marinen Materials werden seit einigen Jahrzehnten durchgeführt und eröffneten Einblicke in das Vorkommen dieser Stoffgruppe und die auf sie wirkenden Prozesse (z.B. Handa & Tominaga, 1969; Hecky et al., 1973; Degens & Mopper 1975; Ittekkot et al., 1984 a,b; Hamilton & Hedges, 1988). Die einzelnen Monomere sind Grundbausteine struktureller Komponenten wie Zellulose und Hemizellulose oder energiereicher Speicherstoffe wie Glukane. Vor allem letztere sind labile und leicht lösliche Verbindungen, die als Nahrungsgrundlage für heterotrophe Organismen dienen (z.B. Sakugawa & Handa, 1985; Harvey et al., 1995). Ihre Lösung und Respiration führt zu einem starken Abbau der Kohlenhydrate in partikulärem marinen Material schon in den oberen 100 Metern der Wassersäule (z.B. Handa & Tominaga, 1969; Liebezeit, 1984, 1987; Hernes et al., 1996). Im Gegensatz dazu erfahren die Strukturkomponenten aufgrund ihres stabileren Charakters eine relative Anreicherung (z.B. Ittekkot et al., 1982; Cowie et al., 1992; Cowie & Hedges, 1996). Charakteristika der monomeren Zusammensetzung einzelner Substrate wird zur Unterscheidung potentieller Quellen organischen Materials herangezogen (z.B. Böhm et al., 1980; Cowie & Hedges, 1984; Moers & Larter, 1996; Moers et al., 1994). Aufgrund ihrer weiten Verbreitung und relativen Labilität erreicht die Anwendung der Zucker als Quellenindikator jedoch keine Biomarkerqualität (Liebezeit, 1993). Allerdings konnte gezeigt werden, dass der Kohlenhydratanteil am organischen Material und Veränderungen der monomeren Muster dazu geeignet sind, biogeochemische Prozesse, denen das Material ausgesetzt war, zu erkennen (z.B. Liebezeit 1987, Hedges et al., 1994, Cowie & Hedges, 1996).

Untersuchungen der Kohlenhydrate in Sinkstoffen aus dem Golf von Bengalen sollen im Vergleich mit Suspension und Sedimenten Auskunft über Quellen und Abbaumechanismen der organischen Substanz in einem Gebiet geben, in dem das Sedimentationsgeschehen starke saisonale Schwankungen aufweist und hohen terrigenen Einträgen unterliegt.

5.5.4.1. Flussraten der Kohlenhydrate

Die Flussraten der partikulären Kohlenhydrate (CHO) an den verschiedenen Stationen im Untersuchungsgebiet sind in Abb. 49 dargestellt. Sie zeigen ebenso wie die Hauptkomponenten des Fallmaterials eine starke saisonale, interannuelle sowie regionale Variabilität und korrelieren signifikant mit den Gesamtflüssen ($r=0,85-0,92$) und denen des organischen Kohlenstoffs ($r=0,7-0,86$).

Die Korrelation der Zuckerflüsse mit den einzelnen Hauptkomponenten ist an NBBT-N und CBBT am deutlichsten für das lithogene Material, an den Stationen mit geringerem Lithogengehalt NBBT-S und SBBT besser für die biogenen Komponenten ausgebildet. Gleichzeitig sind die mittleren Zuckerflüsse an NBBT-N am höchsten, gefolgt von denen an CBBT, SBBT und NBBT-S (Tab. 19). In der Suspension im Schelfbereich (PZ 55, vgl. 5.1.) liegen die CHO-Konzentrationen bei 0,28 mg CHO pro g Suspension (bei 92,44 % Lithogenanteil). Unter der Annahme, dass mit jedem Gramm lithogenen Materials 0,28 mg CHO terrigenen Ursprungs eingetragen werden, würden diese terrestrischen Kohlenhydrate in den tiefen NBBT-Fällen 0,63-8,5% (nur ein Wert >4%) und in den tiefen CBBT-Fällen 0,66-4,63% des gesamten Zuckerflusses ausmachen (Abb. 50, 51). Diese geringen Anteile indizieren, dass das Gros der Zucker in den Sinkstoffen marinen Ursprungs ist.

Die Zuckerflüsse gehen in der Regel mit der Tiefe zurück. Analog zum POC ist die Abnahme dann am deutlichsten ausgeprägt, wenn in der flachen Falle Maxima auftreten.

Der Vergleich mit anderen Ozeanbereichen zeigt, dass die mittleren CHO-Flussraten im Golf von Bengalen in dem für die Tiefsee typischen Bereich liegen. Sie übertreffen die Werte aus der Sargasso See und dem Südchinesischen Meer, liegen aber unter denen aus dem Subarktischen Pazifik (Tab. 19). Bei einem Vergleich ist allerdings zu beachten, dass, mit Ausnahme der Daten aus dem südchinesischen Meer (von Wersch, 1999) keinem der in Tab. 19 aufgeführten Werte ein vergleichbar langer Datensatz für die Kohlenhydrate zugrunde liegt, interannuelle Schwankungen daher in kleinerem Ausmaß oder gar nicht erfasst sind. Die Zuckerflüsse im Norden des Arbeitsgebietes zeigen deutliche regionale Unterschiede mit hohen Werten an **NBBT-N** und niedrigen an NBBT-S. Die unterschiedlichen saisonalen Muster der Zuckerflüsse der Jahre 1988 und 1989 stimmen mit denen der Hauptkomponenten überein und indizieren, dass auch die Kohlenhydratflüsse von den Faktoren gesteuert werden, die in 5.4. beschrieben wurden. Unabhängig von der Saisonalität und den jeweils wirksamen Steuerungsmechanismen werden in beiden Jahren in der Zeit von März-September (NE-SW-Intermonsun und SW Monsun) vergleichbare Mengen an Kohlenhydraten abgeführt (Tab. 20), der starke terrigene Eintrag im Jahr 1988 führte also nicht zu außergewöhnlich hohen CHO-Flüssen. Dies unterstützt die oben aufgestellte These, dass die terrigenen Kohlenhydrate nur einen kleinen Teil der Gesamtzucker ausmachen. Der NEM 1987/88 ist im Vergleich zum NEM 1988/89 durch geringere Zuckerflüsse gekennzeichnet. Eine stärkere Beanspruchung des Materials im NEM 1987/88, wie sie durch hohe Mol-Anteile der nicht-proteinogenen AA (Abb. 50) und geringe Asp/β-Ala-Werte (Bartsch, 1992) angezeigt wird, ist dafür verantwortlich. Die geringeren Anteile marinen (karbonatischen+opalinen Materials) deuten darauf hin, dass in dieser Phase stark degradiertes allochthones Material in die Falle gelangte. Der CHO-Anstieg im NEM 1988/89 ist an Peaks des opalinen und karbonatischen Planktons gekoppelt. In dieser Phase ist das Verhältnis der biogenen Schalenkomponenten zu CHO weit geringer als im darauffolgenden NE-SW-Intermonsun und SWM. Dies kann durch eine unterschiedliche Planktonzusammensetzung während beider Perioden ausgelöst werden, da gezeigt werden konnte, dass die Abfuhr von POC durch Diatomeen stark von der Speziesverteilung innerhalb einer Blüte beeinflusst wird (Boyd & Newton, 1995, 1999).

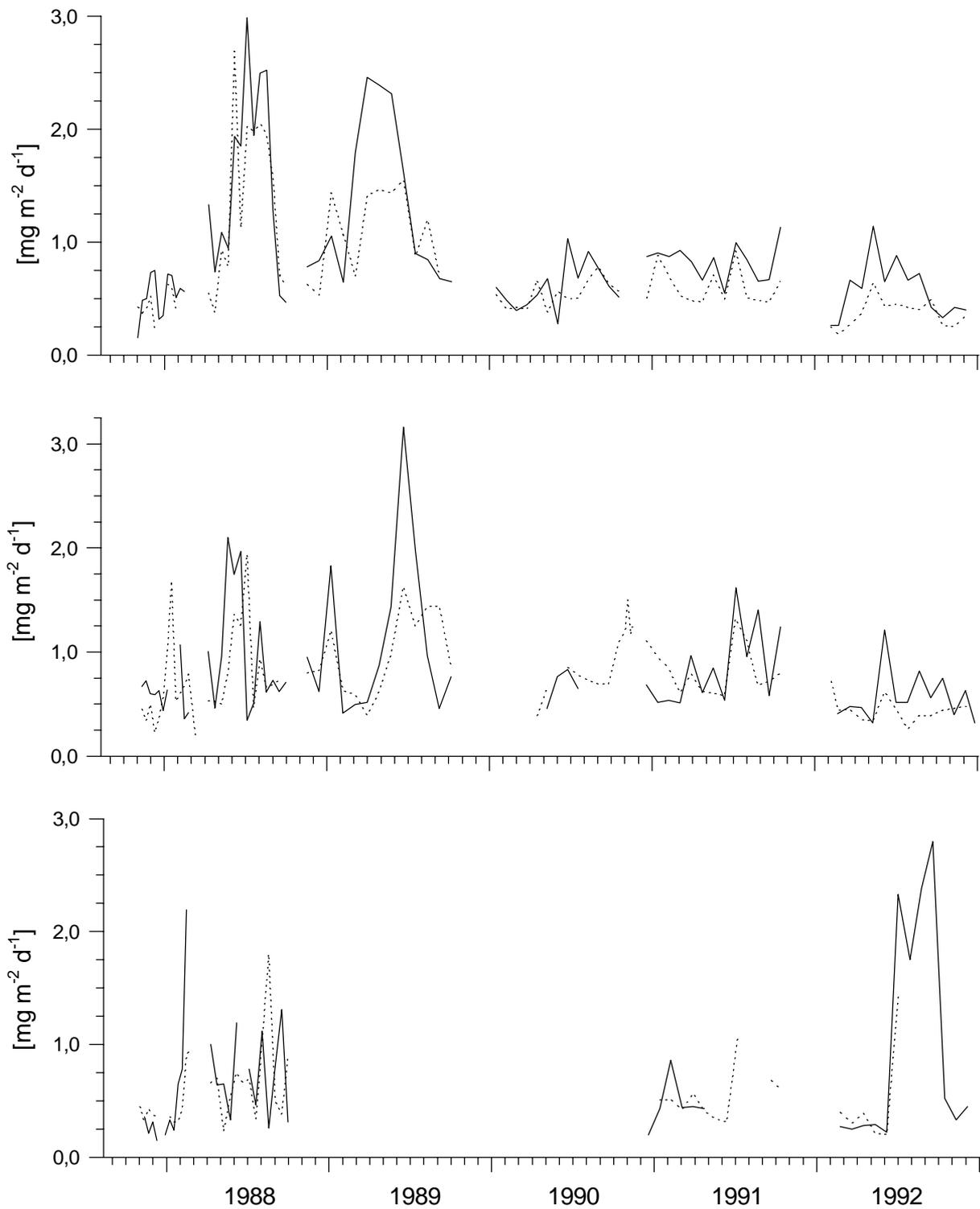


Abb. 49: Flussraten der Kohlenhydrate in den flachen (—) und tiefen (.....) Fallen im nördlichen (oben), zentralen (Mitte) und südlichen (unten) Golf von Bengalen.

Tab. 19: Im Rahmen von Sedimentfallenstudien in verschiedenen Bereichen der Tiefsee ermittelte durchschnittliche Flussraten von partikulären Kohlenhydraten, Kohlenhydratkonzentrationen sowie ihr Anteil am gesamten organischen Kohlenstoff. Quellen: (1) diese Arbeit; (2) Unger, 1995; (3) von Wersch, 1999; (4) Ittekkot et al., 1984a; (5) Ittekkot et al., 1984b; (6) Haake et al., 1993a; (7) Hernes et al., 1996; (8) Jennerjahn et al., 1999; (9) Haake, 1990.

| Region | Zeitraum | Falltiefe (m) | CHO (mg m ⁻² d ⁻¹) | CHO (mg g ⁻¹) | CHO-C% | Quelle |
|------------------------------|--|------------------|--|------------------------------|------------------|--------|
| Golf von Bengalen | | | | | | (1) |
| NBBT-N | 11/87-10/89 [#] | 750-970 | 1,19 | 8,65 | 4,90 | |
| | | 1730-2030 | 1,07 | 7,12 | 5,21 | |
| NBBT-S | 1/90-12/92 [#] | 1130-1160 | 0,67 | 7,62 | 4,30 | |
| | | 2680-2740 | 0,50 | 5,63 | 3,42 | |
| CBBT | 11/87-12/92 [#] | 890-990 (1588) | 0,84 | 7,79 | 4,33 | |
| | | 2230-2530 | 0,76 | 5,41 | 4,02 | |
| SBBT | 11/87-9/88 [#] und 12/90-12/93 ^{#§} | 1020-1070 (1520) | 0,76 | 7,27 | 4,31 | |
| | | | 0,56 | 5,96 | 4,23 | |
| Südchinesisches Meer | 3/92-5/93 | 1190 | 0,52 | 5,31 | 10,3 | (2) |
| | 1/93-4/95 | 1200 | 0,45 | 5,2 | 6,2 [§] | (3) |
| | 6/94-5/96 | 1800-2200 | 0,43 | 5,1 | 6,1 [§] | |
| Panama Becken * | 8/79-12/79 | 667 | 0,64 | 6,7 | 3,0 | (4) |
| | | 1268 | 0,77 | 7,7 | 1,7 | |
| | | 2869 | 0,94 | 6,2 | 3,5 | |
| | | 3769 | 1,01 | 5,8 | 5,7 | |
| | | 3791 | 0,76 | 4,4 | 4,6 | |
| Sargasso See | | 3200 | 0,03-0,64 | 5,7 | 4,5 | (5) |
| Subarkt. Pazifik | 11/85-10/86 | 1000 | 2,01 | 8,2 | 6,1 | (6) |
| | | 3800 | 1,31 | 6,7 | 5,3 | |
| Äquator. Pazifik | 2/92-1/93 | | | | | (7) |
| 9°N | | 1070 | 0,45 | | 16,0" | |
| | | 4200 | 0,11 | | 11,7" | |
| 5°N | | 1020 | 1,05 | | 14,4" | |
| | | 3600 | 0,4 | | 10,9" | |
| 0°N | | 955 | 2,12 | | 13,1" | |
| | | 3459 | 0,61 | | 11,1" | |
| Brasilian. Kontinentalhang* | 1/95-5/95 | 1550 | 0,94 | 7,2 | 6,9 | (8) |
| Arabisches Meer [#] | 5/87-4/89 | | | | | (9) |
| WAST | | 1050 | | 7,6 | | |
| | | 3024 | 0,54 | 4,9 | | |
| CAST | | 800 | 0,82 | 8,4 | | |
| | | 2900 | 0,47 | 6,1 | | |
| EAST | | 2750 | 0,31 | 6,5 | | |

* kein ganzer Jahreszyklus erfasst

mit Unterbrechung zur Probeneinholung

§ Beprobung lückenhaft und Zeitraum für flache und tiefe Fallen unterschiedlich, vgl. Abb. 49

§ Anteil der CHO am organischen Material

" mg CHO pro 100 mg OC

Entscheidend dürfte aber auch das Fehlen des lithogenen Ballasts während des NEM-Peaks gewesen sein, wodurch langsamere Sinkgeschwindigkeiten (z.B. Ittekkot & Haake, 1992) und ein verstärkter Abbau der Zucker in der Wassersäule verursacht werden.

Das CHO-Flussmuster im Jahre 1989 zeichnet das POC-Maximum von $35 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ nicht nach. Dies unterstützt die anhand der hohen $\delta^{15}\text{N}$ -Werte und hohen AA-C% getroffene Aussage, dass hier der Eintrag organischen Materials durch Schwimmer, die in der Regel geringe Kohlenhydratgehalte aufweisen, eine Rolle gespielt hat. Das Muster der Zuckerflüsse während beider Jahre lässt sich am ehesten durch das Zusammenspiel der Opalflüsse als Hauptquelle der Zucker und des lithogenen Materials als Ballast erklären.

Die Zuckerflüsse an **NBBT-S** sind ebenso wie die Gesamt- und POC-Flüsse wesentlich niedriger als an NBBT-N. 1990 folgen sie dem saisonalen Muster der Hauptkomponenten mit einem frühen Anstieg in der flachen und einem späteren Anstieg in der tiefen Falle. Ein Flussmaximum während des SWM ist insbesondere in der flachen Falle ausgeprägt. 1991 zeigen die Zuckerflüsse entsprechend der Hauptkomponenten keine ausgeprägte Saisonalität. Zwei Peaks in beiden Tiefen im Mai und Juni korrelieren am besten mit den sturminduzierten Karbonatflüssen in diesem Jahr (vgl. 5.4.1.). Das Flussmuster von Dezember bis Mai in der flachen Falle entspricht eher dem des opalinen Materials. Der Januar-Peak in der tiefen Falle ist an lithogenes und organisches Material gekoppelt, was auf den lateralen Eintrag von resuspendiertem Material hindeutet. 1992 zeigen die Kohlenhydrate relativ erhöhte Flüsse während der NE-SW-Intermonsuns bis in den SWM hinein. Damit unterscheidet sich die Saisonalität der Zuckerflüsse von denen des Gesamtflusses. Maximale Flüsse treten im Mai in beiden Fallentiefen auf, der Vergleich der Hauptkomponenten zeigt aber, dass jeweils unterschiedliche Quellen in Betracht kommen. In der flachen Falle ist der Peak an keine der Hauptkomponenten gekoppelt, möglicherweise spielen hier nicht-biomineralisierende Planktonarten wie etwa *Trichodesmium* eine Rolle, wie sie in den Frühjahrsblüten im westlichen Golf beobachtet wurden (Phani Prakash & Raman, 1992). Ein ähnliches Phänomen wurde auch von Jennerjahn et al. (1999) bei Sedimentfallenuntersuchungen in einer Wassertiefe von 1550m am Brasilianischen Kontinentalhang beobachtet. Dies spricht dafür, dass sich auch ein Produktivitätssignal nicht-schalentrager Phytoplanktonarten in Sinkstoffproben größerer Wassertiefen niederschlagen kann, wenn diese in Aggregate eingebettet werden und entsprechend schnell absinken. Eine solche Einbettung wurde z.B. von Waite et al. (2000) beschrieben. In der tiefen Falle ist der Peak im Mai 1992 an einen im Vergleich zur flachen Falle deutlichen Lithogenpeak gekoppelt. Bei der visuellen Beschreibung des Probenmaterials wurden für diese Probe erhöhte Anteile von Kotpillen notiert, durch die auch lithogenes Material die Fallen erreichen kann. Auch der gleichzeitig außergewöhnlich hohe $\delta^{15}\text{N}$ -Wert kann durch Kotpillen bedingt sein (Altabet & Small, 1990) und unterstützt diese Vermutung. Ein Fisch, der ebenfalls Grund für hohe $\delta^{15}\text{N}$ -Werte sein kann, wurde in dieser Probe nicht beobachtet. Im interannuellen Vergleich ist das Jahr 1992 durch die niedrigsten und mit der Tiefe stark zurückgehende Flüsse gekennzeichnet. In der tiefen Falle sind sie nicht höher als in der Niedrigflussperiode NEM 1987/1988, während der besonders refraktäres Material die Fallen erreichte. Analog dazu ist für 1992 eine besonders intensive Degradation des absinkenden Materials anzunehmen, wie sie sich auch in den geringen CHO-C% manifestiert. Die durchschnittliche monomere Zusammensetzung der Proben beider Jahre zeigt jedoch Unterschiede (Abb. 56), so dass

angenommen werden muss, dass die CHO aus jeweils unterschiedlichen Quellen stammen. Für die Phase des NEM 1987/88 indizieren niedrige Gal-Mol-% einen erhöhten Anteil stark degradierten fluviatilen oder resuspendierten Materials (vgl. 4.1.), für 1992 wird vorwiegend marines Material als Quelle angenommen. In beiden Beprobungszeiträumen sind die durchschnittlichen Flussraten $<0,5 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Flüsse dieser Höhe scheinen eine Art von Hintergrundsedimentation darzustellen, die in diesem Bereich des Golfs nicht unterschritten wird.

Die durchschnittlichen CHO-Flüsse an **CBBT** liegen zwischen denen der beiden Nordstationen (Tab. 19.). Phasen erhöhter Flüsse waren die SWMe 1988 und 1991 und insbesondere der durch hohe Produktivität und Partikelflüsse gekennzeichnete SWM 1989 (siehe 5.4.2). Der Spitzenfluss von $>3 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ resultiert aus einem gemeinsamen Flusspuls lithogenen und opalinen Materials. Das Zusammenwirken dieser beiden Komponenten erklärt auch die Sedimentationsmuster der CHO während der SWMe 1988 und 1991. In diesen beiden Jahren ist der zeitliche Verlauf der Sedimentation während des SWM unterschiedlich, die Menge der abgeführten Zucker ist jedoch vergleichbar (Tab. 20). Die SWMe 1990 und 1992 waren durch geringere CHO-Flussraten gekennzeichnet. Dies hängt 1990 mit den ebenfalls geringen Flüssen der Hauptkomponenten, insbesondere des Opals zusammen. 1992 ist es im wesentlichen auf die veränderte Fallenposition und die dadurch verringerte Zufuhr lithogenen Materials zurückzuführen (siehe 5.4.2). Dies wird insbesondere durch das Ausbleiben erhöhter Zuckerflüsse mit dem Ansteigen der Opalflüsse in der zweiten Jahreshälfte 1992 deutlich. Der Peak im Juni 1992 kann nicht mit Opal oder Karbonat in Zusammenhang gebracht werden. Ein von den Hauptkomponenten unabhängiger Anstieg der Zuckerflüsse konnte auch im Mai der Jahre 1988, 1989 und 1991 beobachtet werden. Es ist anzunehmen, dass es sich hierbei um die Auswirkungen von regelmäßig auftretenden Blüten schalenlosen Planktons wie etwa *Trichodesmium* handelt. Diese Annahme wird von dem abgeschwächten oder fehlenden Signal dieser Ereignisse in den jeweils tiefen Fallen unterstützt, da die nicht durch Schalenmaterial geschützte organische Substanz dieser Algen einem relativ starken Abbau ausgesetzt ist. *Trichodesmium* kann im Frühjahr, wenn die Wassersäule durch die schwachen Winde relativ ungestört ist, einen großen Teil der Biomasse im westlichen Golf ausmachen (Phani Prakash & Rhaman, 1992). Es handelt sich dabei um eine Stickstoff-fixierende Alge, die durch die geringe Fraktionierung bei der Assimilation von Luftstickstoff niedrige $\delta^{15}\text{N}$ -Werte aufweist. Tatsächlich sind die Sinkstoffe im Monat Mai der o.g. Jahre durch relativ niedrige $\delta^{15}\text{N}$ -Werte geprägt, die einen Beitrag der *Trichodesm*ien zum Partikelfluss möglich erscheinen lassen (siehe Datenanhang).

Die NEM 1988 und 1989 sind jeweils durch einen kurzzeitigen Puls der Zuckerflüsse gekennzeichnet, die mit Opalpeaks einhergehen (Abb. 38). Die Höhe des Zuckerpeaks zu Beginn des Jahres 1988 steht in keinem Verhältnis zu den extrem hohen Opalflüssen. Auch hier manifestiert sich wieder das Fehlen des Lithogenballasts. Das extreme Sedimentationsereignis zum Jahreswechsel 1990/91 wird nicht von proportional dazu erhöhten Zuckerflüssen begleitet. Dadurch wird belegt, dass durch den zusätzlichen und teilweise extrem hohen Eintrag von lithogenem und möglicherweise auch opalinen Material vom Schelfbereich keine großen Mengen labiler organischer Substanz in die Tiefsee verfrachtet wird. Das an dieses resuspendierte Sediment gebundene organische Material scheint refraktären Charakters zu sein. Dies dokumentiert sich auch in Aminosäuredaten (Schäfer, 1994; Tiemann, 1995). Das biogeochemische Signal dieses degradierten Materials überlagert aufgrund des

hohen Massenflusses den Beitrag von frischem marinen Material, das zusammen mit dem opalinen Material in die Fallen gelangt. Zwar kann angenommen werden, dass die eingetragenen Schelfsedimente auch Opal enthalten, allerdings ist der prozentuale Anteil in den Sinkstoffen mit $\geq 20\%$ deutlich höher, als er in den Sedimenten des Schelfes zu erwarten ist. So zeichnen sich die Sedimente von KL 126 vom Schelfabhang des nördlichen Golf von Bengalen bis in eine Tiefe von 875 cm durch Opal-% von $< 6\%$ aus.

Tab. 20: Saisonale Flussraten der CHO in g m^{-1} sowie für die jeweilige Jahreszeit gemittelte Anteile des CHO-C am Gesamt-POC und Konzentration der CHO in mg g^{-1} für die flachen und tiefen Fallen im nördlichen, zentralen und südlichen Golf von Bengalen.

| | NBBT shallow | | | NBBT deep | | | CBBT shallow | | | CBBT deep | | | SBBT shallow | | | SBBT deep | | |
|----------|--------------|------|-------|-----------|------|------|--------------|------|-------|-----------|------|------|--------------|------|------|-----------|------|------|
| | Fluss | C% | mg/g | Fluss | C% | mg/g | Fluss | C% | mg/g | Fluss | C% | mg/g | Fluss | C% | mg/g | Fluss | C% | mg/g |
| SW-NE 87 | 0,01 | 2,24 | 3,34 | 0,01 | 3,84 | 4,44 | 0,01 | 3,36 | 5,69 | 0,01 | 3,14 | 3,96 | 0,01 | 3,90 | 4,85 | 0,01 | 4,16 | 4,81 |
| NE 87/88 | 0,05 | 2,76 | 4,94 | 0,02 | 3,63 | 4,56 | 0,04 | 3,43 | 5,86 | 0,06 | 2,90 | 4,41 | 0,06 | 7,71 | 9,97 | 0,04 | 4,40 | 5,23 |
| NE-SW 88 | 0,06 | 4,54 | 10,06 | 0,04 | 4,21 | 6,94 | 0,07 | 4,61 | 10,22 | 0,03 | 3,73 | 5,68 | 0,04 | 4,21 | 8,64 | 0,03 | 4,42 | 6,06 |
| SW 88 | 0,22 | 4,83 | 8,75 | 0,20 | 6,24 | 7,73 | 0,12 | 4,32 | 8,24 | 0,12 | 5,04 | 6,83 | 0,10 | 3,95 | 6,27 | 0,09 | 4,37 | 6,15 |
| SW-NE 88 | 0,02 | 4,78 | 8,64 | 0,02 | 4,53 | 5,88 | 0,03 | 4,67 | 9,77 | 0,02 | 5,68 | 7,70 | 0,002 | 4,30 | 5,85 | 0,02 | 8,40 | 9,60 |
| NE 88/89 | 0,09 | 4,58 | 7,63 | 0,09 | 4,88 | 7,07 | 0,08 | 4,89 | 8,36 | 0,08 | 4,34 | 6,12 | | | | | | |
| NE-SW 89 | 0,14 | 6,50 | 12,83 | 0,12 | 5,27 | 8,70 | 0,08 | 4,28 | 9,13 | 0,06 | 3,69 | 6,22 | | | | | | |
| SW 89 | 0,13 | 5,64 | 9,17 | 0,13 | 5,01 | 6,61 | 0,19 | 5,30 | 9,40 | 0,17 | 5,24 | 7,55 | | | | | | |
| SW-NE 89 | 0,01 | 4,80 | 9,29 | | | | 0,01 | 4,64 | 7,24 | 0,02 | 4,86 | 6,37 | | | | | | |
| NE 89/90 | 0,03 | 3,81 | 6,97 | 0,03 | 3,36 | 5,79 | | | | | | | | | | | | |
| NE-SW 90 | 0,05 | 3,69 | 7,92 | 0,04 | 3,91 | 7,37 | 0,02 | 4,56 | 8,02 | 0,03 | 4,22 | 5,78 | | | | | | |
| SW 90 | 0,09 | 3,79 | 6,85 | 0,07 | 3,87 | 6,25 | 0,05 | 4,63 | 8,13 | 0,09 | 4,06 | 5,11 | | | | | | |
| SW-NE 90 | 0,01 | 3,69 | 6,00 | 0,02 | 3,83 | 5,51 | | | | 0,06 | 3,81 | 4,04 | | | | | | |
| NE 90/91 | 0,08 | 5,27 | 9,19 | 0,06 | 4,36 | 7,38 | 0,05 | 3,58 | 4,97 | 0,08 | 3,91 | 3,74 | 0,04 | 3,74 | 7,83 | 0,04 | 3,87 | 5,44 |
| NE-SW 91 | 0,07 | 4,70 | 9,48 | 0,05 | 3,65 | 6,43 | 0,07 | 3,77 | 8,53 | 0,06 | 3,83 | 5,19 | 0,03 | 3,87 | 8,25 | 0,04 | 3,48 | 4,84 |
| SW91 | 0,09 | 4,31 | 7,68 | 0,07 | 3,89 | 6,07 | 0,13 | 4,38 | 8,33 | 0,11 | 3,97 | 5,79 | | | | 0,06 | 3,90 | 6,10 |
| SW-NE 91 | 0,03 | 5,81 | 11,95 | 0,02 | 3,94 | 6,63 | 0,03 | 4,75 | 6,22 | 0,02 | 3,52 | 4,29 | | | | 0,02 | 3,85 | 5,87 |
| NE 91/92 | 0,01 | 3,65 | 6,98 | 0,01 | 2,76 | 4,28 | 0,01 | 3,16 | 4,78 | 0,01 | 3,58 | 4,17 | 0,003 | 1,93 | 4,75 | 0,01 | 3,82 | 5,10 |
| NE-SW 92 | 0,07 | 5,44 | 9,32 | 0,04 | 2,49 | 4,70 | 0,05 | 3,39 | 7,14 | 0,04 | 3,37 | 5,36 | 0,02 | 2,99 | 4,82 | 0,03 | 3,93 | 5,51 |
| SW 92 | 0,08 | 4,49 | 6,82 | 0,05 | 3,02 | 4,34 | 0,08 | 3,64 | 6,54 | 0,05 | 3,39 | 4,55 | 0,24 | 6,18 | 8,57 | 0,04 | 4,92 | 7,68 |
| SW-NE 92 | 0,02 | 2,68 | 4,69 | 0,02 | 2,07 | 2,79 | 0,04 | 2,88 | 4,57 | 0,03 | 2,74 | 3,72 | 0,03 | 2,91 | 4,31 | | | |
| NE 92/93 | 0,01 | 3,04 | 5,89 | 0,01 | 3,07 | 3,79 | 0,01 | 3,25 | 5,59 | 0,01 | 2,41 | 3,63 | 0,01 | 1,63 | 5,40 | | | |

An **SBBT** ist die Aufzeichnung der Partikeflüsse lückenhaft (Abb. 49). Anhand der vorliegenden Daten lassen sich jedoch die beiden SWMe 1988 und 1992, die durch jeweils gegensätzliche hydrographische Bedingungen gekennzeichnet waren (siehe 5.4.3.), miteinander vergleichen. In Analogie zu den Hauptkomponenten zeigt das Flussmuster der CHO 1988 eine Abhängigkeit von der windinduzierten Zufuhr von Nährstoffen und dem dadurch ausgelösten Planktonwachstum. Trotz der vergleichsweise niedrigen Opalflüsse sind auch hier die CHO-Flüsse eng an das biogene Opal geknüpft. Ganz anders stellt sich die Situation während des durch die Advektion nährstoffreicher Wassermassen aus dem Arabischen Meer geprägten SWM 1992 dar. Die anhaltend hohe Produktivität in dieser Periode führte zu, auch im Vergleich zu den anderen Stationen, extrem hohen Opalflüssen. Parallel dazu kommt es zu dauerhaft hohen CHO-Flüssen. Die saisonalen Flüsse (SWM) von $0,245 \text{ g m}^{-1}$ sind die höchsten im gesamten Arbeitsgebiet für diese Jahreszeit gemessenen Werte (Tab. 20). Das Verhältnis der Opalflüsse zu den Zuckerflüssen dieses SWM liegt mit 50 deutlich höher als während der Hochflussphasen SWM 1988 und NE-SW Intermonsun 1989 an der nördlichen Station (tiefe Fallen). Dort ergeben sich für die gleichen Parameter deutlich geringere Verhältnisse von

36 bzw. 23,7. Auch wenn Opal nicht die einzige CHO-Quelle ist, zeigt sich in diesem Verhältnis eine bessere Erhaltung der Zucker während des Absinkens im nördlichen Golf von Bengalen.

5.5.4.2. Anteil der Kohlenhydrate am organischen Kohlenstoff

Der Anteil des zuckergebundenen Kohlenstoffs (CHO-C%) am gesamten organischen Kohlenstoff in den Sinkstoffen des Golfs von Bengalen variiert zwischen 1,1 und 13% in den flachen und 1,3 und 11,2% in den tiefen Fallen. Damit tragen die CHO in geringerem Umfang zum labilen Kohlenstoff bei als Aminosäuren und Aminosucker, die in den Sinkstoffen zwischen 8-46% des LPOC ausmachen. Die durchschnittlichen CHO-Werte für die einzelnen Stationen und Tiefen liegen zwischen 3,4 und 5,2%. Sie liegen im mittleren bis unteren Bereich der aus anderen Regionen des Weltozeans bekannten Werte (Tab. 19). Hohe Beiträge des CHO-C in Sinkstoffen in Gebieten mit geringer terrigener Beeinflussung konnten mit der Produktion frischen marinen Materials und seiner raschen Abfuhr in die Tiefsee erklärt werden (Ittekkot et al, 1984a,b; Haake et al., 1993a; Hernes et al., 1996). Dieser Prozess scheint aber auch in Gebieten, die der fluviatilen oder äolischen Zufuhr terrigenen Materials unterliegen, zu dominieren (Haake, 1992; Jennerjahn et al, 1999; diese Arbeit). Aufgrund der bevorzugten Respiration labiler Kohlenstoffverbindungen geht mit dem Abbau des organischen Materials in der Regel eine Abnahme der CHO-C% einher (z.B. Handa & Tominaga, 1969). Niedrige CHO-C-Anteile können auch durch die Beimischung stark refraktären Materials mit geringen Gehalte an Zuckern, hervorgerufen werden (z.B. Jennerjahn et al., 1999). Dies drückt sich in einer signifikant positiven Korrelation der CHO-C mit der Gesamtzuckerkonzentration in den Sinkstoffen aller Stationen aus. Die Verdünnung kann sowohl durch lithogenes als auch durch planktonisches Schalenmaterial verursacht werden. Daneben kann eine Abnahme der CHO-C% auch durch die Beimischung besonders aminosäurereichen Materials hervorgerufen werden.

Um den Zusammenhang zwischen der Degradation des organischen Materials und dem Beitrag der CHO zum Gesamt-POC zu überprüfen, erscheint der Vergleich der CHO-C% mit dem Anteil der nicht-proteinogenen Aminosäuren (nicht-prot. AA), die mit steigenden Mol-% einen voranschreitenden Abbau indizieren (Cowie & Hedges, 1992), sinnvoll.

An **NBBT** ist die Korrelation dieser beiden Größen über den gesamten Zeitraum nicht signifikant. Dies lässt sich auf verschiedene, ineinander greifende Prozesse zurückführen, die diese Parameter beeinflussen. Bei der Betrachtung einzelner kürzerer Zeitabschnitte lässt sich hingegen ein Zusammenhang zwischen diesen beiden Merkmalen erkennen (Abb. 50). Der erste Sammelzeitraum (NBBT 01) ist durch geringste CHO-C% und höchste Mol-% der nicht-prot. AA aller Proben an **NBBT-N** charakterisiert. Der relative Anteil der nicht-prot. AA nimmt mit der Tiefe zu und zeigt einen fortschreitenden Abbau bzw. einen höheren Anteil der an lithogene Partikel gebundenen refraktären organischen Substanz an. Die Werte beider Parameter liegen im Bereich, der auch für die Suspensionsfracht nahe der Mündung des Ganges-Brahmaputra gemessen wurde. Die Gesamtkonzentration der CHO in den Fallenproben ist jedoch wesentlich höher als in der Suspension und auch die Spektren weisen deutliche Unterschiede auf (vgl. 5.5.6). Dadurch wird deutlich, dass zwar der Degradationsgrad der organischen Substanz in beiden Probentypen vergleichbar ist, dass aber neben dem fluviatilen Material entscheidende Mengen refraktären marinen Materials zu der Zuckerfraktion in den Fallenproben beigetragen haben müssen.

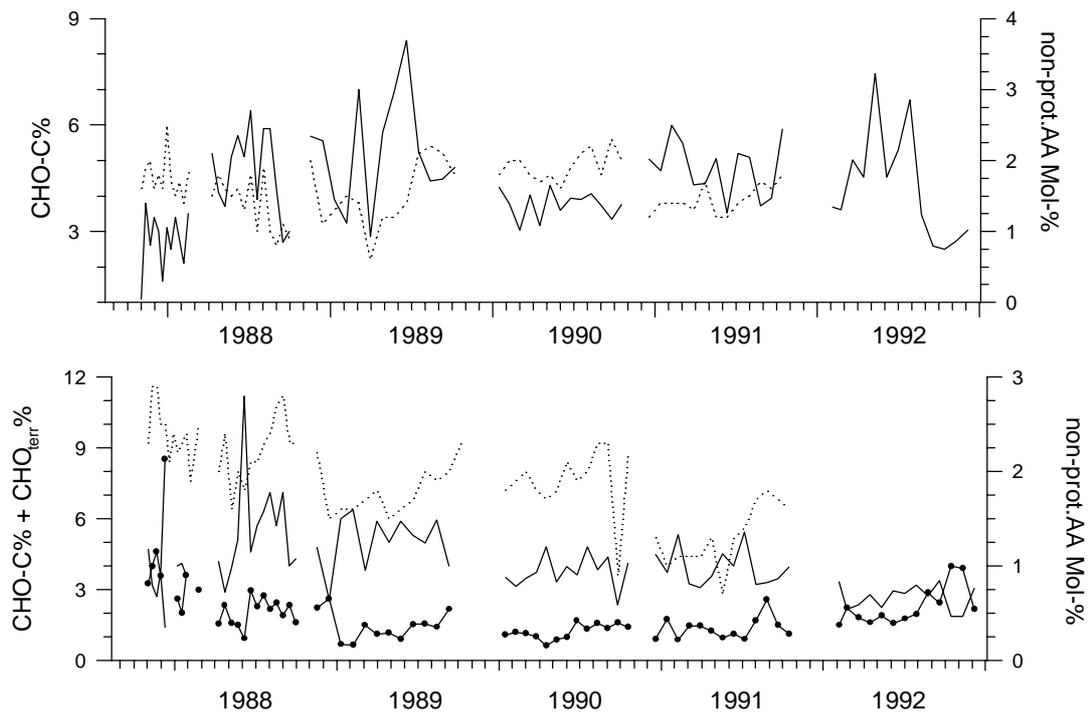


Abb. 50: CHO-C% (—) und nicht-prot. AA Mol-% (····) für die flache (oben) und tiefe (unten) Falle im nördlichen Golf von Bengalen. Für die tiefe Falle ist zusätzlich der berechnete Anteil der terrigenen CHO am Gesamt-CHO-Fluss aufgetragen (fette Linie mit Punkten).

In der darauf folgenden Hochflussphase (NBBT 02) zeigt die flache Falle im Vergleich zu NBBT 01 höhere CHO-C% und niedrigere nicht-prot. AA Mol-%, was auf einen größeren Anteil frischeren marinen Materials hindeutet. Die tiefe Falle zeigt einen mit ansteigendem Lithogenanteil (Abb. 12) zunehmenden Degradationszustand des POC. Die CHO-C% sind im Vergleich zu NBBT 01 jedoch erhöht und lassen noch den Einfluss mariner Produktion erkennen. 1989 ist besonders in der flachen Falle ein enger Zusammenhang zwischen CHO-C und dem Degradationsstatus zu erkennen. In der Hochflussphase von März bis Juni, die im Vergleich zu 1988 geringe Lithogenanteile aufwies, ist das organische Material relativ frisch und durch hohe CHO-C% gekennzeichnet. Einzige Ausnahme ist die von einem Fisch o.ä. beeinflusste Probe, die von hohen AA-C% und $\delta^{15}\text{N}$ -Werten geprägt ist, in der die hohen AA-C% zu geringeren CHO-C% führen. In der Hauptphase des SWM 1989 ab Juli gehen die Flüsse der marinen Komponenten Opal und Karbonat sowie des organischen Kohlenstoffs und der Zucker deutlich zurück. Gleichzeitig steigen die Anteile der nicht-prot. AA an und die CHO-C% nehmen ab. Auch in dieser Niedrigflussphase ist das Material stark degradiert. Während der marin dominierten Hochflussphase diesen Jahres geht der CHO-C Anteil mit der Tiefe zurück und dokumentiert in Einklang mit den höheren Beiträgen der nicht-prot. AA einen Abbau, der die saisonale Verteilung, die in der flachen Falle beobachtet wurde, in der tiefen Falle nivelliert. In den Perioden niedriger Flüsse weisen die CHO-C% und nicht-prot. AA-Anteile in beiden Fallen vergleichbare Werte

auf und zeigen, dass es sich hierbei um Material handelt, das beim Absinken keinen starken Degradationsprozessen mehr ausgesetzt ist.

Auch an **NBBT-S** zeigt der Beitrag des CHO-C zum Gesamt-POC interannuelle Unterschiede (Abb. 50). Im Jahr 1990 liegt der Anteil des CHO-C über den gesamten Beprobungszeitraum recht einheitlich bei ca. 3-4% und ist damit nur wenig höher als die Werte, die im NEM 1987/88 an der Nordstation gemessen wurden. Die höhere marine Produktion während des SWM geht mit gleichzeitig ansteigenden Flüssen des lithogenen und daran gebundenem refraktären organischen Materials einher. Während ersteres in der Regel erhöhte CHO-C% verursacht, sollte der zweite Prozess zu niedrigeren CHO-C% führen. Da beide Prozesse gleichzeitig auftreten, gleichen sich die Effekte aus. Eine Veränderung der CHO-C% und nicht-prot. AA-Mol% mit Tiefe ist nicht zu verzeichnen. Dies deutet darauf hin, dass der Hauptabbau bereits im Oberflächenwasser und während des Absinkens zur flachen Falle stattgefunden hat. Die auffällig niedrigen nicht-prot. AA- und CHO-C%-Werte vom September 1990 in der tiefen Falle werden von einem hohen $\delta^{15}\text{N}$ -Werte von $\sim 6,5\text{‰}$ begleitet. Darin spiegelt sich der Eintrag frischen AA-reichen Materials wider.

Geringere nicht-prot. AA-% zeigen für das Material des Jahres 1991 einen höheren Frischegrad an als für die Proben des vorhergehenden Jahres. Ein Rückgang der CHO-C% mit der Tiefe indiziert eine Degradation der CHO-Fraktion während des Absinkens. In der flachen Falle zeugen hohe CHO-C% während des 2. und 3. Sammelintervalls begleitet von hohen Prozentanteilen des biogenen Materials von einem hohen Frischegrad der organischen Substanz. Der im Anschluss erfolgte Anstieg des lithogenen Materials hingegen führt zu abnehmenden CHO-C%. Insbesondere in der tiefen Falle schlägt sich der steigende Lithogenanteil während des SWM in zurückgehenden CHO-C% nieder. Begleitet werden diese niedrigen CHO-C-Anteile von niedrigen Zuckerflüssen. Erhöhte nicht-prot. AA-% zeugen auch hier davon, dass mit Anstieg der Degradation die Bedeutung der Kohlenhydrate abnimmt.

1992 geht der CHO-C Anteil mit der Tiefe ebenso wie die CHO-Flüsse deutlich zurück. Die bevorzugte Respiration labiler Komponenten und das scavenging CHO-arter Partikel können dazu beitragen. So beschrieben etwa Bhosle et al. (1992), dass suspendiertes Material im tiefen Golf von Bengalen in der Regel $<3\%$ CHO-C aufweist. Auch die laterale Zufuhr CHO-C armer Partikel kann für die niedrigen CHO-C% verantwortlich gemacht werden. Diese Zufuhr zeigt sich in erhöhten Lithogen- und Opalanteilen und -flüssen in der tiefen Falle. Die außergewöhnliche Zunahme der prozentualen Anteile der Glukose in diesen Proben unterstützt die Annahme, dass suspendierte Partikel zu dem Fallenmaterial beitragen, die in der Tiefsee eine Glukoseanreicherung aufweisen können (Skoog & Benner, 1997; Bhosle et al., 1992). Mit Einsetzen der erhöhten SWM-Flüsse in diesem Jahr, die sich vor allem aus lithogenem und opalinem Material zusammensetzen, geht der Anteil des CHO-C in der flachen Falle deutlich zurück. In dieser Zeit sind auch die absoluten Zuckerflüsse gering. Die berechneten Anteile der terrestrischen POC (siehe 5.5.5.) sind in dieser Phase erhöht. Gemeinsam deuten diese Parameter darauf hin, dass die Bedeutung der CHO-Fraktion 1992 im Frühjahr größer ist als während des SWMs.

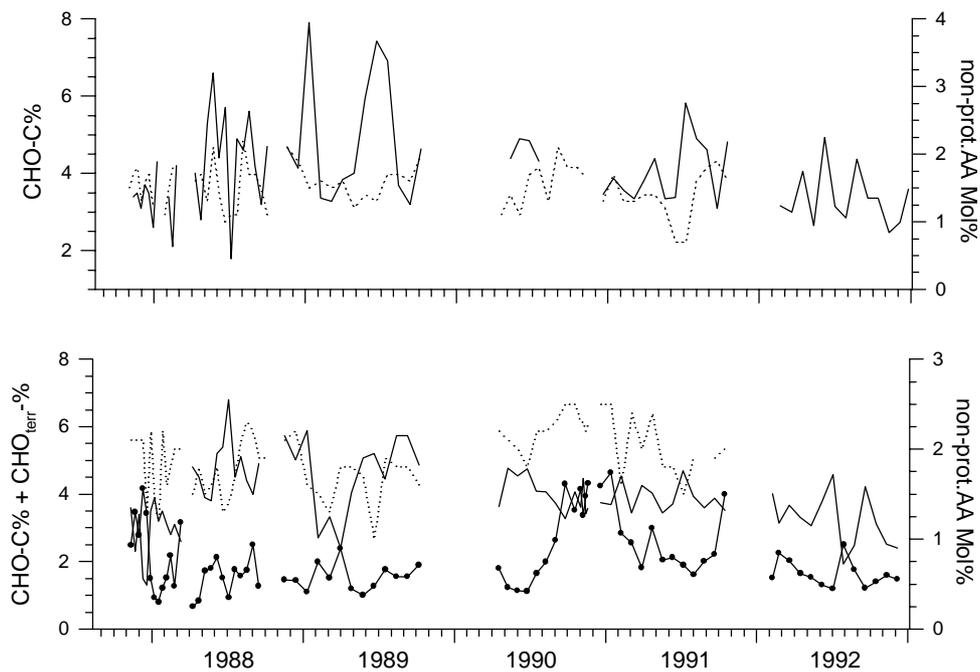


Abb. 51: CHO-C% (—) und nicht-prot. AA Mol-% (····) für die flache (oben) und tiefe (unten) Falle im zentralen Golf von Bengalen. Für die tiefe Falle ist zusätzlich der berechnete Anteil der terrigenen CHO am Gesamt-CHO-Fluss aufgetragen (fette Linie mit Punkten).

Auch an **CBBT** zeigt der erste Beprobungszeitraum geringste CHO-C% und eine mit der Tiefe ansteigende Degradation (Abb. 51). Auch die hohe Sedimentation biogener Partikel im Januar 1988 ist nicht von einer deutlichen Erhöhung des CHO-C% begleitet, was auf die starke Degradation in der Wassersäule hinweist. Erhöhte CHO-C% sind an der zentralen Station während der SWMe zu beobachten. Dies ist auf die erhöhte marine Produktivität in dieser Jahreszeit zurückzuführen. Höhere Lithogenanteile im August/September 1988 in der tiefen Falle fallen mit hohen nicht-prot. AA% und geringeren CHO-C% zusammen und dürften auf terrigenen/Schelf-Einfluss zurückzuführen sein. Ein ähnlich deutlicher Zusammenhang kann auch während des Flussmaximums 1990/91 festgestellt werden. Auch hier führt die hohe Zufuhr von lithogenem und degradiertem organischen Material zu niedrigen CHO-C%. 1992 ist trotz der hohen Produktivität, die ihren Ausdruck in den den anderen Jahren mindestens vergleichbaren Flüssen der biogenen Komponenten findet, von ebenfalls geringen CHO-C% charakterisiert, die keinen weiteren Rückgang mit der Tiefe zeigen. Dies deutet darauf hin, dass das an der Oberfläche produzierte Material schon vor Erreichen der Fallen intensiver Degradation ausgesetzt war und unterstützt die Annahme, dass an dieser Position das Fehlen von lithogenem Ballast einer intensiveren Respiration des organischen Materials Raum gibt.

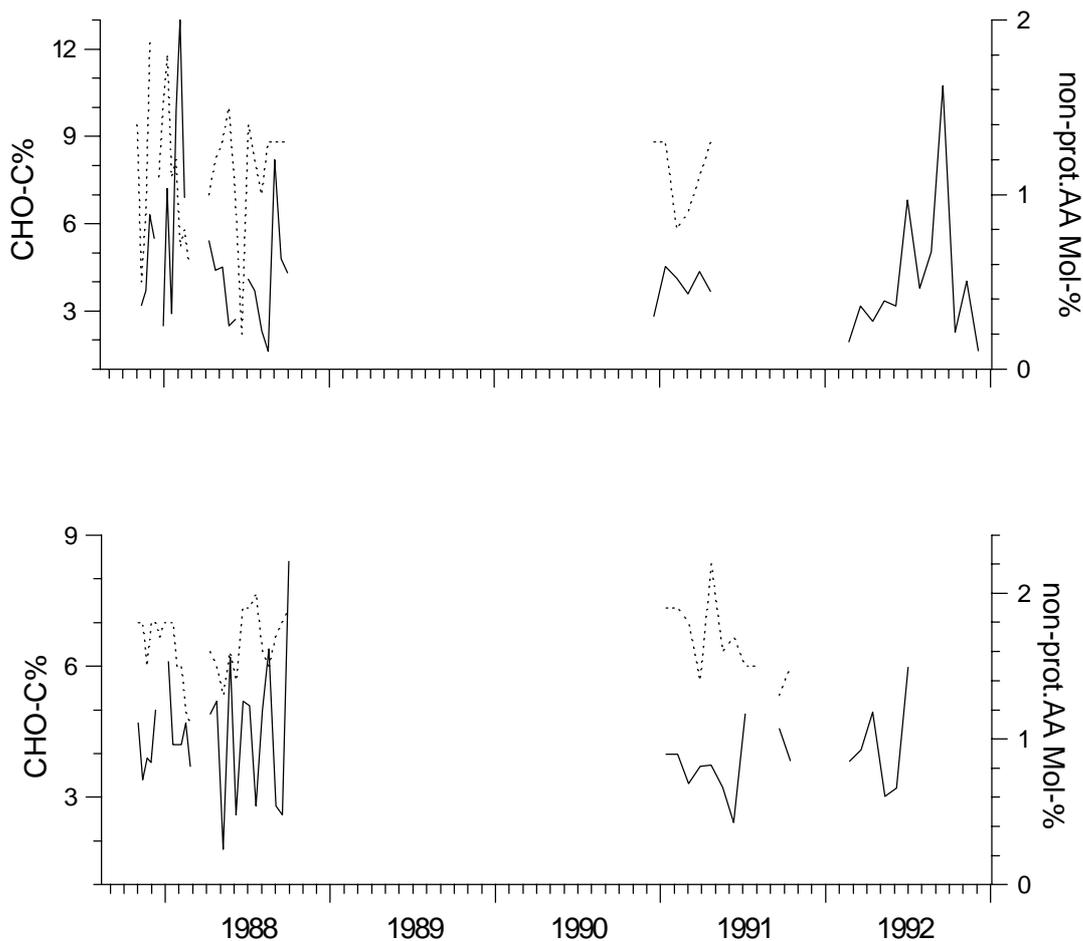


Abb. 52: CHO-C% (—) und nicht-prot. AA Mol-% (····) für die flache (oben) und tiefe (unten) Falle im südlichen Golf von Bengalen.

Für die tiefen Fallen an NBBT und CBBT ist in Abb. 50 und 51 zusätzlich zu CHO-C% und nicht-prot. AA auch der berechnete prozentuale Anteil der terrigenen Kohlenhydrate aufgetragen. Der gegenläufige Verlauf der Kurven des CHO-C und des terrigenen CHO-Anteils unterstützt die Annahme, dass mit der Zufuhr von fluviatilem/sedimentären Material der Anteil des CHO-C zurückgeht.

An **SBBT** ist kein genereller Zusammenhang zwischen nicht-prot. AA Mol-% und den CHO-C% zu erkennen (Abb. 52). Die an SBBT beobachteten nicht-prot. AA-Werte sind (bis auf eine Ausnahme) <2 Mol% und liegen damit unter den Werten der nördlichen Station. Dies impliziert, mit Ausnahme des NEM 1987/88, in dem Lithogengehalte >40% in der flachen Falle mit hohen Anteilen der nicht-prot. AA zusammenfallen, dass der Degradationszustand des Materials im Süden des Golfes weniger oder gar nicht vom fluviatilen Eintrag geprägt wird. Hier fallen die niedrigen CHO-C% im Mai und Juni in der tiefen Falle mit niedrigen nicht-prot. AA und hohen AA-C% zusammen (Bartsch, 1992), treten also gemeinsam mit frischem Material auf, das relativ angereichert an proteingebundenem Kohlenstoff ist. Das Flussmaximum während des SWM 1992 ist zu Beginn und am Ende durch erhöhte CHO-C% geprägt. Während des dazwischen liegenden Zeitpunktes höchster POC-Flüsse gehen sie jedoch stark zurück. Gleichzeitig treten in dieser Phase erhöhte δ^{15} N-Werte von >6‰ auf. Frisches,

proteinreiches marines Material, wie es für diese Hochflussphase zu erwarten ist, ist im Golf von Bengalen oft mit hohen $\delta^{15}\text{N}$ -Werten gekoppelt (Schäfer, 1994). Es kann von schnell absinkendem Plankton, aber auch von proteinreichen Schwimmern stammen. Im Falle der 2. dieser beiden Proben wurde während der visuellen Untersuchung der Proben direkt im Anschluss an die Fallenbergung ein Fisch beschrieben. In beiden Fällen geht durch den hohen Anteil der Aminosäuren automatisch der Anteil des CHO-C zurück.

5.5.4.3. Spektrale Zusammensetzung der Kohlenhydrate

Die durchschnittliche monomere Zusammensetzung der Sinkstoffe (Tab. 21) in den verschiedenen Bereichen des Golf von Bengalen wird generell von den beiden Monomeren Glukose (Glc) und Galaktose (Gal) dominiert. Diese beiden Zucker tragen zwischen 21 und 29 bzw. 23 und 28 Mol-% zum Gesamtspektrum bei. Mannose (Man) und Xylose (Xyl) machen 15-18 und 9-13 Mol-% aus. Rhamnose (Rha) und die Summe von Arabinose und Fukose (Ara+Fuc) folgen mit 6-10 Mol-%, während Ribose (Rib) und Fruktose (Fru) <6 Mol-% beitragen. Im Rahmen der Langzeituntersuchungen zeigte sich, dass die spektrale Verteilung erhebliche Schwankungen aufweist und die Mol-% der Monomere von Probe zu Probe stark variieren (Tab. 21). Dies dokumentiert die Anzahl der Prozesse, die auf die Sedimentation der CHO im Untersuchungsgebiet einwirken und eine hohe Variabilität des Degradationszustandes des organischen Materials und seiner Quellen verursachen.

Tab. 21. Durchschnittliche monomere Zusammensetzung der Kohlenhydratfraktion in den Proben der flachen und tiefen Fallen an den Stationen im nördlichen, zentralen und südlichen Golf von Bengalen. Ara und Fuc werden als Summe angegeben. Aus den Tabellen im Anhang können die individuellen Anteile dieser beiden Zucker an den Proben der ersten beiden Beprobungszeiträume entnommen werden.

| | Rha | Rib | Man | Fru | Ara+Fuc | Gal | Xyl | Glc |
|--------------|---------|---------|-----------|---------|----------|-----------|-----------|-----------|
| | Mol-% | | | | | | | |
| NBBT-N sh/dp | 5,9/6,1 | 2,9/4,1 | 15,4/16,2 | 3,5/4,2 | 8,7/10,3 | 24,7/24,7 | 9,4/11,3 | 29,4/23,1 |
| NBBT-S sh/dp | 6/6,8 | 4,5/5,6 | 15/15,5 | 1,4/1,6 | 6/6,3 | 28/26,2 | 11,2/12,7 | 27,9/25,1 |
| CBBT sh/dp | 6/7,6 | 4,4/5,2 | 16/16,4 | 2,4/2,7 | 8,2/7,6 | 26,4/25,1 | 10,9/11,8 | 24,7/23,1 |
| SBBT sh/dp | 10/9,4 | 3,4/5,4 | 18/16,7 | 3,5/3,3 | 7,7/8,6 | 23,3/22,6 | 10,9/10,2 | 23,1/23,8 |

Tab. 22: Durchschnittliche monomere Zusammensetzung der Kohlenhydratfraktion in Sinkstoffen aus verschiedenen Meeresgebieten und für unterschiedliche Wassertiefen. PB-Panama Becken (Ittekkot et al., 1984b); SaS-Sargasso See (Ittekkot et al., 1984a), SCS-Südchinesisches Meer (Unger, 1995); EqPac-Äquatorialer Pazifik (Hernes et al., 1996); BrC-Brasilianischer Kontinentalrand (Jennerjahn et al., 1999), WAST, CAST, EAST- westliches, zentrales und östliches Arabisches Meer (Haake, 1992).

| | Rha | Rib | Man | Fru | Ara+Fuc | Gal | Xyl | Glc |
|---------------------|------|-----|------|-----|----------|------|------|------|
| | Mol% | | | | | | | |
| PB 890m | 6,7 | 3,3 | 17,5 | - | 9,9+7,1 | 25 | 12,4 | 18,1 |
| 2590m | 7,4 | 3,6 | 19,1 | - | 10+8,8 | 22,4 | 11,9 | 16,9 |
| 3560m | 8,2 | 4,2 | 17,7 | - | 8,3+8,5 | 24,7 | 13,2 | 15,4 |
| SaS 3200m | 9,3 | 2,8 | 17,6 | - | 7,5+10,7 | 20,3 | 10,6 | 21,2 |
| SCS 1000m | 8,3 | 6,2 | 18,6 | 1,8 | 6,1 | 22,6 | 9,6 | 24,4 |
| EqPac* 1000m | 7,6 | 3,4 | 15,2 | - | 4,5+11,3 | 23,1 | 6,9 | 28,4 |
| 3500-4000m | 5,1 | 4,9 | 17,9 | - | 5+9,7 | 22,5 | 5,4 | 28,5 |
| BrC 1550m | 4,9 | 4,1 | 14,8 | 1,5 | 5,4 | 24 | 8,9 | 36,5 |
| WAST 1050m | 7,9 | 3 | 15,3 | 1,3 | 5,6+7,5 | 24,3 | 12,4 | 22,6 |
| 3024m | 8,3 | 2,6 | 16,9 | 1,4 | 5,6+6,7 | 23,9 | 13,3 | 21,4 |
| CAST 800m | 7,9 | 2,6 | 18,3 | 1,1 | 6,4+6,5 | 22,8 | 12,8 | 21,9 |
| 2900m | 9 | 3,1 | 17,9 | 0,7 | 6,8+6,8 | 23,4 | 13 | 19,6 |
| EAST 2750m | 5,6 | 1,7 | 16,3 | 8,7 | 4,4+6,1 | 18,9 | 9,9 | 29 |

*Angaben in Gewichts-%

Die durchschnittliche Zusammensetzung der Zucker in den Sinkstoffen des Golf von Bengalen zeigt eine generelle Übereinstimmung mit den Ergebnissen anderer Sedimentfallenstudien, die in vergleichbaren Wassertiefen durchgeführt wurden (Tab. 21 und 22) und indiziert marines organisches Material als Hauptquelle der Kohlenhydrate. Die geringeren Gehalte an Ara+Fuc im Untersuchungsgebiet gehen im wesentlichen auf die Werte der Jahre 1989-1992 zurück. In den Jahren davor liegen die Mol-% dieser beiden Monomere in dem Bereich, der auch für die anderen Ozeangebiete angegeben ist. Ab 1989 war es mit der angewandten Methode nicht mehr möglich, diese beiden Monomere voneinander zu trennen. Daher muss angenommen werden, dass die geringen Ara+Fuc-Mol-% auf dieses analytische Problem zurückzuführen sind.

Gal als eines der Hauptmonomere in den Fallenproben trägt in partikulärem Material aus dem Ganges-Brahmaputra nur mit ca. 10 Mol-% zum Zuckerspektrum bei (Ittekkot et al., 1986). Ähnliche Werte wurden für den Indus (Ittekkot & Arain, 1986) und den Amazonas (Hedges et al., 1994) ermittelt. Auch suspendiertes Material aus dem Mündungsbereich des Ganges-Brahmaputra (siehe 5.1.) ist im Vergleich zu den Fallenproben an Gal verarmt. Dies indiziert einen für die Sinkstoffe erhöhten Beitrag durch marines Plankton, das im Vergleich zu terrigenem Material an Gal durch dessen Vorkommen als Strukturkomponente in den Zellwänden angereichert ist (Ittekkot et al., 1982; Cowie & Hedges, 1984; Handa & Tominaga, 1969; Cowie & Hedges, 1996). Terrigene Einträge werden durch die hohe marine Produktion offensichtlich maskiert. Eine Dominanz organischen Materials marinen Ursprungs wurde auch von Jennerjahn et al. (1999) für Sinkstoffe, die in nur 50 km Entfernung zur Mündung des São Francisco gewonnen wurden, festgestellt. Auch Liebezeit (1993)

betont, dass geringere Beiträge terrigenen organischen Materials sich nicht anhand der Monomerverteilung erkennen lassen. Eine Anreicherung der Zucker in den Sinkstoffen im Vergleich zur mündungsnahen Suspension schlägt sich in den wesentlich höheren Zuckerkonzentrationen in den Sinkstoffen nieder (>5mg CHO/g Sinkstoff im Vergleich zu ~0,3 mg CHO/g Suspension).

Trägt man die relativen Gehalte von Glc, Gal und Man in einem ternären Plot gegeneinander auf, wie es von Tanoue & Handa (1987) zur Unterscheidung von terrigenen und marinen Quellen vorgeschlagen wurde, so liegt die überwiegende Anzahl der Proben im dem für marinen

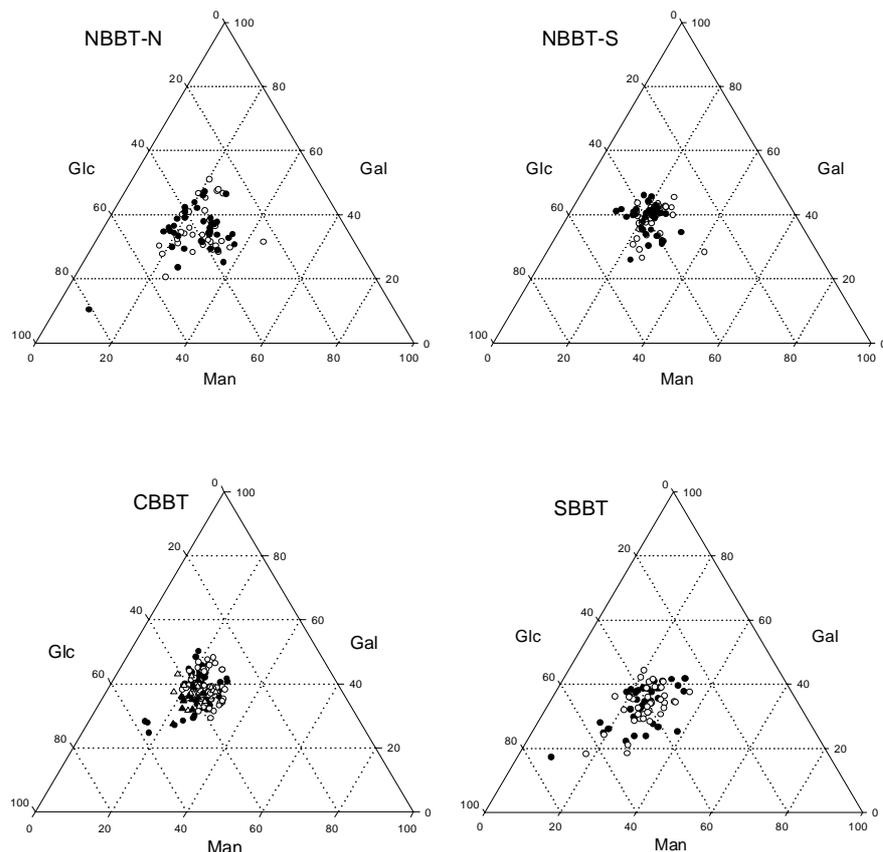


Abb. 53: Relative Anteile der Monomere Gal, Glc und Man aufgetragen für die Proben der flachen (●) und tiefen (○) Fallen im nördlichen, zentralen und südlichen Golf von Bengalen.

planktonisches Material typischen Bereich (Abb. 53). Fertigt man derartige Plots für einzelne Beprobungszeiträume getrennt voneinander an, so werden Unterschiede in den relativen Gehalten der drei Zucker deutlich, die auf Variationen der Degradationsintensität und/oder Quellen zurückzuführen sind. NBBT 01 und CBBT 01 sind beide durch eine eng begrenzte Verteilung der Monomere gekennzeichnet (Abb. 54), die auf den homogenen und inerten Zustand in dieser Niedrigflussphase hinweist. Beide Probensätze sind, ebenso wie das Flussmaximum an CBBT 1990/91 durch vergleichsweise niedrige Gal Mol-% gekennzeichnet (Datenanhang), die einen höheren Beitrag von fluviatilen Material indizieren könnten. Allerdings ist es auch denkbar, dass die vorangeschrittene Degradation, der das Material ausgesetzt war, für die niedrigen Gehalte verantwortlich ist. So beobachteten Hernes et al. (1996) eine deutliche Abnahme der Galaktose von Sinkstoffen zum Sediment im äquatorialen Pazifik, wo die Biogeochemie der Kohlenhydrate nicht durch terrigenen Eintrag verkompliziert wird. NBBT 02 und CBBT 02 zeichnen sich im Unterschied

zum ersten Beprobungszeitraum durch eine größere Variabilität der Anteile der drei Monomere aus (Abb. 54). Unterschiede zwischen den beiden Fallentiefen, wie sie insbesondere bei den CBBT 02 Proben deutlich werden (siehe Datenanhang), sind auf die Abbauprozesse während des Absinkens zurückzuführen. Höhere Mol-% der Glc stehen hier nicht als ein Anzeichen für terrigenen Eintrag, sondern sind eher auf die Zufuhr von frischem planktonischen Material mit seinem hohen Anteil Glc-haltiger Speicherzucker zurückzuführen. Diese Quelle der Glc, der in Sinkstoffen mehr Bedeutung zukommt als in stärker degradierten Sedimenten, macht gemeinsam mit der verwendeten Hydrolyse die Anwendung des Glc-Gehalts oder das Glc/Rib-Verhältnis als Indikator für terrigenen Eintrag (z.B. Degens & Mopper, 1979) für die hier untersuchten Sinkstoffe fragwürdig.

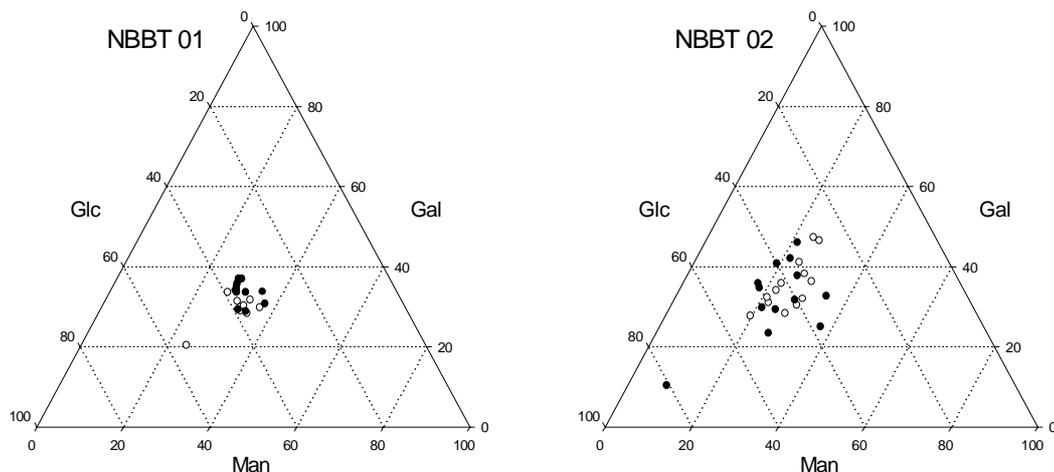


Abb. 54: Ternärer Plot zum relativen Gehalt der Monomere Glc, Gal und Man in den Proben der flachen (●) und tiefen (○) Fallen von NBBT 01 und NBBT 02.

In Tab. 21 ist die regionale und tiefenabhängige Variabilität der mittleren spektralen Verteilung der Monosaccharide im Untersuchungsgebiet aufgeführt. Diese Durchschnittswerte sind CHO-Flussraten-gewichtet. Während an NBBT und CBBT fast über den gesamten Untersuchungszeitraum Proben aus beiden Tiefen in die Berechnung eingegangen sind, sind die Werte für SBBT überproportional durch das Flussereignis während des SWM 1992 geprägt, das jedoch nur mit der flachen Falle aufgezeichnet werden konnte. Die tiefenabhängigen Veränderungen an dieser Station spiegeln daher offenbar nicht die realen Verhältnisse wieder und werden deswegen im folgenden nicht diskutiert. Auch die monomeren Anteile der Ara+Fuc werden nicht näher betrachtet, da es sich hier um einen Summenparameter handelt und nicht geklärt werden kann, auf welchen der beiden Zucker Veränderungen zurückzuführen sind. Von diesen beiden Ausnahmen abgesehen zeigen die Monomere an allen Stationen gleiche tiefenabhängige Trends.

Die beiden dominanten Monosaccharide Glc und Gal nehmen mit der Tiefe ab. Glc zeigt maximale Anteile an den beiden nördlichen Stationen. Der Rückgang mit der Tiefe indiziert, dass es sich hierbei um leicht degradierbare Speicherzucker handelt, die schnell in die Tiefe verfrachtet wurden, und nicht um Glc terrigenen Ursprungs, die im marinen Milieu relativ inert ist. Die niedrigen Glc Mol-% in der tiefen NBBT-N Falle können möglicherweise auf die Zufuhr Glc-armer sedimentärer oder stark beanspruchter organischer Substanz, die geringere Abnahme an NBBT-S hingegen auf das scavenging Glc-reicher Partikel zurückgeführt werden (siehe 5.5.4.1).

Gal nimmt im Gegensatz zu den anderen Monomeren, die ebenfalls in den Strukturpolymeren der planktonischen Zellwände angereichert sind (vor allem Rha, Xyl, Man) mit der Tiefe ab. Der Abbau zwischen den Fallen ist jedoch gering im Vergleich zu dem von Hernes et al. (1996) beobachteten Abbau zwischen tiefen Fallen und Sediment. Im Gegensatz zur Glc, die den größten Teil ihres Abbaus in der oberen Wassersäule erfährt, ist der Abbau der Gal also in tiefere Bereiche des Ozeans verschoben. Die regionalen Unterschiede der Gal-Gehalte kann auf verschiedene Ursachen zurückgeführt werden. Niedrigere Anteile an NBBT-N gehen vor allem auf die ersten beiden Beprobungszeiträume von Oktober 1987 bis September 1988 zurück. Hier spielt wahrscheinlich der erhöhte Anteil fluvial eingetragener Zucker, die niedrige Gehalte an Gal aufweisen, eine Rolle. Dieser Faktor kommt auch für die tiefe CBBT-Falle in Frage, nicht aber für die südliche Station. Die niedrigeren Gal-Mol% hier deuten eher auf einen fortgeschritteneren Abbau der organischen Substanz hin. Diese Annahme wird von erhöhten Rha-Gehalten an der südlichen Station gestützt. Dieses Monomer reichert sich im Zuge der Degradation an (vgl. unten).

Rib ist vor allem in den Zellinhaltsstoffen mariner/aquatischer Organismen angereichert und kommt in höheren Landpflanzen nur in Spuren vor (Cowie & Hedges, 1984, Jennerjahn, 1994). Rib nimmt, obwohl zu den labilen Zuckern zählend, mit der Tiefe zu. Haake (1990) schlägt die Adsorption von Rib an Kalkschalen als Grund für die Erhaltungsfähigkeit und die daraus resultierende Anreicherung dieses Monomers in der tiefen Wassersäule und dem Sediment des Arabischen Meeres vor. Da eine Anreicherung der Ribose im Golf von Bengalen anscheinend nicht mit den sehr unterschiedlichen Karbonatgehalten in den Sinkstoffen zusammenhängt, und hohe Rib Mol-% auch in karbonatarmen Sedimenten im nördlichen Golf von Bengalen angetroffen wurden (vgl. 5.5.6) wird dieser Mechanismus hier ausgeschlossen. Statt dessen können die Rib-Werte am besten mit dem Auftreten von Bakterien erklärt werden (z.B. Jennerjahn et al., 1999; Hedges et al., 1994, Keil et al., 1998), die suspendierte Partikel sowie absinkende Makroaggregate und das Sediment besiedeln und reich an Rib sein können (Cowie & Hedges, 1984).

Die drei Monomere Man, Xyl und Rha finden sich vor allem in den schwerlöslichen Strukturpolymeren biomineralisierender Organismen (z.B. Handa & Tominaga, 1969; Haug & Myklestad, 1976; Cowie & Hedges, 1996). Sie zeichnen sich durch eine geringe Reaktivität aus und reichern sich mit der Tiefe an.

Man ist der dritthäufigste Zucker in den Sinkstoffen des Golf von Bengalen. Er kommt sowohl im terrestrischen als auch im marinen Milieu in größeren Anteilen vor (Cowie & Hedges, 1984) und kann daher nicht zur Unterscheidung verschiedener Quellen herangezogen werden. Dies erklärt sein relativ gleichförmiges Auftreten in den Sinkstoffen verschiedener Meeresbereiche (Tab. 22).

Xyl findet sich außer in Plankton in erhöhten Anteilen auch in verschiedenen Landpflanzen, insbesondere Angiospermen (Cowie & Hedges, 1984); sie ist in diesen Substraten zusammen mit Glc aber einer selektiven Degradation ausgesetzt (Opsahl & Benner, 1999). Dies zeigt sich auch in der relativen Abnahme der Xyl von grobem partikulärem Material (das an Pflanzendetritus angereichert ist) zum feinen Material im Amazonas (Hedges et al., 1994). In marin dominierten Sedimenten hingegen zeichnet sich Xyl durch die geringste, Glc durch die höchste Reaktivität aller Zucker aus (Cowie et al, 1992). Die Korrelation der Xyl gegen Glc ist in den flachen Fallen aller Stationen negativ signifikant, d.h. dass sich Xyl relativ zu Glc anreichert (Abb. 55). In den tiefen Fallen ist die Korrelation

nur an SBBT signifikant. An den anderen Stationen ist kein Zusammenhang mehr auszumachen. Dies kann auf zusätzlich wirkende Prozesse wie lateralen Eintrag und scavenging zurückgeführt werden.

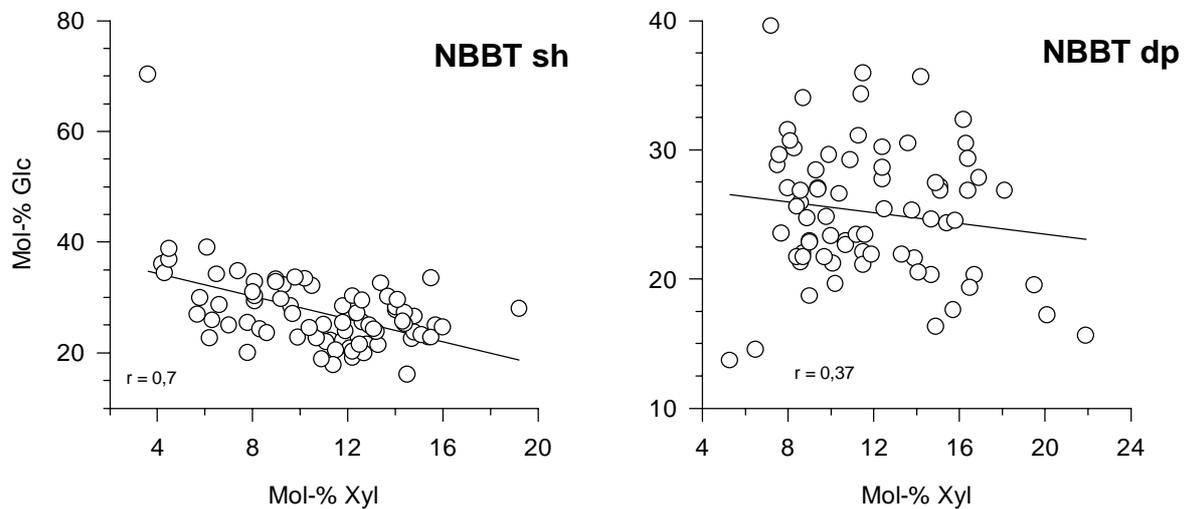


Abb. 55: Korrelation der molaren Anteile der Xyl mit den molaren Anteilen der Glc für die Proben der flachen und tiefen NBBT-Fallen.

Rha ist in terrestrischen Pflanzen nur untergeordnet enthalten (Cowie & Hedges, 1984; Opsahl & Benner, 1999). Jennerjahn (1994) hat ca. 10 Mol-% in Mangrovenblättern ermittelt. Hohe Anteile bis 39 Mol-% Rha wurden in extrazellulären Polysacchariden der Diatomee *Chaetoceras* festgestellt (Haug & Myklestad, 1976), die im Golf von Bengalen zu den häufigen Arten gehört (Radakrishna, 1978, Radakrishna et al, 1978). Die relative Zunahme dieses Monomers von Norden nach Süden dokumentiert seine vorwiegend marine Herkunft. Dies wird durch die außerordentlich hohen Rha-Mol% an SBBT während des SWM 1992 in Zusammenhang mit Opalanteilen von >40% untermauert. Hohe Rha-Mol-% sind auch von Kolloiden bekannt (Hedges et al., 1994, Sigleo, 1996; Skoog & Benner, 1997, McCarthy et al., 1996). Eine Interaktion zwischen der partikulären Phase und den Kolloiden, für die eine Koagulation und Adsorption an Partikel bekannt sind (Guo & Santschi, 1997 und darin zitierte Arbeiten), kann nicht ausgeschlossen werden. Sie erscheint aber als bestimmender Faktor unwahrscheinlich, da Kolloide durch erhöhte C/N-Werte gekennzeichnet sind und ihre Adsorption an Partikel deren C/N-Wert entsprechend beeinflussen sollte. Dies kann für die 1992 SWM-Proben an SBBT jedoch nicht beobachtet werden.

Über das Monomer Fru ist wenig bekannt. In den meisten Studien wird Fru aufgrund der Zerstörung bei der Hydrolyse mit Schwefelsäure nicht gemessen. In Sinkstoffen macht Fru in der Regel nur wenige Mol-% aus (z.B. Jennerjahn et al. 1999; Haake, 1992; Unger, 1995), eine Anreicherung konnte allerdings in Sedimenten festgestellt werden (Seifert et al., 1990, KL 120 unveröffentlichte Daten). Das Vorkommen der Fru wurde als Indikator für terrigenen Eintrag benutzt (Michaelis et al., 1986). Da Fru in der gelösten CHO-Fraktion im Meerwasser vermehrt vorhanden ist

(z.B. Ittekkot, 1981; Ittekkot et al., 1981; Seifert et al., 1990), ist eine Anreicherung im partikulären Material eventuell durch Adsorptionsprozesse zu erklären. Dabei kann eine Komplexierung mit Metallionen die Stabilität der Fru im marinen Milieu steigern (Seifert et al., 1990). Erhöhte Anteile der Fru wurden generell in den Proben der ersten beiden Beprobungszeiträumen gemessen. Dies ist möglicherweise auf die unterschiedlichen Auswertemethoden zurückzuführen, kann aber auch mit dem erhöhten Lithogenanteilen in diesen Proben zusammenhängen. Grundsätzlich ist jedoch zu beachten, dass die Berechnung der Fru mit Schwierigkeiten und Unsicherheiten behaftet ist, da sie sich meist schlecht von Man trennen lässt.

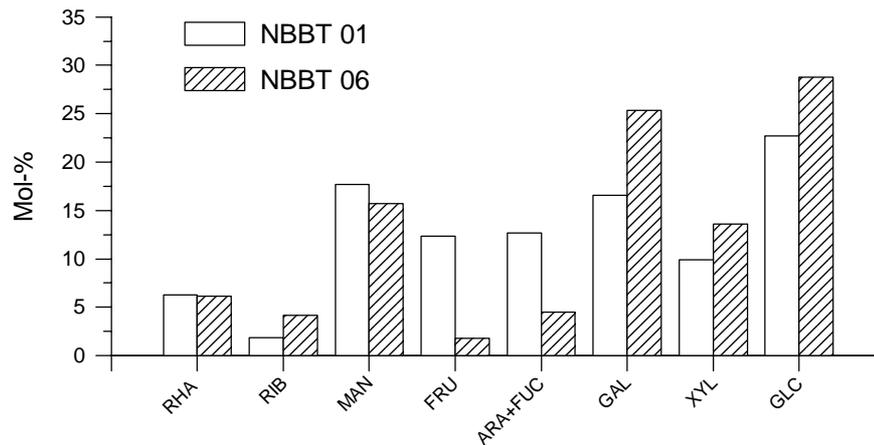


Abb. 56: Vergleich der spektralen Zusammensetzung der Proben NBBT 01 und NBBT 06.

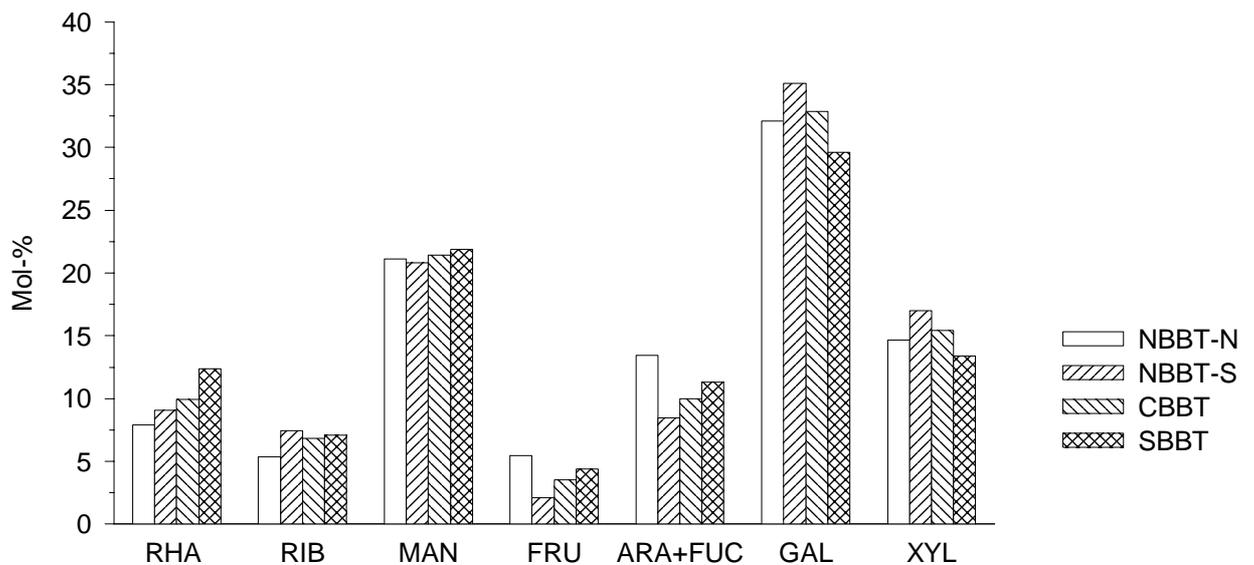


Abb. 57: Vergleich der auf Glc-freier Basis berechneten Spektren der Sinkstoffe aus den tiefen Fallen .

Die molare Zusammensetzung wird durch Veränderungen der Zucker, die große Anteile am dem Gesamtspektrum haben, stark beeinflusst. Insbesondere hohe Glc-Mol% in frischem Material nivelliert die Unterschiede der anderen, meist in strukturellen Verbindungen vorkommenden Monomere. Aus diesem Grund ist die Betrachtung der spektralen Verteilung auf Glc-freier Basis von besonderer Bedeutung. Abb. 57 zeigt das durchschnittliche Glc-freie Spektrum für die tiefen Fallen der vier Stationen im Golf von Bengalen. Es ist vergleichsweise einheitlich ausgeprägt (vgl. 5.5.8) und zeigt eine deutliche Dominanz von Gal mit >30 Mol-% gefolgt von Man mit ca. 21 Mol-% an allen Stationen. Rha zeigt auch hier nach Süden hin zunehmende Gehalte, die auf vornehmlich planktonischen Ursprung hinweisen. Erhöhte Gehalte an Rha wurden jedoch auch als Indikator für zunehmende degradative/diagenetische Veränderung sowohl im partikulären (Keil et al., 1998) als auch im gelösten Medium (Biersmith & Benner, 1998) interpretiert. Daher könnten die zunehmenden Gehalte auch eine stärkere Beanspruchung des Materials insbesondere im südlichen Golf indizieren. Die erhöhten Fru und Ara+Fuc Gehalte an NBBT sind möglicherweise analytische Artefakte, da die Mittelwerte an NBBT-N vornehmlich von den ersten beiden Beprobungszeiträumen geprägt sind (s.o.).

5.5.5. Fluvialer Anteil am partikulären organischen Material

Weltweit werden ca. 150×10^6 t partikulären organischen Kohlenstoffs kontinentalen Ursprungs über die Flüsse in den Ozean eingetragen. Der Großteil dieser fluvialen organischen Substanz weist, insbesondere in den tropischen und subtropischen Regionen; jedoch einen refraktären Charakter auf (z.B. Ittekkot, 1988; Hedges et al., 1986; 1994). Dies wurde dahingehend interpretiert, dass es im marinen Milieu relativ geringer Degradation unterliegt und somit in Sedimenten potentiell erhaltungsfähig ist (Degens & Ittekkot, 1985; Ittekkot et al., 1986; Ittekkot 1988, Hedges & Keil, 1995). Die Menge des fluvial eingetragenem POC in den Weltozean ist ca. zweifach höher als die des in die marinen Sedimente jährlich eingelagerten organischen Kohlenstoffs (Hedges & Keil, 1995). Ihm kommt dadurch, besonders in geologischen Zeitskalen, eine potentiell große Rolle im Kohlenstoffkreislauf zu. Allerdings weist das partikuläre organische Material in marinen Sedimenten überwiegend Merkmale mariner Herkunft auf (Hedges et al., 1997 und Zitate darin). Der Verbleib des terrigenen POC ist also ungeklärt. Es wird angenommen, dass auch die vergleichsweise refraktären Verbindungen terrigenen Ursprungs einer intensiven Degradation ausgesetzt sind (Aller et al., 1996, Keil et al., 1997).

Der Golf von Bengalen ist eines der Meeresgebiete, das sich aus verschiedenen Gründen besonders für die Untersuchung der Bedeutung des terrigenen Eintrags eignet, da: (i) Das Flusssystem des Ganges-Brahmaputra die weltweit höchste Sedimentfracht in den Ozean liefert (Milliman & Meade, 1983) (ii) ein Großteil dieses fluvial eingetragenem Materials über auch heute noch aktive Tiefseekanäle bis weit in distale Tiefseebereiche gelangt (z.B. Kuehl et al., 1989; Weber et al, 1997), (iii) das in den Flüssen Ganges und Brahmaputra suspendierte organische Material einen im globalen Vergleich geringen Anteil labiler organischer Verbindungen aufweist (Ittekkot et al., 1986).

Der Großteil des jährlichen Sedimenteintrags in den Golf von Bengalen findet während der relativ kurzen Phase des SWM statt. In dieser Zeit macht der organische Kohlenstoff ca. 1% und weniger des suspendierten Materials aus (Subramanian & Ittekkot, 1991; Ittekkot et al., 1985) und

weist mit <15 % einen geringen Anteil der labilen organischen Substanz am gesamten organischen Kohlenstoff auf. Höhere Gehalte organischen Kohlenstoffs (ca. 6 %) und größere Anteile der labilen Komponenten wurden hingegen während der Phasen geringeren Abflusses ermittelt (Ittekkot et al., 1986). Für dieses labile Material wird ein fortschreitender Abbau im Fluss selbst oder im Ästuar- und Deltabereich angenommen (Ittekkot et al., 1986), so dass es den offenen Ozean nicht erreichen sollte.

Nimmt man für die Menge des fluviatil eingetragenen Materials 1×10^9 t (Milliman & Syvitski, 1992) und in Anlehnung an die Ergebnisse der Suspensionsuntersuchung (siehe 5.1.) einen POC-Gehalt von 0,6% an, so werden theoretisch ca. 6×10^6 t terrigener/fluviatiler POC über das Ganges-Brahmaputra-Flusssystem in den Golf von Bengalen geliefert. Dies umfasst nur den stark degradierten Anteil der Flussfracht und macht alleine schon 4% des weltweiten fluviatilen POC-Eintrags von 150×10^6 t (z.B. Hedges et al., 1997) aus. Neuere Arbeiten besagen jedoch, dass mindestens 30-40% der fluviatilen Schwebfracht des Ganges-Brahmaputra schon landeinwärts der Mündung auf den Überflutungsflächen sedimentieren (Goodbred & Kuehl, 1999; Allison et al., 1998). Weitere 20% werden dauerhaft im Schelfgebiet abgelagert (Michels et al., 1998), so dass nur ca. 40-50% des Materials die Tiefsee erreicht. Nimmt man vergleichbare Konditionen auch für die Flüsse Godavari, Mahanadi und Krishna an, die zusammen ca. 250×10^6 t Sediment liefern (vgl. Tab. 1), so käme man auf einen zusätzlichen Eintrag von $0,5-0,75 \times 10^6$ t stark degradierten organischen Kohlenstoffs aus diesen Quellen. Aufgrund dieser Berechnungen würden, unter der Annahme, dass das Material nach dem Eintreten in das marine Milieu keinerlei Abbauprozessen mehr ausgesetzt wäre, ca. $2,5-3,75 \times 10^6$ t terrigener/fluviatiler organischer Kohlenstoff in diesen Bereich eingetragen. Episodische Sedimentationsereignisse wie Turbidite können zusätzlich terrigenen POC in den distalen Bereich eintragen (z.B. Chernova et al., 1999; France-Lanord & Derry, 1994). Die Ablagerung dieser Sedimente erfolgt hauptsächlich entlang des heute noch aktiven Tiefseekanals im westlichen Teil des Arbeitsgebietes (Hübscher et al., 1997). Untersuchungen an den Sedimenten aus diesem Bereich könnten Aufschluss über Quantität und Qualität des durch die Turbidite abgelagerten POC geben.

Die Sinkstoffe im Golf von Bengalen bestehen im Mittel zu 13-40% aus lithogenem Material (Tab. 13; Abb. 12-14), mit dem auch terrigenes/fluviatiles organisches Material eingetragen wird, für das eine enge Assoziation mit lithogenen Partikeln nachgewiesen werden konnte (z.B. Hedges et al., 1996; Keil et al., 1994). Um abschätzen zu können, welchen Anteil der terrigene POC in den Sinkstoffen ausmacht, wurde in Anlehnung an die Zusammensetzung der Suspensionsfracht im Schelfbereich (vgl. 5.1.) angenommen, dass relativ inerter POC in der Menge von 0,6% des lithogenen Materials über die Flüsse den Golf von Bengalen erreicht und zu den Sinkstoffen beiträgt. Diese Abschätzung kann nur als Annäherung verstanden werden, da davon ausgegangen wird, dass diese Substanz keiner Umsetzung unterworfen ist und ihr Anteil am TSM konstant ist. Höhere POC-Gehalte von ca. 5-6%, die zu Zeiten geringer Abflussraten in den Monaten März-Mai auftreten (Ittekkot et al., 1985), werden hier nicht berücksichtigt, da davon auszugehen ist, dass das damit assoziierte labile Material vor Erreichen der Tiefsee abgebaut wird. Außerdem werden in dieser Phase nur ca. 5 % der jährlichen Sedimentfracht in den Golf von Bengalen eingetragen (Ittekkot et al., 1986). Der berechnete prozentuale Anteil dieses fluviatilen POC am gesamten POC-Fluss ($\text{POC}_{\text{terr}}\%$) variiert zwischen 0,2-9,3% und ist in Abb. 35 als Zeitserie dargestellt. In der Regel nimmt der $\text{POC}_{\text{terr}}\%$ mit der Tiefe zu. Dies ist zum einen auf den lateralen Eintrag lithogenen Materials in die tiefen Fallen

zurückzuführen. Zum anderen spielt aber auch der bevorzugte Abbau labiler, mariner Substanzen (wie etwa Speichersucker vgl. dazu 5.5.4.) eine Rolle, die dazu führt, dass sich der refraktäre terrigene POC relativ dazu anreichert. Dies wird dann deutlich, wenn ein Anstieg des %-POC_{terr} nicht mit einem Anstieg der Lithogenflussraten und -anteile zusammenfällt. Die aus POC_{terr}% kalkulierten absoluten Flüsse des POC_{terr} liegen für die Zeiten maximaler terrigener Einträge (NBBT 1988 und CBBT dp 1990/91) bei ca. 1,2-1,3 mg m⁻² d⁻¹.

Der Beitrag terrigenen POC ist im nördlichen und zentralen Golf höher als im südlichen Bereich des Arbeitsgebietes. An NBBT werden maximale Werte bis 9,3% während der fluvial induzierten Hochflussphase 1988 trotz der hohen marinen Produktion erreicht (Abb. 58). Überdurchschnittliche Werte wurden auch für den vorhergehenden Beprobungszeitraum gemessen. Diese sind hier im wesentlichen jedoch auf eine geringe marine Produktion und dadurch ausgelöste Dominanz des lithogenen Materials zurückzuführen. 1989 ist im Zeitraum der höchsten Lithogenflüsse in der flachen Falle auch die stärkste Zufuhr biogenen Materials zu verzeichnen, so dass hier die terrigene Komponente überprägt wird. Während des SWM jedoch zeigten sich trotz zurückgehender Lithogenflüsse höhere POC_{terr}-Anteile. Besonders klar wird der saisonale Einfluss des terrigenen Eintrags auf den POC_{terr}-Anteil in den Jahren 1990-1992 an NBBT-S ersichtlich, als maximale Anteile zur Zeit des SWM auftreten. Sie sind jedoch geringer als 1988 an der NBBT-N. 1994 wird der Anteil des POC_{terr} vor allem an NBBT-N durch den Eintrag von resuspendiertem Schelfmaterial im NE-SW-Intermonsun bestimmt. Er wirkt sich auch auf die im Vergleich zu den anderen Jahren früh ansteigenden Anteile an NBBT-S aus. 1995/96 zeigt sich keine ausgeprägte Saisonalität, Ausdruck des Zusammenspiels variierender mariner Produktion und dem Verhältnis der Flüsse lithogenen und organischem Material. Die Proben des Jahres 1997 sind durch Werte gekennzeichnet, die mit denen von 1989 vergleichbar sind. Dies unterstützt die Annahme, dass das Maximum in diesem Jahr nicht fluvial induziert ist.

Auch an CBBT ist eine Saisonalität zu erkennen (Abb. 58). Maxima treten in der Regel im SW-NE Intermonsun oder dem NE-Monsun und dem SWM auf, Minima während der NE-SW-Intermonsune. Höchste Beiträge sind erwartungsgemäß für das Flussmaximum 1990/91 ersichtlich. Die durchschnittlich niedrigsten Anteile treten 1992 auf, als die Station nach Süden verschoben war (siehe 5.3.2).

An der südlichen Fallstation ist kein saisonales Muster zu erkennen (Abb. 58). Die Werte liegen in der Regel <2%. Eine deutliche Ausnahme stellt der Beprobungszeitraum 01 dar. Hier führt die Kombination von hohen Lithogenflüssen mit minimalen POC-Flüssen zu prozentualen Anteilen des POC_{terr} von >6%.

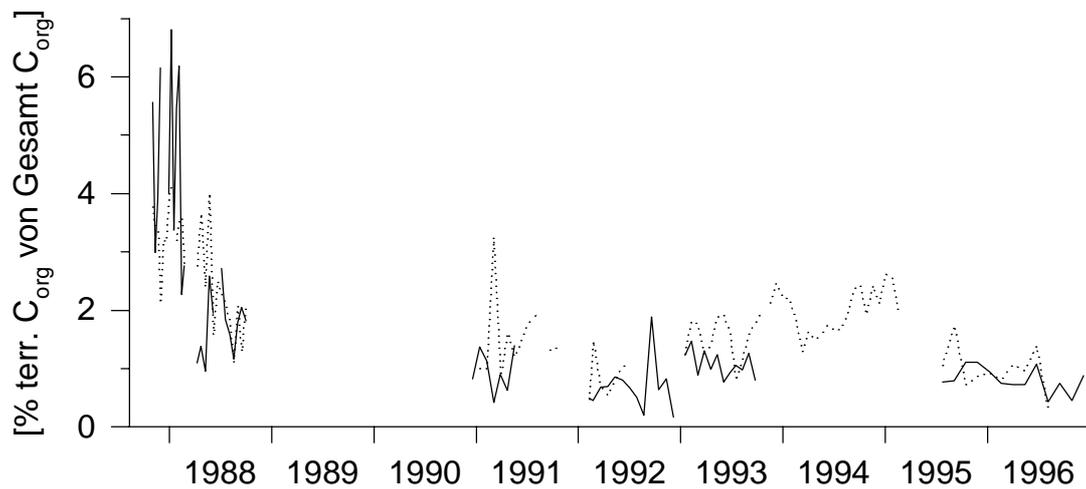
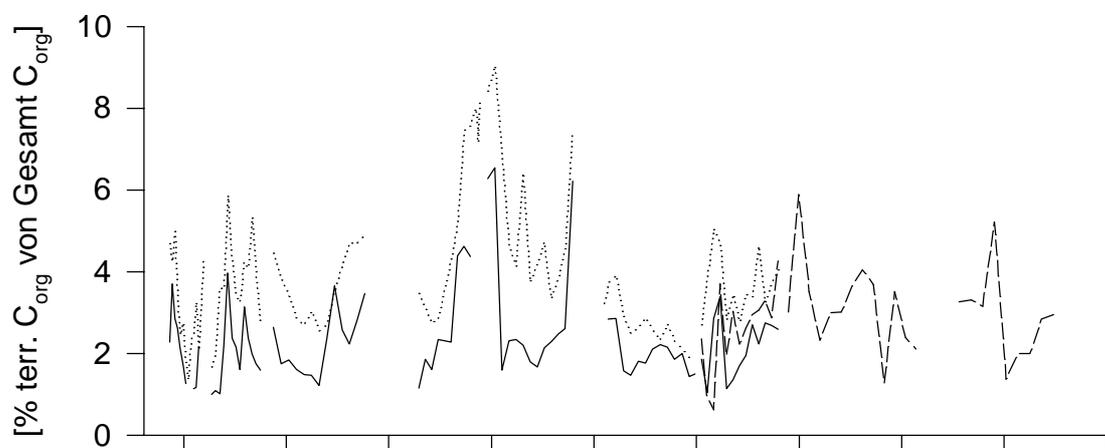
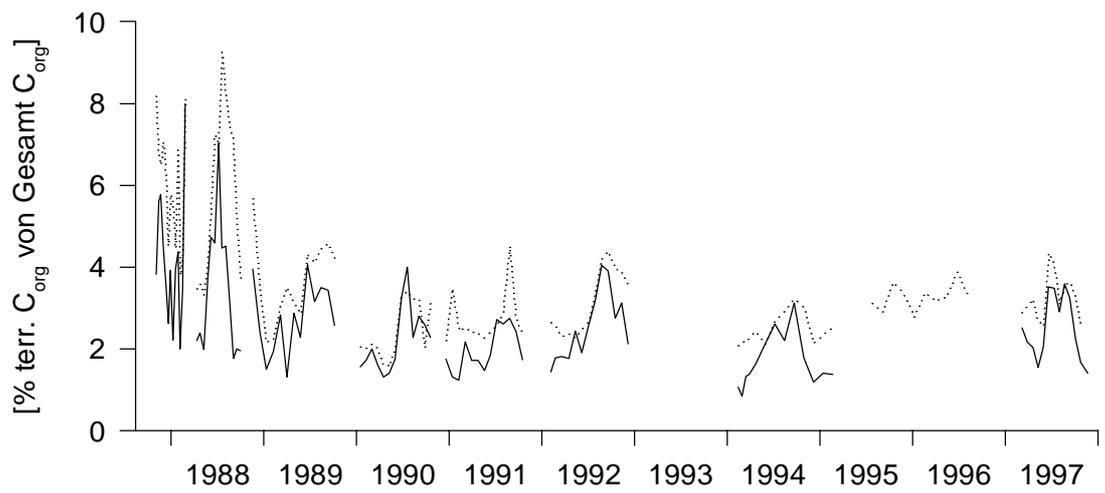


Abb. 58: Berechneter prozentualer Anteil des POC_{terr} am Gesamt-POC in den flachen (—), mittleren (----) und tiefen (.....) Fallen im nördlichen (oben), zentralen (Mitte) und südlichen (unten) Golf von Bengalen.

5.5.6. Veränderungen des organischen Materials: Suspension-Sinkstoffe-Sediment

5.5.6.1. Vorbemerkung

Um die Veränderungen des organischen Materials von der Wasseroberfläche bis ins Sediment beurteilen zu können, werden im folgenden die Ergebnisse der Suspensionsproben PZ 6+10 (Mittelwert), PZ 55, der tiefen Falle an NBBT-N und der beiden Kerne KL 120 (0-1cm) und KL 126 (0-1cm) sowie eines Kastengreifers (GB 23, Oberflächensediment, 0-0,5cm) von der Station NBBT-N miteinander verglichen. Die Suspensionsproben PZ 10+6 wurden stellvertretend für frisch produziertes marines Material gewählt, obwohl der Lithogengehalt der Probe PZ 6+10 (60%) höher ist als es in suspendiertem Material im offenen Golf von Bengalen zu erwarten wäre. Die deutliche Dominanz des frisch produzierten Materials in diesen Proben lässt diese Annahme jedoch zulässig erscheinen. Die Suspensionsprobe PZ 55 wird als repräsentativ für das fluviatil eingetragene, stark degradierte Material angesehen. Die Sedimentproben der Kerne KL 120, KL 126 und der Kastengreiferoberflächenprobe GB 23 entstammen Gebieten mit jeweils unterschiedlichen Sedimentationsbedingungen. Die Positionen sind Abb. 3 zu entnehmen. Einige charakteristische Merkmale dieser Sedimente sind in Tab. 23 zusammengestellt. Zum Vergleich sind hier auch Daten von GB 6 (SBBT) eingefügt, die durch den hohen Karbonatgehalt den nach Süden zunehmenden marinen Einfluss verdeutlichen.

Tab. 23: Zusammensetzung der Sedimente und Wassertiefe an den Positionen der Kerne KL 120, KL 126, GB 23 (NBBT-N) und GB 6 (SBBT).

| | Lith | Opal | Karbonat | Wassertiefe |
|--------|------|------|----------|-------------|
| | % | | | m |
| KL 120 | 91,4 | 5,1 | 1,7 | 2636 |
| KL 126 | 87,2 | 3,7 | 6,7 | 1253 |
| GB 23 | | | 19,4 | 2290 |
| GB 6 | | | 67,6 | 4055 |

KL 126 stammt vom Kontinentalabhang des nördlichen Golf von Bengalen etwa 200 km südlich der Mündung des Ganges-Brahmaputra aus einer Wassertiefe von 1253 m. KL 120 entstammt dem *outer levee* des heute noch aktiven Tiefseekanals, in dem Sedimente vom Schelf über den „Swatch of no Ground“ in distale Bereiche des Bengalfächers verfrachtet werden. Die Wassertiefe an dieser Station beträgt 2636 m. Die Zufuhr terrigenen mineralischen, aber auch organischen Materials in die Bereiche des offenen Golf von Bengalen erfolgt hauptsächlich über diesen Kanal. Hinweise auf den Eintrag kontinentaler organischer Substanz finden sich bis in distale Bereiche des Tiefseefächers (z.B. Chernova et al., 1999; France-Lanord & Derry, 1994).

GB 26 liegt weiter westlich an der NBBT-N-Fallenstation und damit in größerer Entfernung zum Tiefseekanal als KL 120. Trotzdem enthalten diese Sedimente im Vergleich zu dem karbonatdominierten GB 6 viel klastisches Material.

Da an dem Material von GB 6 keine Kohlenhydrate gemessen wurden, gehen in die Vergleiche der gesamten labilen organischen Substanz nur die Kerne KL 120 und KL 126 ein.

5.5.6.2. Organischer Kohlenstoff und Stickstoff

Abb. 59 zeigt die Gehalte partikulären organischen Kohlenstoffs (POC) und Stickstoffs (N) (in Gew.-%) und die daraus resultierenden C/N Werte für die verschiedenen Proben. Die höchsten POC-% und N-% weist die Probe PZ 6+10 auf. Sie sind am unteren Ende der für Plankton bekannten Werte anzusiedeln (z.B. Hamilton & Hedges, 1988, Suthhof et al., 2000). Dieser relativ geringe Gehalt an organischem Material kann auf die Verdünnung durch die hohen Anteile lithogenen Materials zurückgeführt werden. Der C/N-Wert von 6,6 liegt im Bereich für Plankton (z.B. Cowie & Hedges, 1992; Suthhof et al., 2000) und spricht für den vorwiegend planktonischen Ursprungs des Materials.

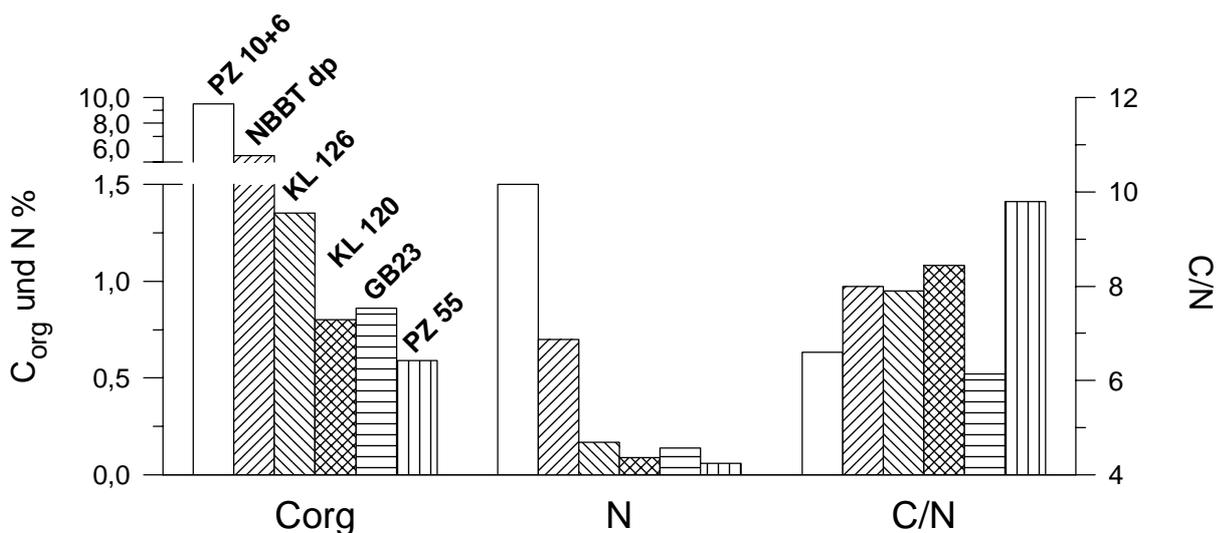


Abb. 59: Gehalte organischen Kohlenstoffs und Stickstoffs (Gew.-%) und die daraus resultierenden C/N Werte für die Suspensionsproben PZ 10+6, PZ 55, die Sedimente KL120, KL126 und GB23 sowie die entsprechenden Mittelwerte der Sinkstoffe an NBBT.

Die Fallenproben weisen einen demgegenüber reduzierten POC- und N-Gehalt und einen erhöhten C/N-Wert von 8 auf, der sich auf den bevorzugten Abbau der stickstoffreichen Verbindungen zurückführen lässt. Ein Effekt des an die lithogene Fraktion adsorbierten anorganischen Stickstoffs kann nicht gänzlich ausgeschlossen werden, so dass ein vorbehaltloser Vergleich der C/N-Werte untereinander nicht angestellt werden sollte. KL 126 hat von allen Sedimenten den höchsten Gehalt an POC und N. Dies kann auf die hohe Produktivität (Antoine et al., 1996) und die hohe Akkumulationsrate von ca. $9,5 \text{ cm ky}^{-1}$ in diesem schelfnahen Bereich zurückgeführt werden (annäherungsweise berechnet anhand der Lage der Tobaasche, für die ein Alter von ca. 70.000 Jahre angenommen wird, bei cm 664-666 des Kerns); die als ein kontrollierender Faktor bei der Erhaltung von sedimentären organischen Materials bekannt ist (z.B. Lee, 1994, Hedges & Keil, 1995). Darüberhinaus wirkt sich auch die geringere Wassertiefe und die damit verbundene schnelle Sedimentation (z.B. Lee & Cronin, 1982) und Einbettung des Materials positiv auf die Erhaltung organischen Materials aus. Der C/N-Wert dieser Probe unterscheidet sich kaum von dem der Sinkstoffe.

KL 120 und GB 23 sind im Vergleich zu KL 126 durch deutlich reduzierte POC-% charakterisiert. Sie lassen sich untereinander anhand des C/N-Verhältnisses unterscheiden. Es kann ausgeschlossen

werden, dass der erhöhte C/N-Wert an KL 120 auf eine intensivere Degradation zurückzuführen ist, da GB 23 im Vergleich einen weitaus höheren Anteil nicht-prot. AA aufweist (Abb. 60), also stärker degradiert sein sollte. Zweierlei Prozesse können hier statt dessen eine Rolle spielen.

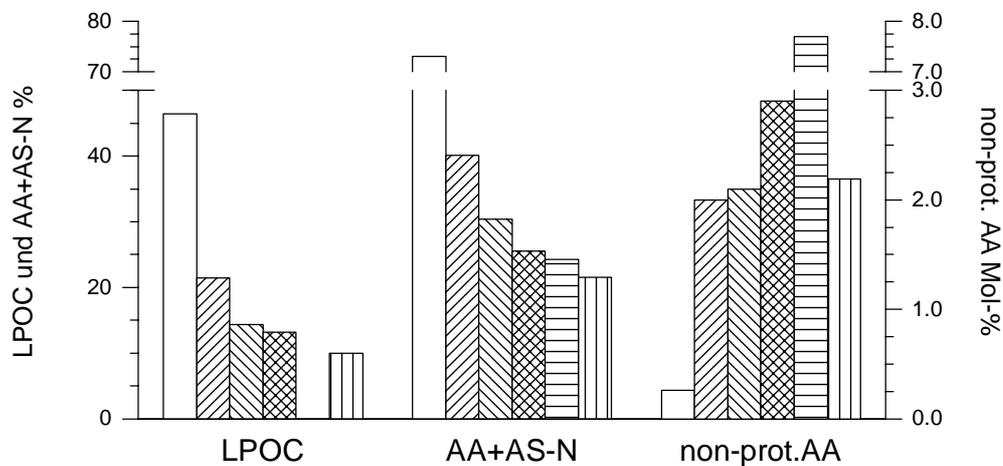


Abb. 60: Anteil des an die labilen organischen Komponenten Aminosäuren, Aminozucker und Kohlenhydrate gebundenen organischen Kohlenstoffs (LPOC) und Stickstoffs (AA+AS-N) sowie der nicht-proteinogenen Aminosäuren β -Alanin und γ -Aminobuttersäure (nicht-prot. AA). Signatur wie in Abb. 59.

Für KL 120 dokumentieren die hohen Lithogenanteile den starken terrigenen Einfluss an dieser Station. Es erscheint möglich, dass gerade hier aufgrund der Nähe zu dem Tiefseekanal vermehrt terrigenes organisches Material abgelagert wird und sich dieser Eintrag in erhöhten C/N-Werten niederschlägt. Auch für das Arabische Meer wird ein vergleichbarer Vorgang beschrieben, bei dem terrigenes organisches Material (Lignin) über den Indus-Tiefseekanal direkt in distale Meeresbereiche verfrachtet wird und dort höhere Anteile des gesamten organischen Materials ausmacht als im Schelfbereich (Cowie et al., in press, zitiert in Suthhof et al., 2000). Ein Hinweis auf erhöhte Anteile terrigenen organischen Materials an KL 120 ist auch das Verhältnis des AA+AS-C%/CHO-C%. Dieses Verhältnis beruht auf der Annahme, dass terrigenes organisches Material zu einem größeren Anteil aus Kohlenhydraten besteht und marines Material mehr Anteile proteinhaltigen Materials aufweist (Cowie & Hedges, 1992). Dieses Verhältnis ist an KL 120 mit 2,6 niedriger als das an KL 126 von 5,3. Das niedrige C/N-Verhältnis an GB 23 hingegen dürfte im wesentlichen auf einen relativ hohen Anteil anorganischen, an lithogene Partikel gebundenen Stickstoffs zurückzuführen sein (z.B. Scheffer et al., 1989). Der Einfluss dieser Stickstofffraktion auf das C/N-Verhältnis wächst mit abnehmendem Gehalt an organischem Material. Die im Vergleich zu KL 120 geringeren Anteile des AA+AS-N bei gleichzeitig höherem Gesamtstickstoffgehalt an GB 23 belegen diese Annahme. Die Suspensionsprobe PZ 55 weist von allen Proben die geringsten Gehalte an POC und N auf. Dies verdeutlicht, dass sowohl in Sinkstoffen als auch in Sedimenten des Golf von Bengalen der Beitrag marinen organischen Materials gegenüber der Zufuhr terrigenen organischen Materials dominiert.

5.5.6.3. Labiles organisches Material

Der Anteil des labilen organischen Kohlenstoffs (LPOC) und Stickstoffs (AA+AS-N) ist in der Probe PZ 6+10 mit 46 bzw. 73% am höchsten. Weit geringere Gehalte zeigen die Sinkstoffe mit 21% LPOC und 40% AA+AS-N (Abb. 60). Die Sedimente weisen LPOC von 13,2-14,4 % und AA+AS-N% von 24,3-30,4% auf. Die Differenz zwischen Fallenproben und Sedimenten ist für die labile Fraktion des organischen Materials nicht so deutlich ausgeprägt wie für das gesamte organische Material. Darin spiegelt sich die intensive Degradation der labilen Komponenten im oberen Ozean, also über der Falltiefe, wider. PZ 55 zeichnet sich auch bei den labilen Komponenten durch geringste Gehalte aus, wobei der Unterschied zu den Sedimenten KL 120 und GB 23 hier nicht so groß ist wie für den gesamten POC.

Der Anteil nicht-prot. AA gilt als Indikator für die relative Frische organischen Materials (Cowie & Hedges, 1992). Er variiert in den untersuchten Proben zwischen 0,27 und 7,7 Mol-% und deckt einen weiten Bereich von Degradationstufen ab (Abb. 60). PZ 6+10 liegt im Bereich für frisches marines Material und setzt sich dadurch deutlich von den anderen Proben ab. Die Werte für die Sinkstoffe, KL 126 und PZ 55 gruppieren im Bereich von ca. 2 Mol-%. Die aufgrund des C/N-Wertes beobachtete Ähnlichkeit zwischen den Sinkstoffen und KL 126 dokumentiert sich also auch in diesem Parameter und zeigt, dass es sich bei KL 126 um relativ frisches sedimentäres Material handelt. Vergleichbar niedrige Anteile dieser AA finden sich am pakistanischen Kontinentalrand (Suthhof et al., 2000) oder in Flachwasserablagerungen (z.B. Cowie & Hedges, 1992; Dauwe & Middelburg, 1998), wohingegen Sedimente vom brasilianischen Kontinentalhang oder dem zentralen Arabischen Meer durchschnittliche Anteile der nicht-prot. AA von 5,9 Mol-% bzw. ~4-5,25 aufweisen (Jennerjahn & Ittekkot, 1999 bzw. Suthhof et al., 2000).

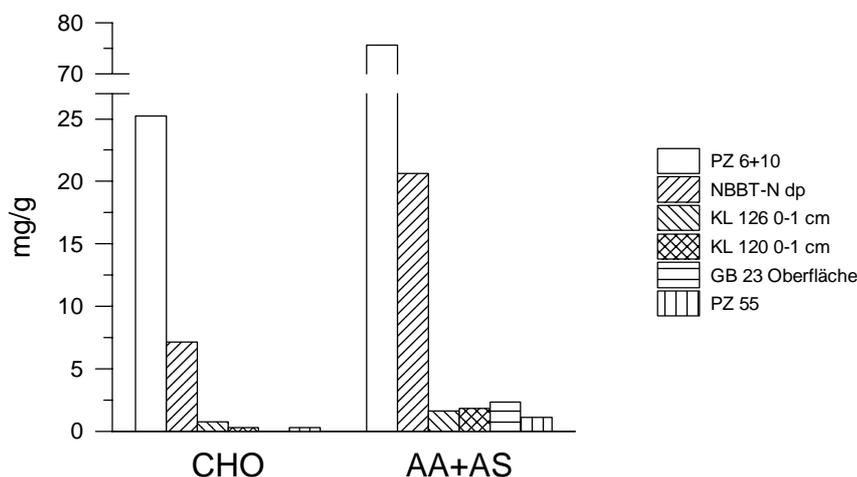


Abb. 61: Kohlenhydrat (CHO)- sowie Aminosäure- und Aminosucker (AA+AS)-Gehalte in mg/g Probe.

Erhöhte Anteile der nicht-prot.-AA wurden für KL 120 und besonders für GB 23 gemessen. Obwohl dadurch für GB 23 die intensivste Degradation indiziert wird, weist diese Station höhere AA+AS Konzentrationen als die Sedimente von KL 126 und KL 120 und PZ 55 auf (Abb. 61). Dies lässt den Schluss zu, dass es an GB 23 zu einem erhöhten Eintrag AA+AS-reichen, marinen Materials

gekommen sein muss und eine geringere Verdünnung durch die lithogene Komponente auftritt. Die relative Frische der LPOC-Fraktion an PZ 55 im Vergleich zu den Sedimenten von GB 23 deutet darauf hin, dass die durch AA repräsentierte Fraktion des organischen Materials in PZ 55 durchaus noch degradierbar ist.

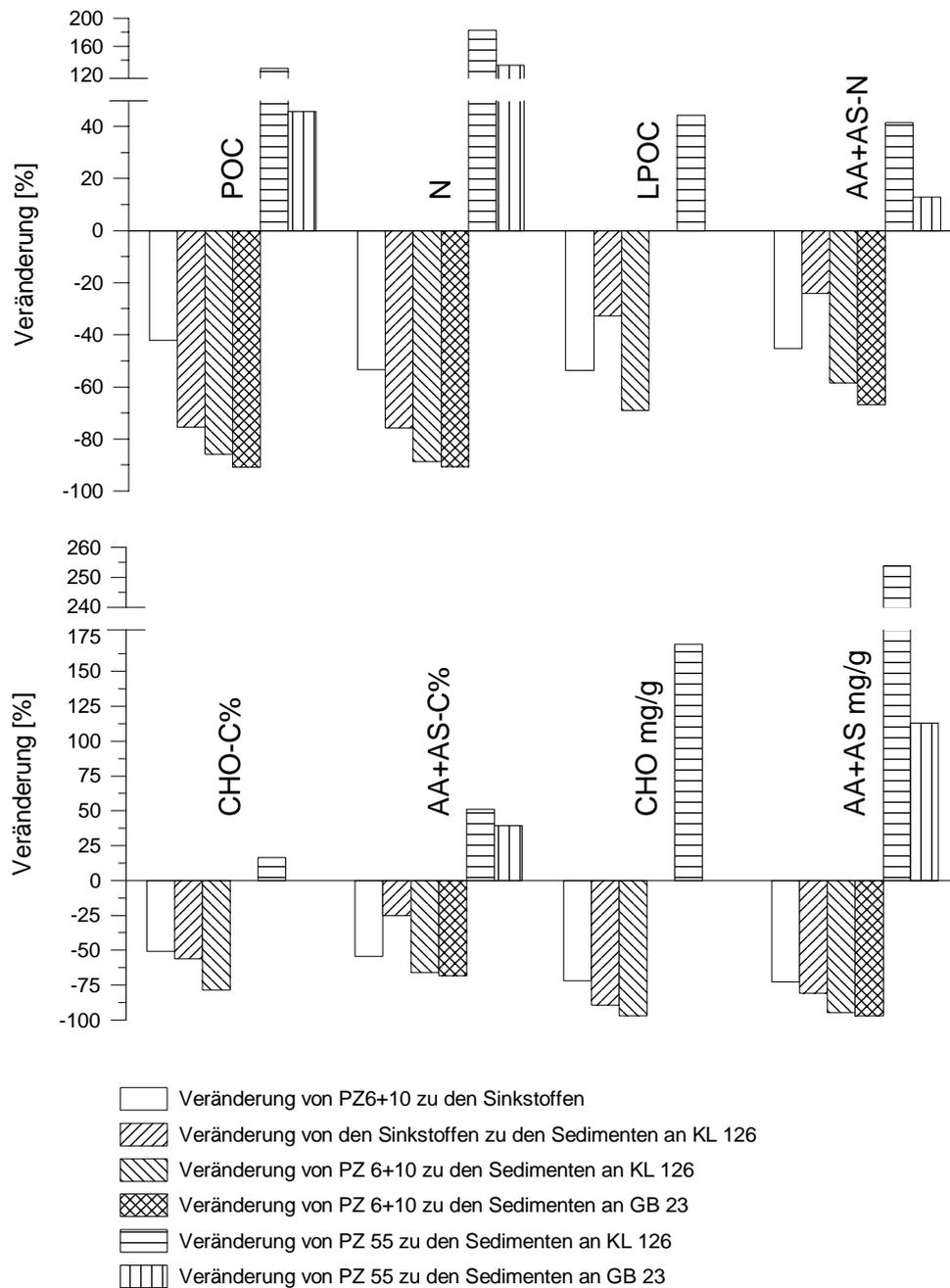


Abb. 62: Die relative Veränderung des prozentualen Anteils des organischen Kohlenstoffs (POC), und Stickstoffs (N), des labilen organischen Kohlenstoffs (LPOC) und des an AA+AS gebundenen Stickstoffs (AA+AS-N) (oben) . Veränderungen des Anteils des CHO- bzw. AA+AS-gebundenen Kohlenstoffs sowie der Konzentrationen der CHO und AA+AS von Suspension zu den Sinkstoffen ins Sediment (unten).

Der Abbau des POC von der Oberflächenprobe PZ 6+10 zur Falle (Abb. 62) beträgt 42 % und ist damit geringer als der der labilen Kohlenstoffkomponenten (54%). Von den beiden labilen Komponenten sind die AA+AS mit 54% einem nur unwesentlich stärkeren Abbau ausgesetzt als die CHO mit 51%. Der Abbau des Stickstoffs von der Suspension zu den Sinkstoffen (53%) fällt hingegen höher aus als der des labilen Stickstoffs (45%). Dies ist möglicherweise auf einen gewissen Beitrag anorganischen Stickstoffs in PZ 10 zurückzuführen, der einen höheren organischen Stickstoffgehalt in den Suspensionsproben vortäuscht.

Der Abbau des POC und N von den Sinkstoffen zum Sediment der Station KL 126 beträgt jeweils 75 %, der Verlust der labilen Komponenten ist wesentlich geringer. Da das Sediment des KL 126 aus geringeren Wassertiefen stammt als die Sinkstoffe der tiefen NBBT-N-Falle kann daraus abgeleitet werden, dass der Abbau an der Wasser-Sediment-Grenzschicht und im Sediment stattfindet und dort auch stabilere organische Verbindungen respiriert werden. In dieser Zone sind die Zucker (56%) einer intensiveren Degradation ausgesetzt als die AA+AS (25%) (Abb. 62). Dies zeigt, dass zumindest ein Teil der Zucker einen stabileren Charakter aufweist als die Aminosäuren und in größere Tiefen verfrachtet wird, dass sie aber an der Wasser-Sediment-Grenzschicht eine höhere Reaktivität zeigen als der Gesamt-POC. Der Vergleich des Abbaus der frischen Suspensionsproben mit dem Abbau der beiden Sedimente KL 126 und GB 23 zeigt, dass die Sedimente an GB 23 einer intensiveren Degradation ausgesetzt sind.

Der Vergleich der Sedimente von KL 126 und GB 23 mit der refraktären Suspensionsprobe PZ 55 lässt erkennen, dass erstere höhere Gehalte besonders der gesamten aber auch der labilen Fraktion des organischen Materials aufweisen. Der Vergleich der labilen Komponenten AA+AS und CHO zeigt einen deutlicheren Anstieg der AA+AS-C% und der AA+AS-Gesamtkonzentration im Sediment. Dies weist auf eine Zufuhr organischen Materials von vorwiegend mariner Natur hin.

5.5.6.4. Die spektrale CHO-Verteilung

Abb. 63 zeigt die Monosaccharidspektren (Glc-frei) der Suspensionsproben PZ 6+10 (Mittelwert) und PZ 55, der Sinkstoffe der flachen und tiefen Falle an NBBT-N (jeweils Mittelwert) und der Oberflächensedimente der Kerne KL 120 und 126. Es werden deutliche Unterschiede zwischen den einzelnen Probengruppen deutlich, die sich sowohl auf unterschiedliche Quellen als auch auf den variablen Abbaugrad der Proben zurückführen lassen. Dominierendes Monomer in den Plankton- und Fallenproben ist Gal, das in den strukturellen Verbindungen des Planktons angereichert ist (Ittekkot et al., 1982; Cowie & Hegdes, 1984; Handa & Tominaga, 1969; Cowie & Hegdes, 1996). Trotz des Einbaus in die Strukturverbindungen der Zellwände nimmt sein Anteil vom Plankton über die flache zur tiefen Falle hin ab. Auch Hernes et al. (1996) beobachteten einen intensiven Abbau dieses Zuckers von den Sinkstoffen zum Sediment. Sowohl PZ 55 als auch die Sedimente sind durch eine hohe Degradation gekennzeichnet (siehe 5.5.6.3.). Zusätzlich zur Degradation ist auch denkbar, dass das fluvial eingetragene Gal-arme Material (z.B. Ittekkot et al., 1986) einen Einfluss auf die monomere Zusammensetzung der Zucker in den Sedimenten hat. Eine vergleichbare Verteilung ist auch für Man zu beobachten. Offenbar werden beide Zucker durch die gleichen Prozesse beeinflusst. Rha ist vor allem in der fluvialen Suspensionsprobe PZ 55 und KL 126 angereichert. Dies spricht dafür, dass sich dieser Zucker im Zuge der Degradation und durch die bevorzugte Anbindung an

mineralische Oberflächen anreichert (Bergamaschi et al., 1997). Allerdings nimmt Rha von KL 126 zu KL 120 ab. KL 120 ist von allen Proben durch die höchsten Anteile an Xyl charakterisiert. Xyl zeichnet sich im marinen Sediment von allen Zuckern durch die geringste Reaktivität aus (Cowie et al., 1992). Dies deutet darauf hin, dass die Zuckerfraktion in KL 120 am stärksten degradiert ist und erklärt auch die relative Abnahme der Rha in dieser Probe. Gleichzeitig weist KL 120 neben PZ 55 und KL 126 die höchsten Anteile des Monomers Rib auf, das als Indikator für einen hohen Anteil bakterieller Biomasse gilt (Cowie & Hedges, 1984; Hedges et al., 1994; Keil et al., 1998; Jennerjahn et al., 1999).

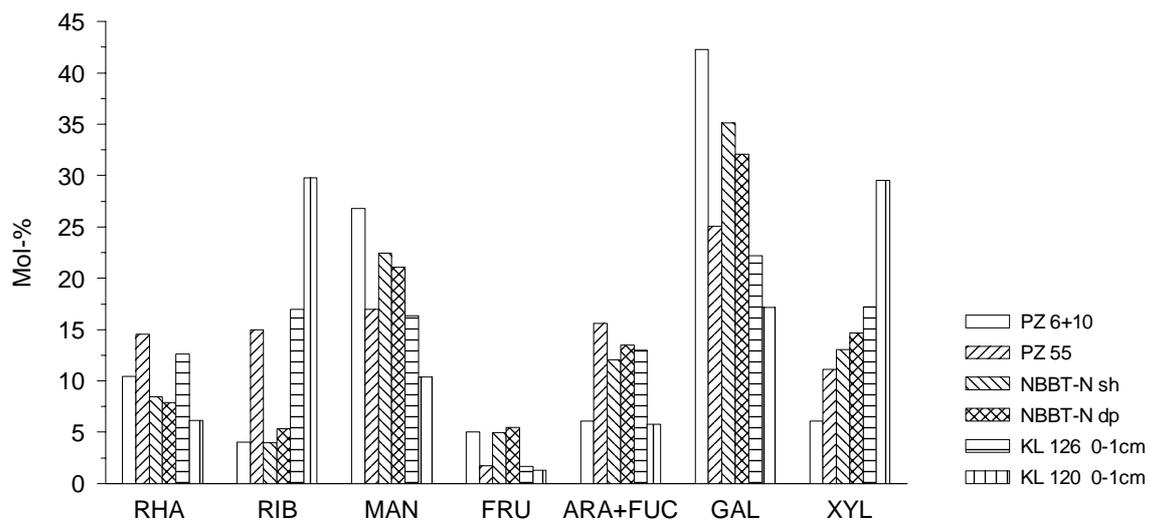


Abb. 63: Vergleich der auf Glc-freier Basis berechneten Zuckerspektren für Suspension, Fallen und Sediment.

5.6. Bilanzierung der Kohlenstoff-Flüsse im Golf von Bengalen

5.6.1. Austausch Atmosphäre-Ozean

Der Gasaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre ist einer der Prozesse, der regulierend auf den atmosphärischen Gehalt an CO₂ einwirkt (siehe 1.). Der Golf von Bengalen gibt im Mittel CO₂ an die Atmosphäre ab (Abb. 64). Abschätzungen, die auf Messungen während des NE-SW-Intermonsuns beruhen, ergaben einen Gasfluss in der Größenordnung von $6 \times 10^6 \text{ t C yr}^{-1}$ (George et al, 1994). Dieser Wert dürfte die Gesamtemissionen jedoch unterschätzen, da aufgrund der schwachen Winde und der starken thermohalinen Stratifizierung im warmen NE-SW-Intermonsun der Gasfluss relativ gering ist. Tatsächlich liegt der anhand ganzjähriger Satellitenbeobachtungen berechnete Wert von 23 Tg C yr^{-1} (Rixen et al., 1999) deutlich über den Angaben von George et al. (1994). Das Verhältnis zwischen emittiertem (C_{em}) und in die Tiefsee exportierten Kohlenstoffs (C_{ex}), das mit steigender Effektivität der Kohlenstoffpumpe sinkt, ist im Golf von Bengalen geringer als im Arabischen Meer (Rixen et al., 1999). Es ist negativ mit den fluvialen Einträgen korreliert. Die Ergebnisse von Kumar et al. (1996), die das CO₂-Systems im nördlichen und westlichen Golf von Bengalen während des NE-

SW-Intermonsuns und des NEM untersuchten, unterstützen diese Annahme. Diese Autoren konnten zeigen, dass der CO_2 -Partialdruck im Oberflächenwasser des Untersuchungsgebietes in Abhängigkeit von der Ausdehnung der Frischwassermassen variiert. Mehr noch als dieser rein physikalische Prozess scheint die durch fluviatilen Eintrag von Nährstoffen stimulierte biologische Aktivität Kontrolle über den CO_2 -Partialdruck auszuüben (Kumar et al., 1996). Zusammen resultieren diese Prozesse in Werten von $<300\mu\text{atm CO}_2$, wodurch zumindest Teile des nördlichen Golfes als Senke für CO_2 anzusehen wären. Ganz ähnliche Verhältnisse wurden von Ternon et al. (2000) auch für das vom Amazonas beeinflusste Gebiet im Atlantik vorgefunden.

Ein weiterer Faktor, der den Gasfluss in die Atmosphäre im Arbeitsgebiet verringern kann, ist die starke salinitätsbedingte Stratifizierung der Wassersäule. So führen z.B. François et al. (1997) eine stabilere Schichtung des Oberflächenwassers im Antarktischen Ozean als mögliche Ursache für einen geringeren atmosphärischen CO_2 -Gehalt während des letzten Glazials an.

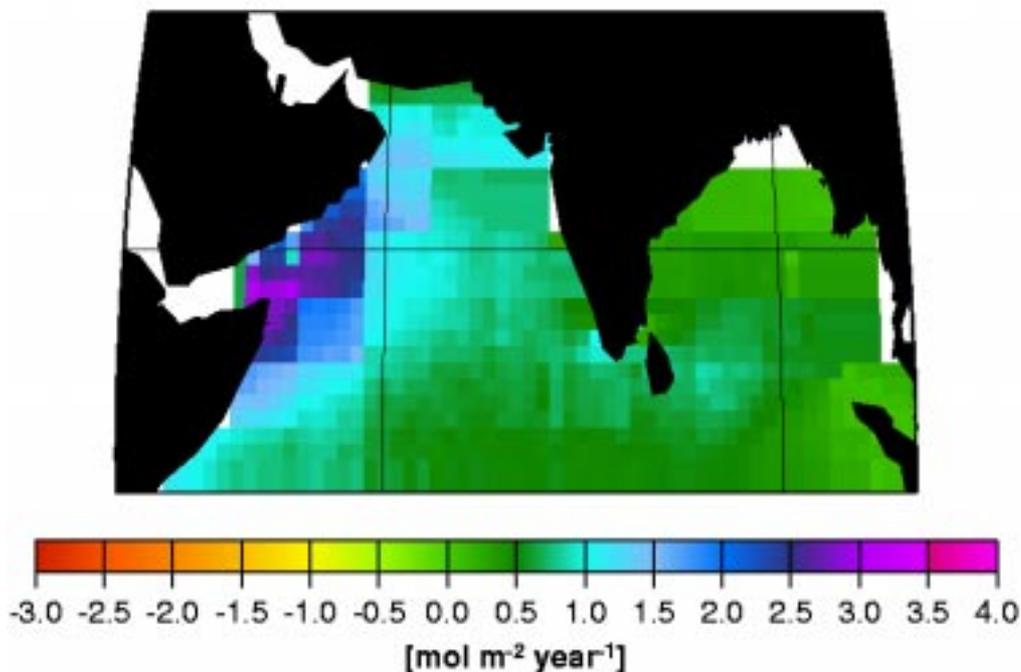


Abb. 64: CO_2 -Fluss zwischen Ozean und Atmosphäre (aus Rixen et al., 1999).

Diese Schichtung wird im Golf von Bengalen unter anderem durch die auftretenden Zyklone empfindlich gestört. Bates et al. (1998) untersuchten die Auswirkung von Wirbelstürmen auf den Fluss von CO_2 an der Grenzschicht Atmosphäre-Ozean in der Sargasso See. Sie fanden heraus, dass die sturminduzierte CO_2 -Abgabe an die Atmosphäre in der Größenordnung von $0,48\text{--}1,5\text{ g C m}^{-2}$ lag. Insgesamt schätzten sie, dass Hurrikans mit $40\text{--}510\text{ Tg C}$ zum globalen CO_2 -Fluss vom Ozean in die Atmosphäre beitragen. Ein entgegengesetzter Prozess setzt ein, wenn durch die sturminduzierte Zufuhr von Nährstoffen in die euphotische Zone die Primärproduktivität angeregt wird, wie es im Golf von Bengalen beobachtet werden kann. Die sturmbedingt erhöhten POC-Flüsse in die Tiefsee, wie sie im nördlichen Golf von Bengalen beobachtet wurden (1989, 1991, 1997) liegen zwischen $0,08$ und $0,6$

g C m^{-2} , liegen also unter den von Bates et al. (1998) ermittelten Emissionswerten. Deutlich höhere POC-Flüsse wurden während des (nicht ausschließlich) durch mehrere Zyklone bedingten Flussereignisses an CBBT 1990/91 gemessen ($1,1 \text{ g C m}^{-2}$). Hier spielte aber auch die laterale Zufuhr und die sowieso erhöhte Primärproduktion in dieser Jahreszeit eine Rolle.

5.6.2. POC-Flüsse vom Oberflächenwasser ins Sediment

Die durchschnittliche, unter Anwendung der Gleichung von Berger et al. (1988) aus den POC-Flüssen berechnete mittlere Primärproduktivität liegt im Untersuchungsgebiet bei ca. $125 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. Dies ist im Vergleich zu den in Kapitel 2.5 genannten *in situ* gemessenen Primärproduktionsraten ein realistischer Wert. Bei einer Fläche von ca. $2 \times 10^6 \text{ km}^2$ (südliche Grenze 4°S , um SBBT mit einzubeziehen und ohne Schelfbereiche, in denen die Produktivität weit darüber liegen kann) ergibt sich daraus eine jährliche Gesamtproduktion von $250 \times 10^6 \text{ t C}$ für den offenen Golf von Bengalen. Multipliziert man die durchschnittlichen POC-Flüsse der tiefen Fallen mit einer Fläche von $2 \times 10^6 \text{ km}^2$, ergibt sich ein Gesamtfluss von $5,1 \times 10^6 \text{ t POC}$. Es werden also ca. 2,1% des primärproduzierten Kohlenstoffs in die Tiefsee verfrachtet. Allerdings ist diese Schätzung mit einer großen Unsicherheit behaftet, da (i) die Produktivitätsraten aus den POC-Flüssen berechnet sind, (ii) die POC-Flussraten in den tiefen Fallen aufgrund des lateralen Eintrags nicht nur den vertikalen Fluss von der Meeresoberfläche darstellen und (iii) der Anteil des terrigenen Kohlenstoffs, der aufgrund seiner relativen Stabilität mit zunehmender Degradation eine wachsende Bedeutung erlangt (z.B. Reemtsma et al., 1993), dabei unberücksichtigt bleibt. Zusätzlich zu dem primärproduzierten POC werden $2,5\text{-}3,75 \times 10^6 \text{ t POC}$ vom Kontinent in den distalen Golf von Bengalen eingetragen (vgl. 5.5.6). Unter der Annahme, dass sich das fluviatil eingetragene, schon stark degradierte organische Material nicht mehr verändert, hieße das, dass ca. 50-70% des organischen Materials in den Sinkstoffen terrigenen Ursprungs wären. Biogeochemische Untersuchungen widerlegen diese Annahme jedoch. So untersuchten Reemtsma et al. (1993) die Sinkstoffe aus dem nördlichen Golf von Bengalen des Jahres 1988 auf ihre Fettsäurezusammensetzung. In diesem Jahr wurde der Partikelfluss an NBBT mehr als in den anderen Untersuchungsjahren durch den hohen fluviatilen (terrigenen) Eintrag bestimmt. Für August, zur Hauptabflussphase der großen Flüsse, ermittelten die Autoren für die tiefe Falle einen Anteil der terrigenen Fettsäuren am Gesamtfettsäuregehalt von $<10\%$.

Nach Bartsch (1990) betragen die Akkumulationsraten des organischen Kohlenstoffs an NBBT $0,12 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, an CBBT $0,14 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. Diese Werte sind denen aus dem östlichen und zentralen Arabischen Meer vergleichbar (Rixen, 1995). An SBBT liegen die Akkumulationsraten mit $0,05 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ deutlich unter denen der anderen Stationen. An NBBT-N und CBBT werden 4,2 bzw. 5,1 %, an SBBT jedoch nur 1,9% des organischen Kohlenstoffs, der die tiefen Fallen erreicht, auch ins Sediment eingebettet. Auch dies liegt in etwa in der Größenordnung, der aus verschiedenen Bereichen des Arabischen Meeres bekannt ist (2-4%). Lediglich im hochproduktiven westlichen Arabischen Meer werden mit ca. 10 % größere Anteile des Fallen-POC, im Sediment abgelagert (freundl. mündl. Mitt. B. Gaye). Lee et al. (1998) haben für das Arabische Meer die Beobachtung gemacht, dass mit zunehmender Landferne die Degradation an der Wasser-Sediment-Grenzschicht eine größere Bedeutung erlangt. Dies führen sie auf geringere Gesamtakkumulationsraten in den distalen

Bereichen zurück, die dazu führen, dass sedimentiertes organisches Material für einen längeren Zeitraum an der Sediment-Wasser-Grenze exponiert bleibt und dadurch einer intensiveren Degradation ausgesetzt wird (z.B. Lee, 1994, Hedges & Keil, 1995). Die mittleren Gesamtakkumulationsraten nehmen von NBBT-N (ca. 3 cm yr⁻¹) zu SBBT (2,3 cm yr⁻¹) ab (Hoffmann, 1990), so dass dieser Prozess auch im Golf von Bengalen relevant ist.

Bei einer mittleren Akkumulationsrate von 0,1 g POC m⁻² yr⁻¹ werden in den oben genannten Grenzen jährlich 0,29 x 10⁶t POC in die Sedimente des Golf von Bengalen eingebettet. Auch wenn diese Abschätzung aufgrund der geringen regionalen Auflösung der Akkumulationsrate nur als Anhaltspunkt gelten kann und die Schelf- und Slopebereiche (<1000m) ausgeschlossen sind, wird doch deutlich, dass nicht nur ein Großteil des marin produzierten, sondern auch des fluviatil eingetragenen Materials abgebaut bzw. über die hier angenommen Grenzen des Golfes hinaus, wie von Bartsch (1992) vorgeschlagen, verfrachtet wird. Eine bevorzugte Sedimentation des terrigenen POC im Bereich des heute noch aktiven Tiefseekanalensystems ist denkbar, da der Großteil des Massentransports vom Schelf über diese Kanäle stattfindet (z.B. Kuehl et al. 1989, Weber et al., 1997). Das kann heißen, dass an den Fallenstationen nur ein geringer Teil des fluviatil eingetragenen terrigenen POC abgelagert wird.

6. Zusammenfassung

Im Rahmen dieser Arbeit wurde die regionale und saisonale Variabilität des Partikelflusses im Golf von Bengalen untersucht. Dieser Bereich des nördlichen Indischen Ozeans unterliegt dem monsonalen Klimasystem und steht unter dem Einfluß enormer fluviatiler Einträge. Für die Diskussion wurden Daten von jeweils zwei Stationen im nördlichen und zentralen Bereich und einer Station im südlichen Bereich des Arbeitsgebietes betrachtet, die einen Zeitraum von ca. 9 Jahren abdecken.

Die mittlere Zusammensetzung der Sinkstoffe ist durch die im globalen Vergleich hohen Gehalte des lithogenen Materials von ca. 12-40 % bestimmt, die mit zunehmender Distanz zum Kontinent abnehmen. Der Anteil des Karbonats nimmt hingegen von Norden nach Süden zu und liegt mit 28-51% über dem des biogenen Opals, dessen Anteil regional wenig variiert (21-26%). Das Verhältnis dieser beiden Komponenten ist im Vergleich zu anderen tropischen und subtropischen Meeresgebieten zugunsten des Opals verschoben. Dies ist in erster Linie auf den hohen fluviatilen Eintrag von gelöstem Silikat in den Golf von Bengalen zu erklären. Mit den niedrigen Karb/Opal-Verhältnissen gehen relativ hohe C_{org}/C_{carb}-Verhältnisse einher, die eine erhöhte Effektivität der biologischen Kohlenstoffpumpe im Arbeitsgebiet indizieren.

Durch die langjährige Untersuchung konnte eine ausgeprägte interannuelle Variabilität des Partikelflusses erfasst werden, die sich in der Menge und Zusammensetzung des abgeführten Materials widerspiegelt.

Für den nördlichen Teil des Arbeitsgebietes (NBBT-N im Norden und NBBT-S im Süden) konnten vier Faktoren ausgemacht werden, die den Partikelfluss wesentlich beeinflussen. (i) Flussmaxima während des NE-SW-Intermonsuns und frühen SWM werden durch die Advektion nährstoffreicher Wassermassen aus dem nordwestlichen Golf induziert. In dieser Zeit treten maximale Opalflüsse auf, begleitet von erhöhten Flüssen des lithogenen Materials, das durch die absinkenden organische Aggregate aus der Wassersäule filtrierte wird. (ii) In Jahren mit extrem hohen

Niederschlägen während des SW-Monsuns und daran gekoppelte Überflutungen auf dem Kontinent führt der starke fluviatile Eintrag von Nährstoffen und partikulärem Material zu deutlich erhöhten Flussraten. Unter dem Einfluß dieses Steuerungsfaktors sind die Sinkstoffe durch hohe Anteile lithogenen Materials und niedrige Karb/Opal-Verhältnisse gekennzeichnet. Dieser Effekt wird durch die Einwirkung der SWM-Winde modifiziert, indem starke Winde die Ausbreitung der Flussfahne einschränken. Dies resultiert für die Zeit des Sommermonsuns in geringeren Gesamtflüssen und höheren Anteilen des Karbonats. (iii) Das Auftreten eines kleinräumigen Wirbels, in dessen Zentrum kühlere Wassermassen an die Oberfläche kamen, wirkte sich im Jahr 1997 positiv auf die Produktivität des opalinen Planktons aus. Dieser Prozess scheint in Jahren geringen fluviatilen Eintrags von Bedeutung zu sein. Er resultiert jedoch im interannuellen Vergleich in deutlich verringerten Gesamtflüssen. (iv) Das auftretende Windmuster mit maximalen Windgeschwindigkeiten während des SWM sowie im Zusammenhang mit regelmäßig auftretenden Zyklonen wirkt sich vor allem positiv auf die Karbonatflüsse aus.

Mit zunehmender Entfernung zur Küstenlinie geht der Einfluß sowohl des fluviatilen Eintrags als auch des Küstenauftriebs auf den Partikelfluss im nördlichen Golf von Bengalen zurück. Dies spiegelt sich in geringeren Gesamtflüssen und reduzierten Lithogenanteilen an NBBT-S wider. Überdurchschnittlich hohe Flussraten werden hier durch das Auftreten starker SWM-Winde erreicht, die durch die intensive Durchmischung (und möglicherweise Auftrieb) eine hohe Produktivität sowohl des opalinen als auch des karbonatischen Planktons auslösen, die in diesen Jahren die an NBBT-N übersteigt.

Im zentralen Golf von Bengalen (CBBT) wird der Partikelfluss im wesentlichen von drei Faktoren gesteuert. (i) Auftrieb entlang der Ostküste Indiens während des SWM sowie des NE-SW-Intermonsuns wirkt sich über die Advektion der Wassermassen auf den Partikelfluss an der zentralen Station aus. Besonders deutlich zeichnet sich das in erhöhten Opalflüssen während des NE-SW-Intermonsuns ab. (ii) Wie auch im nördlichen Teil des Arbeitsgebietes steuern die Winde auch im zentralen Teil vor allem das Flussmuster der karbonatischen Komponente. (iii) Die Nähe zur Ostküste Indiens mit ihrem relativ schmalen Schelfbereich resultiert in hohen Anteilen lithogenen Materials. Die episodisch hohe Zufuhr von resuspendierten Schelfsedimenten führt hier besonders in den tiefen Fallen zu maximalen Partikelflüssen, die von lithogenem Material dominiert werden. Der Vergleich zweier Stationen in diesem Bereich des Arbeitsgebietes konnte zeigen, dass der kontinentale Einfluss räumlich begrenzt ist.

Im distalen, südlichen Golf von Bengalen ist der kontinentale Einfluss am geringsten. Zwei Faktoren wirken sich hier auf die Variabilität des Partikelflusses aus und führen zu Flussmaxima während des SW-Monsuns. (i) Erhöhte Windgeschwindigkeiten während des Sommermonsuns und die daran gekoppelte Zufuhr von Nährstoffen in die euphotische Zone regen insbesondere die Produktion des karbonatischen Planktons an. (ii) Die interannuell variable Advektion von nährstoffreichen Wassermassen aus dem Auftriebsgebiet vor der SW-Küste Indiens (Arabisches Meer) führt zu höchsten SWM-Flüssen und zu einem deutlich erhöhten Anteil opalinen Materials. Dieser Prozess resultiert in maximalen POC-Flüssen und einer gesteigerten Effektivität der biologischen Kohlenstoffpumpe.

Das organische Material in den Sinkstoffen wurde durch die Untersuchung der Kohlenhydrate näher charakterisiert. Die Flussraten der Kohlenhydrate, die als labile Komponente zum POC-Fluss beitragen, liegen in dem für marine Gebiete typischen Bereich. Sie sind eng an die Gesamt- und POC-Flüsse gekoppelt und zeigen eine entsprechende Saisonalität. Ihr Ursprung wird im wesentlichen in der marinen Produktion gesehen. Ihr Anteil am Gesamt POC beträgt im Durchschnitt ca. 3,4-5,2% und wird durch den Eintrag refraktärer organischer Substanz vom Kontinent verringert.

Zur Charakterisierung der fluviatil eingetragenen organischen Substanz wurden Schwebstoffe vom nördlichen Schelfbereich des Arbeitsgebietes in die Untersuchung mit einbezogen. Der hohe Lithogenanteil von durchschnittlich 80% unterstrich die Bedeutung des fluviatilen Eintrags für die Gesamtzusammensetzung des Materials. Die Analyse des labilen organischen Materials konnte hingegen zeigen, dass die marine Neuproduktion in den Bereichen, in denen eine ausreichende Lichteindringung Photosynthese erlaubte, die Qualität des POC dominierte. Der refraktäre Charakter des fluviatil eingetragenen POC wurde dann überprüft.

Der Vergleich der Suspension mit den Sinkstoffen und Sedimenten aus dem nördlichen Golf von Bengalen zeigte, dass das Signal der marinen Neuproduktion bis in die Sedimente hinein erhalten bleibt, obwohl das organische Material während des Transports in die Tiefsee starken Abbauprozessen ausgesetzt ist.

Die anhand der Flußraten des organischen Kohlenstoffs berechnete Primärproduktion liegt im offenen Golf von Bengalen bei ca. $125 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. Daraus ergibt sich für die distalen Bereiche eine Gesamtproduktion von $250 \times 10^6 \text{ t C yr}^{-1}$. wovon ca. 2,1% ($5,1 \times 10^6 \text{ t C yr}^{-1}$) über den Partikelfluss in die tiefen Bereich des Golf von Bengalen verfrachtet werden. Lediglich 3,9% des in die Tiefsee verfrachteten POC werden letztendlich in die Sedimente eingelagert ($0,2 \times 10^6 \text{ t C yr}^{-1}$). Unsicherheiten ergeben sich bei dieser Berechnung aus der starken Lateralkomponente des Partikelflusses und dem Anteil des terrigenen organischen Kohlenstoffs an den Sinkstoffen. Es wird jedoch klar, dass nicht nur der Großteil des primärproduzierten, sondern auch des fluviatil eingetragenen, vermeintlich stabilen POC ($2,5\text{-}3,75 \times 10^6 \text{ t C yr}^{-1}$) respiriert wird.

7. Literaturverzeichnis

- Allredge, A.L. & Silver, M., 1988: Characteristics, dynamics and signification of marine snow. *Prog. Oceanogr.*, **20**, 41-82.
- Allredge, A.L. & Gotschalk, C.C., 1989: Direct observation of the mass flocculation of diatom blooms: characteristics, settling velocities and formation of diatom aggregates. *Deep-Sea Res.*, **36**, 159-171.
- Aller, R.C., Blair, N.F., Zia, Q. & Rude, P.D., 1996: Remineralization rates, recycling and storage of carbon in Amazon shelf sediments. *Cont. Shelf Res.*, **16**, 753-786.
- Allison, M.A., Kuehl, S.A., Martin, T.C. & Hassan, A., 1998: Importance of flood-plain sedimentation for river sediment budgets and terrigenous input to the oceans: Insights from the Brahmaputra-Jamuna River. *Geol.*, **26**, 175-178.
- Altabet, M.A. & Small, L.F., 1990: Nitrogen isotopic ratios in fecal pellets produced by marine zooplankton. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 155-163.
- Andrulleit, H.A., von Rad, U., Bruns, A. & Ittekkot, V., 2000: Coccolithophore fluxes from sediment traps in the northeastern Arabian Sea off Pakistan. *Mar. Micropaleont.*, **38**, 285-308.
- Anthes, R.A., 1982: Tropical cyclones: Evolution, structures and effects. Amer. Meteor. Soc., *Meteor. Monogr.*, **19**, 208pp.
- Antoine, D., André, J.-M. & Morel, A., 1996: Oceanic primary production. 2. Estimation at global scale from satellite (coastal zone color scanner) chlorophyll. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **10**, 57-69.
- Archer, D. & Maier-Reimer, E., 1994: Effect of deep-sea sedimentary calcite preservation on atmospheric CO₂ concentration. *Nature*, **367**, 260-263.
- Aspinall, G.O., 1983: The Polysaccharides. Vol. 2, Academic Press, 503p.
- Babu, M.T., Praana Kumar, S. & Rao, D.P., 1991: A subsurface cyclonic eddy in the Bay of Bengal. *J. Mar. Res.*, **49**, 403-410.
- Banse, K., 1994: Grazing and zooplankton production as key controls of phytoplankton production in the open ocean. *Oceanogr.*, **7**, 13-20.
- Barnola, J.M., Raynaud, D., Korotkevich, Y.S. & Lorius, C., 1987: Vostok ice-core provides 160.000-year record of atmospheric CO₂. *Nature*, **329**, 408-414.
- Bartsch, M. R., 1992: Biogeochemische Untersuchungen an Sinkstoffen aus dem Golf von Bengalen. Unveröff. Dissertation, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Hamburg, 115 S.
- Bates, N.R., Knap, A.H. & Michaels, A.F., 1998: Contribution of hurricanes to local and global estimates of air-sea exchange of CO₂. *Nature*, **395**, 58-61.
- Bauerfeind, E., Garrity, C., Krumbholz, M., Ramseier, R.O. & Voß, M., 1997: Seasonal variability of sediment trap collections in the Northeast Water Polynya. Part 2. Biochemical and microscopic composition of sedimenting matter. *J. Mar. Systems*, **10**, 371-389.
- Behera, S.K., Deo, A.A. & Salvekar, P.S., 1998: Investigation of mixed layer response to Bay of Bengal Cyclone using a simple ocean model. *Meteorol. Atmosph. Phys.*, **65**, 77-91.
- Behrenfeld, M.J. & Kolber, Z.S., 1999: Widespread iron limitation of phytoplankton in the south Pacific Ocean. *Science*, **283**, 840-843.
- Behrenfeld, M.J., Bale, A.J., Kolber, Z.S., Aiken, J. & Falkowski, P.G., 1996: Confirmation of iron limitation of phytoplankton photosynthesis in the equatorial Pacific Ocean. *Nature*, **383**, 508-511.
- Bergamaschi, B.A., Tsamakis, E., Keil, R.G., Eglinton, T.I., Montluçon, D.B. & Hedges, J.I., 1997: The effect of grain size and surface area on organic matter, lignin and carbohydrate concentration, and molecular compositions in Peru margin sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**, 1247-1260.
- Berger, W.H. & Keir, R.S., 1984: Glacial Holocene changes in atmospheric CO₂ and the deep sea record. Eds.: Broecker & Peng, 337-351.
- Berger, W.H., Fischer, K., Lai, C. & Wu, G., 1988: Ocean carbon flux: Global maps of primary production and export production. In: Biogeochemical Cycling and Fluxes between the Deep Euphotic Zone and other Oceanic Realms. Res. Rep. 88-1, C.R. Agegian (eds.) 131-176, NOAA Undersea Research Programm, Silver Spring, Md.
- Betzer, P.R., Showers, W.J., Laws, E.A., Winn, C.D., DiTullio, G.R. & Kroopnick, P.M., 1984: Primary productivity and particle flux on an transect of the equator at 153°W in the Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.*, **31**, 1-11.
- Bhattathiri, P.M.A., Devassy, V.P. & Radhakrishna, K., 1980: Primary production in the Bay of Bengal during southwest monsoon of 1978. *Mahasagar - Bull. of the National Inst. of Oceanogr.*, **13**, 315-323.
- Bhosle, N.B., Sankaran, P.D. & Wagh, A.B., 1992: Monosaccharide composition of suspended particles from the Bay of Bengal. *Oceanologica Acta*, **15**, 279-286.

- Biersmith, A. & Benner, R., 1998: Carbohydrates in phytoplankton and freshly produced dissolved organic matter. *Mar. Chem.*, **63**, 131-144.
- Böhm, L., Dawson, R., Liebezeit, G. & Wefer, G., 1980: Suitability of monosaccharides for particle identification in carbonate sediments. *Sedimentology*, **27**, 167-177.
- Boyd, P. & Newton, P., 1995: Evidence of the potential influence of planktonic community structure on the interannual variability of particulate organic carbon flux. *Deep-Sea Res.*, **42**, 619-639.
- Boyd, P.W. & Newton, P.P., 1999: Does planktonic community structure determine downward particulate organic carbon flux in different oceanic provinces? *Deep-Sea Res.*, **46**, 63-91.
- Boyle, E., 1998: Pumping iron makes thinner diatoms. *Nature*, **393**, 733-734.
- Braganca, A. & Sanzgiry, S., 1980: Concentrations of few trace metals in coastal & offshore regions of the Bay of Bengal. *Indian J. Mar. Sci.*, **9**, 283-286.
- Brand, L.E., 1984: The salinity tolerances of forty-six marine phytoplankton species. *Estuarine, Coastal Shelf Sci.*, **18**, 543-556.
- Broecker, W.S. & Peng, T.-H., 1982: Tracers in the sea. Eldigio Press, Palisades, 690 pp.
- Broecker, W. & Henderson, G.M., 1998: The sequence of events surrounding Termination II and their implications for the cause of glacial-interglacial CO₂ changes. *Paleoceanography*, **13**, 352-364.
- Broecker, W.S., Toggweiler, J.R. & Takahashi, T., 1980: The Bay of Bengal - A major nutrient source for the deep Indian Ocean. *Earth Planet. Sci. Letters*, **49**, 506-512.
- Brzezinski, M.A. & Nelson, D.M., 1995: The annual silica cycle in the Sargasso Sea near Bermuda. *Deep-Sea Res.*, **42**, 1215-1237.
- Buesseler, K.O., 1991: Do upper-ocean sediment traps provide an accurate record of particle flux? *Nature*, **353**, 420-423.
- Buesseler, K.O., 1998: The decoupling of production and particulate export in the surface ocean. *Global Biogeochem. Cycles*, **12**, 297-310.
- Burdige, D.J. & Martens, C.S., 1988: Biochemical cycling in an organic-rich coastal marine basin: 10. The role of amino acids in sedimentary carbon and nitrogen cycling. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 1571-1584.
- Chen, W., 1994: Vertical flux of radiolaria and other microplankton in the sediment trap SCS-C-02, central South China Sea. Report submitted to the Bundesministerium für Forschung und Technologie (Bonn), Institut für Biogeochemie und Meereschemie der Universität Hamburg, Hamburg, 1994.
- Chernova, T.G., Paropkari, A.L., Pikovskii, Y.I. & Alekseeva, T.A., 1999: Hydrocarbons in the Bay of Bengal and Central Indian Basin bottom sediments: indicators of geochemical processes in the lithosphere. *Mar. Chem.*, **66**, 231-243.
- Chmura, G.L. & Aharon, P., 1995: Stable carbon isotope signatures of sedimentary carbon in coastal wetlands as indicator of salinity regime. *J. Coastal Res.*, **11**, 124-135.
- Choudhury, S.B. & Panigrahy, R.C., 1989: Occurrence of bloom of diatom *Asterionella glacialis* in nearshore waters of Gopampur, Bay of Bengal. *Indian J. Marine Sci.*, **18**, 204-206.
- COADS: Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set. <http://ingrid.ldgo.columbia.edu/SOURCES>
- Coale, K.H., Johnson, K.S., Fitzwater, S.E., Gordon, R.M., Tanner, S., Chavez, F.P., Ferioli, L., Sakamoto, C., Rogers, P., Millero, F., Steinberg, P., Nightingale, P., Cooper, D., Cochlan, W.P., Landry, M.R., Constantinou, J., Rollwagen G., Trasvina, A. & Kudela, R., 1996: A massive phytoplankton bloom induced by an ecosystem-scale iron fertilization experiment in the equatorial Pacific Ocean. *Nature*, **383**, 495-501.
- Cole, J.J., Honjo, S. & Erez, J., 1987: Benthic decomposition of organic matter at a deep-water site in the Panama Basin. *Nature*, **327**, 703-704.
- Conkright, M.E., Levitus, S., Boyer, T.P., Bartolacci, D. & Luther, M., 1994: Atlas of the northern Indian Ocean. NOAA/NODC, Washington, D.C.
- Conley, D.J., 1998: An interlaboratory comparison for the measurement of biogenic silica in sediments. *Mar. Chem.*, **63**, 39-48.
- Cooper, D.J., Watson, A.J. & Nightingale, P.D., 1996: Large decrease in ocean-surface CO₂ fugacity in response to *in situ* iron fertilization. *Nature*, **383**, 511-513.
- Cowie, G.L. & Hedges, J.I., 1984: Carbohydrate sources in a coastal marine environment. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 2075-2087.
- Cowie, G.L. & Hedges, J.I., 1992: Sources and reactivities of amino acids in a coastal marine environment. *Limnol. Oceanogr.*, **37**, 703-724.
- Cowie, G.L. & Hedges, J.I., 1996: Digestion and alteration of the biochemical constituents of a diatom (*Thalassiosira weissflogii*) ingested by a herbivorous zooplankton (*Calanus pacificus*). *Limnol. Oceanogr.*, **41**, 581-594.
- Cowie, G.L., Hedges, J.I. & Calvert, S.E., 1992: Sources and relative reactivities of amino acids, neutral sugars and lignin in an intermittently anoxic marine environment. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**, 1963-1978.

- Curry, J.R. & Moore, G.M., 1974: Sedimentary and tectonic processes in the Bay of Bengal deep-sea fan and Geosyncline. In: The geology of continental margins. C. Burk und C.L. Drake (Eds.), Springer-Verlag, New York, 617-627.
- Curry, J.R., Emmel, F.J., Moore, D.G. & Raitt, R.W., 1982: Structure, tectonics, and geological history of the north eastern Indian Ocean. In: The ocean basins and margins. Vol. 6: The Indian Ocean, A.E.M. Nairn & F.G. Stehli (Eds.), 399-450.
- Currie, R.I., 1992: Circulation and upwelling off the coast of South-East Arabia. *Oceanologica Acta*, **15**, 43-60.
- Dagg, M.J., Green, E.P., McKee, B.A. & Ortner, P.B., 1996: Biological removal of fine-grained lithogenic particles from a large river plume. *J.Mar.Res.*, **54**, 149-160.
- Da Silva, A., Young, A. C. & Levitus, S., 1994. *Atlas of Surface Marine Data 1994, Vol. 1: Algorithms and Procedures*. NOAA Atlas NESDIS **6**, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C., 1994. Data achieved via: <http://ingrid.ldeo.columbia.edu/SOURCES/DASILVA/SMD94/.climatology/>
- Das, N., Desai, D.S. & Biswas, N.C., 1989: Cyclones and depressions over the Indian seas and the Indian sub-continent during 1987. *Mausam*, **40**, 1-12.
- Datta, D.K., 1999: Dissolved phosphate in the Ganges-Brahmaputra-Meghna river system in the Bengal Basin, Bangladesh. *Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderbd.* **82**, 131-138.
- Datta, D.K. & Subramanian, V., 1997: Nature of solute loads in the rivers of Bengal drainage basin, Bangladesh. *J. Hydrol.*, **198**, 196-208.
- Dauwe, B. & Middelburg, J.J., 1998: Amino Acids and hexosamines as indicator of organic matter degradation state in North Sea sediments. *Limnol. Oceanogr.*, **43**, 782-798.
- Dawson, R. & Mopper, K., 1978: A note on the losses of monosaccharides, amino sugars and amino acids from extracts during concentration procedures. *Anal. Biochem.*, **84**, 186-190.
- de Baar, H.J.W., de Jong, J.T.M., Bakker, D.C.E., Löscher, B.M., Veth, C., Bathmann, U. & Smetacek, V., 1995: Importance of iron for plankton blooms and carbon dioxide drawdown in the Southern Ocean. *Nature*, **373**, 412-415.
- De, T.K., Ghosh, S.K., Jana, T.K. & Choudhury, A., 1991: Phytoplankton bloom in the Hooghly estuary. *Ind. J. Mar. Sci.*, **20**, 134-137.
- De, U.S., Desai, D.S. & Bhandari, S.G., 1995: Weather. Monsoon season (June-September 1994). *Mausam*, **46**, 343-366.
- De, U.S., Desai, D.S. & Tikhe, M.R., 1995: Cyclones and depressions over the Indian seas and neighbourhood during 1994. *Mausam*, **46**, 227-234.
- Degens, E.T. & Mopper, K., 1975: Early diagenesis of organic matter in marine soils. *Soil Sciences*, **119**, 65-72.
- Degens, E.T. & Mopper, K., 1979: Early diagenesis of sugars and amino acids in sediments. In: *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks*. G. Larsen & G.V. Chilingar (Eds.). Elsevier, Amsterdam, 143-205.
- Degens, E.T. & Ittekkot, V., 1985: Particulate organic carbon: an overview. *Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderbd.* **58**, 7-27.
- DeMaster, D.J., 1981: The supply and accumulation of silica in the marine environment. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**, 1715-1732.
- DeMaster, D.J. & Pope, R.H., 1996: Nutrient dynamics in Amazon shelf waters: results from AMASSEDS. *Cont. Shelf Res.*, **16**, 263-289.
- DeSousa, S.N., Naqvi, S.W.A. & Reddy, C.V.G., 1981: Distribution of nutrients in the western Bay of Bengal. *Indian J. Marine Sci.*, **10**, 327-331.
- Deuser, W.G. & Ross, E.H., 1980: Seasonal change in the flux of organic carbon to the deep Sargasso Sea. *Nature*, **283**, 364-365.
- Deuser, W.G., Ross, E.H. & Anderson, R.F., 1981: Seasonality in the supply of sediment to the deep Sargasso Sea and implications for the rapid transfer to the deep ocean. *Deep-Sea Res.*, **24**, 495-505.
- Deuser, W.G., Brewer, P.G., Jickels, T.D. & Commeau, R.F., 1983: Biological control of the removal of abiogenic particles from the surface ocean. *Science*, **214**, 388-391.
- Deuser, W.G., Muller-Karger, F.E. & Hemleben, C., 1988: Temporal variation of particle fluxes in the deep subtropical and tropical North Atlantic: Eulerian versus lagrangian effects. *J. Geophys. Res.*, **93**, 6857-6862.
- Deuser, W.G., Jickells, T.D., King, P. & Commeau, J.A., 1995: Decadal and annual changes in biogenic opal and carbonate fluxes to the deep Sargasso Sea. *Deep-Sea Res.*, **42**, 1923-1932.
- Devassy, V.P., Bhattathiri, P.M.A. & Radhakrishna, K., 1983: Primary production in the Bay of Bengal during August 1977. *Mahasagar – Bull. National Inst. Oceanogr.*, **16**, 443-447.
- Dileep Kumar, M. & Li, Y.-H., 1996: Spreading of water masses and regeneration of silica and ²²⁶Ra in the Indian Ocean. *Deep-Sea-Res.*, **43 II**, 83-110.

- Duce, R.A. & Tindale, N.W., 1991: Atmospheric transport of iron and its deposition in the ocean. *Limnol. Oceanogr.*, **36**, 1715-1726.
- Dugdale, R.C. & Wilkerson, F.P., 1998: Silicate regulation of new production in the equatorial Pacific upwelling. *Nature*, **391**, 270-273.
- Dugdale, R.C., Wilkerson, F.P. & Minas, H.J., 1995: The role of a silicate pump in driving new production. *Deep-Sea Res.*, **42**, 697-719.
- Düing, W. & Leetma, A., 1980: Arabian Sea cooling. A preliminary heat budget. *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 307-312.
- Dunne, J.P., Murray, J.W., Aufdenkampe, A.K., Blain, S. & Rodier, M., 1999: Silicon-nitrogen coupling in the equatorial upwelling zone. *Global Biogeochem. Cycles*, **13**, 715-726.
- Dymond, J. & Lyle, M., 1985: Flux comparison between sediments and sediment traps in the eastern tropical Pacific: Implications for atmospheric CO₂ variations during the Pleistocene, *Limnol. Oceanogr.* **30**, 699-712.
- Dymond, J. & Collier, R., 1988: Biogenic particle fluxes in the equatorial Pacific: Evidence for both high and low productivity during the 1982-1983 El Niño. *Global Biogeochem. Cycles*, **2**, 129-137.
- Emmel, F.J. & Curray, J.R., 1983/1984: The Bengal submarine fan, northeastern Indian Ocean. *Geo-Mar. Letters*, **3**, 119-124.
- Eppley, R.W., Rogers, J.N. & McCarthy, J.J., 1969: Half-saturation constants for uptake of nitrate and ammonium by marine phytoplankton. *Limnol. Oceanogr.*, **14**, 912-920.
- Fink, A.H. & Speth, P., 1998: Tropical cyclones. *Naturwissenschaften*, **85**, 482-493.
- Fischer, G., 1991: Stable carbon isotope ratios of plankton carbon and sinking particulate matter from the Atlantic sector of the Southern Ocean. *Mar. Chem.*, **35**, 581-596.
- Fischer, G. & Wefer, G., 1996: Seasonal and interannual particle fluxes in the Eastern Equatorial Atlantic from 1989-1991: ITCZ migrations and upwelling. In: *Particle flux in the ocean*. V. Ittekkot, P. Schäfer, S. Honjo & P.J. Depetris (eds.). SCOPE, Wiley & Sons, Chichester, 199-214.
- Fischer, G., Fütterer, D., Gersonde, R., Honjo, S., Ostermann, D. & Wefer, G., 1988: Seasonal variability of particle flux in the Weddell Sea and its relation to ice cover. *Nature*, **335**, 426-428.
- Fowler, S.W. & Knauer, G.A., 1986: Role of large particles in the transport of elements and organic compounds through the oceanic water column. *Prog. Oceanogr.*, **16**, 147-186.
- France-Lanord, C. & Derry, L.A., 1994: $\delta^{13}\text{C}$ of organic carbon in the Bengal Fan: Source evolution and transport of C3 and C4 plant carbon to marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, 4809-4814.
- François, R., Altabet, M.A., Yu, E.-F., Sigman, D.M., Bacon, M.P., Frank, M., Borhmann, G., Bareille, G. & Labeyrie, L.D., 1997: Contribution of Southern Ocean surface-water stratification to low atmospheric CO₂ concentrations during the last glacial period. *Nature*, **389**, 929-935.
- George, M.D., Kumar, M.D., Naqvi, S.W.A., Banerjee, S., Narvekar, P.V., deSousa, S.N. & Jayakumar, D.A., 1994: A study of the carbon dioxide system in the northern Indian Ocean during premonsoon. *Mar. Chem.*, **47**, 243-254.
- Gomes, H.R., Goes, J.I. & Saino, T., 2000: Influence of physical and freshwater discharge on the seasonality of phytoplankton regime in the Bay of Bengal. *Cont. Shelf Res.*, **20**, 313-330.
- Goodbred Jr., S.L. & Kuehl, S.A., 1999: Holocene and modern sediment budget for the Ganges-Brahmaputra river system: Evidence for highstand dispersal to flood-plain, shelf and deep-sea depocenters. *Geol.*, **27**, 559-562.
- Gopala Krishna, V.V., Murty, V.S.N., Sarma, M.S.S. & Sastry J.S., 1993: Thermal response of the upper layer of Bay of Bengal to forcing of a severe cyclonic storm: A case study. *Ind. J. Mar. Sci.*, **22**, 8-11.
- Gowing, M.M., 1993: Seasonal radiolarian flux at the VERTEX North Pacific time-series site. *Deep-Sea Res.*, **40**, 517-545.
- Grimm, K.A., Lange, C.B. & Gill, S.G., 1997: Self-sedimentation of phytoplankton blooms in the geological record. *Sed. Geol.*, **110**, 151-161.
- Guo, L. & Santschi, P.H., 1997: Composition and cycling of colloids in marine environments. *Rev. Geophys.*, **35**, 17-40.
- Gupta, G.R., Desai, D.S. & Biswas, N.C., 1990: Weather. Monsoon season (June-September 1989). *Mausam*, **41**, 505-520.
- Gupta, G.R., Desai, D.S. & Biswas, N.C., 1991: Cyclones and depressions over the Indian seas and neighbourhood during 1990. *Mausam*, **42**, 227-240.
- Gupta, G.V.M. & Sarma, V.V., 1997: Biogenic silica in the Bay of Bengal during the southwest monsoon. *Oceanologica Acta*, **20**, 493-500.
- Gupta, L.P., Subramanian, V. & Ittekkot, V., 1997: Biogeochemistry of particulate organic matter transported by the Godavari River, India. *Biogeochem.*, **38**, 103-128.

- Guptha, M.V.S. & Mohan, R., 1996: Seasonal variability of the vertical fluxes of *Globigerina bulloides* (D'Orbigny) in the northern Indian Ocean. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, **79**, 1-17.
- Guptha, M.V.S., Curry, W.B., Ittekkot, V. & Muralinath, A.S., 1997: Seasonal variations in the flux of planktonic foraminifera: Sediment trap results from the Bay of Bengal, northern Indian Ocean. *J. Foram. Res.*, **27**, 5-19.
- Gust, G., Byrne, R.H., Bernstein, R.E., Betzer, P.R. & Bowles, W., 1992: Particle fluxes and moving fluids: experience from synchronous trap collections in the Sargasso Sea. *Deep-Sea Res.*, **39**, 1071-1083.
- Gust, G., Michaels, A.F., Johnson, R., Deuser, W.G., & Bowles, W., 1994: Mooring line motion and sediment trap hydromechanics: in situ intercomparison of three common deployment designs. *Deep-Sea Res.*, **41**, 831-857.
- Haake, B., 1990: Zur Biogeochemie der Sinkstoffe im Arabischen Meer: Implikationen für den marinen Kohlenstoffkreislauf. Diss. Univ. Hamburg, 164 S.
- Haake, B., Ittekkot, V., Honjo, S. & Manganini, S.J., 1993a: Amino Acid, hexosamine and carbohydrate fluxes to the deep Subarctic Pacific (Station P). *Deep-Sea Res.*, **40**, 547-560.
- Haake, B., Ittekkot, V., Rixen, T., Ramasvamy, V., Nair, R.R. & Curry, W.B., 1993b: Seasonality and interannual variability of particle fluxes to the deep Arabian Sea. *Deep-Sea Res.*, **40**, 1323-1344.
- Hamilton, S.E. & Hedges, J.I., 1988: The comparative geochemistry of lignins and carbohydrates in an anoxic fjord. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 129-142.
- Handa, N. & Tominaga, H., 1969: A detailed analysis of carbohydrates in marine particulate matter. *Mar. Biol.*, **2**, 228-235.
- Harvey, H.R., Tuttle, J.H. & Bell, J.T., 1995: Kinetics of phytoplankton decay during simulated sedimentation: Changes in biochemical composition and microbial activity under oxic and anoxic conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 3367-3377.
- Hashimoto, S., Kurita, Y., Takasu, Y. & Otsuki, A., 1998: Significant difference in the vertical distribution of nitrous oxide in the central Bay of Bengal from that in the western area. *Deep-Sea Res.*, **45**, 301-316.
- Haug, A. & Myklestad, S., 1976: Polysaccharides of marine diatoms with special reference to *Chaetoceras* species. *Mar. Biol.*, **34**, 217-222.
- Head, E.J.H., Harisson, W.G., Irwin, B.I., Horne, E.P.W. & Li, W.K.W., 1996: Plankton dynamics and carbon flux in an area of upwelling off the coast of Morocco. *Deep-Sea Res.*, **43**, 1713-1738.
- Hebbeln, D. & Wefer, G., 1991: Effects of ice coverage and ice-rafted material on sedimentation in the Fram Strait. *Nature*, **350**, 409-411.
- Hebbeln, D., Meggers, H., Lamy, F. & Wefer, G., 1999: Langzeitstudie des Partikelflusses im Peru/Chile Strom. *Ber. Fachbereich Geowiss. Univ. Bremen*, **131**, 24-25.
- Hecky, R.E., Mopper, K., Kilham, P. & Degens, E.T., 1973: The amino acid and sugar composition of diatom cell walls. *Mar. Biol.*, **19**, 323-331.
- Hedges, J.I. & Keil, R.G., 1995: Sedimentary organic matter preservation: an assesment and speculative synthesis. *Mar. Chem.*, **49**, 81-115.
- Hedges, J.I., Clark, W.A., Quay, P.D., Richey, J.E., Devol, A.H. & de M. Santos, U., 1986: Composition and fluxes of particulate organic material in the Amazon River. *Limnol. Oceanogr.*, **31**, 717-738.
- Hedges, J.I., Cowie, G.L., Richey, J.E., Quay, P.D., Benner, R., Strom, M. & Forsberg, B.R., 1994: Origins and processing of organic matter in the Amazon River as indicated by carbohydrates and amino acids. *Limnol. Oceanogr.*, **39**, 743-761.
- Hedges, J.I., Keil, R.G. & Benner, R., 1997: What happens to terrestrial organic matter in the ocean? *Org. Geochem.*, **27**, 195-212.
- Heinze, C.E., Maier-Reimer, K. & Winn, K., 1991: Glacial pCO₂ reduction by the World Ocean: Experiments with the Hamburg Carbon Cycle Model. *Paleoceanogr.*, **6**, 395-430.
- Henrichs, S.M. & Farrington, J.W., 1984a: Peru upwelling region sediments near 15°S. 1. Remineralization and accumulation of organic matter. *Limnol. Oceanogr.*, **29**, 1-19.
- Henrichs, S.M., Farrington, J.W. & Lee, C., 1984b: Peru upwelling region sediments near 15°S.2. Dissolved free and total hydrolyzable amino acids. *Limnol. Oceanogr.*, **29**, 20-34.
- Hernes, P.J., Hedges, J.I., Peterson, M.L., Wakeham, S.G. & Lee, C., 1996: Neutral carbohydrates of particulate material in the central equatorial Pacific. *Deep-Sea Res. II*, **43**, 1181-1204.
- Heussner, S., Durrieu de Madron, X., Radakovitch, O., Beaufort, L., Biscaye, P.E., Carbonne, J., Delsaut, N., Etcheber, H. & Monaco, A., 1999: Spatial and temporal patterns of downward particle fluxes on the continental slope of the Bay Biscay (northeastern Atlantic). *Deep-Sea Res. II*, **46**, 2101-2146.
- Hoffmann, V.E., 1990: Vergleichende sedimentologische und geochemische Untersuchung an Sedimentkernen aus dem Golf von Bengalen. Unveröff. Diplomarbeit, FB Geowissenschaften, Univ. Hamburg, 114 S.

- Holeman, J.N., 1986: The sediment yield of major rivers of the world. *Water Resources Res.*, **4**, 737-747.
- Honjo, S., 1980: Material fluxes and modes of sedimentation in the mesopelagic and bathypelagic zones. *J. Mar. Res.*, **38**, 53-97.
- Honjo, S., 1982: Seasonality and interaction of biogenic and lithogenic particulate flux at the Panama Basin. *Science*, **218**, 883-884.
- Honjo, S., 1996: Fluxes of particles to the interior of the open oceans. In: *Particle flux in the ocean*. V. Ittekkot, P. Schäfer, S. Honjo & P.J. Depetris (Eds.). SCOPE, Wiley & Sons, Chichester, 91-154.
- Honjo, S. & Doherty, K.W., 1988: Large aperture time-series oceanic sediments traps; design objectives, construction and application. *Deep-Sea Res.*, **35**, 133-149.
- Honjo, S. & Manganini, S.J., 1993: Annual biogenic fluxes to the interior of the North Atlantic Ocean, studied at 34°N 21°W and 48°N 21°W. *Deep-Sea Res.*, **40**, 587-607.
- Honjo, S., Manganini, S.J. & Cole, J.J., 1982: Sedimentation of biogenic matter in the deep ocean. *Deep-Sea Res.*, **29**, 609-625.
- Honjo, S., Hay, B.J., Manganini, S.J., Asper, V.L., Degens, E.T., Kempe, S., Ittekkot, V., Izdar, E., Konuk, Y.T. & Benli, H.A., 1987: Seasonal cyclicity of lithogenic particle fluxes at the Southern Black Sea Sediment Trap Station. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, SCOPE/UNEP Sonderbd., **62**, 19-39.
- Honjo, S., Spencer, D.W., & Gardner, W.D., 1992: A sediment trap intercomparison experiment in the Panama Basin, 1979. *Deep-Sea Res.*, **39**, 333-358.
- Howell, E.A., Doney, S.C., Fine, R.A. & Olson, D.B., 1997: Geochemical estimates of denitrification in the Arabian Sea and the Bay of Bengal during WOCE. *Geophys. Res. Letters*, **24**, 2549-2552.
- Hübscher, C., Spieß, V., Breitzke, M. & Weber, M.E., 1997: The youngest channel-levee system of the Bengal Fan: results from the digital sediment echosounder data. *Mar.Geol.*, **141**, 125-145.
- IGOSS, 1999: Integrated Global Ocean Services System Products Bulletin. <http://ingrid.ldgo.columbia.edu/SOURCES/IGOSS/.nmc/>
- Ittekkot, V., 1981: Verteilung von gelöstem organischen Kohlenstoff, gelösten Zuckern und Aminosäuren in Fladengrund, nördliche Nordsee (Flex 1976). *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, **51**, 115-187.
- Ittekkot, V., 1988: Global trends in nature of organic matter in river suspensions. *Nature*, **332**, 436-438.
- Ittekkot, V., 1993: The abiotically driven biological pump in the ocean and short-term fluctuations in atmospheric CO₂ contents. *Global and Planetary Change*, **8**, 17-25.
- Ittekkot, V. & Arain, R., 1986: Nature of particulate organic matter in the river Indus, Pakistan. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 1643-1653.
- Ittekkot, V. & Haake, B., 1990: The terrestrial link in the removal of organic carbon in the sea. In: *Facets of modern biogeochemistry*. V. Ittekkot, S. Kempe, W. Michaelis & A. Spitzky (eds.). Springer Verlag, Berlin Heidelberg New York, 318-325.
- Ittekkot, V., Brockmann, U., Michaelis, W. & Degens, E.T., 1981: Dissolved free and combined carbohydrates during a phytoplankton bloom in the northern North Sea. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **4**, 299-305.
- Ittekkot, V., Degens, E.T. & Brockmann, U., 1982: Monosaccharide composition of acid-hydrolyzable carbohydrates in particulate matter during a plankton bloom. *Limnol. Oceanogr.*, **27**, 770-776.
- Ittekkot, V., Degens, E. T. & Honjo, S., 1984a: Seasonality in the fluxes of sugars, amino acids and amino sugars to the deep ocean: Panama Basin. *Deep-Sea Res.*, **32**, 1071-1083.
- Ittekkot, V., Deuser, W. G. & Degens, E. T., 1984b: Seasonality in the fluxes of sugars, amino acids and amino sugars to the deep ocean: Sargasso Sea. *Deep-Sea Res.*, **31**, 1057-1069.
- Ittekkot, V., Safiullah, S., Mycke, B. & Seifert, R., 1985: Seasonal variability and geochemical significance of organic matter in the River Ganges, Bangladesh. *Nature*, **317**, 800-802.
- Ittekkot, V., Safiullah, S. & Arain, A., 1986: Nature of organic matter in rivers with deep sea connections: The Ganges-Brahmaputra and Indus. *Sci. Total Environment*, **58**, 93-107.
- Ittekkot, V., Nair, R.R., Honjo, S., Ramaswamy, V., Bartsch, M., Manganini, S. & Desai, B.N., 1991: Enhanced particle fluxes in Bay of Bengal induced by injection of fresh water. *Nature*, **351**, 385-387.
- Ittekkot, V., Haake, B., Bartsch, M., Nair, R.R. & Ramaswamy, V., 1992: Organic carbon removal in the sea: the continental connection. In: *Upwelling systems: Evolution Since the Early Miocene*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **64**, 167-176.
- Jennerjahn, T., 1994: Biogeochemie der Sedimente des brasilianischen Kontinentalrandes und angrenzender Mangrovegebiete zwischen 8° und 24°S. Unveröff. Dissertation Fachbereich Geowiss., Universität Hamburg, 152 S.
- Jennerjahn, T.C. & Ittekkot, V., 1997: Organic matter in sediments in the mangrove areas and adjacent continental margin of Brazil: I. Amino Acids and Hexosamines. *Oceanologica Acta*, **20**, 359-369.

- Jennerjahn, T.C. & Ittekkot, V., 1999: Changes in organic matter from surface waters to continental margin sediments off the São Francisco River, eastern Brazil. *Mar. Geol.*, **161**, 129-140.
- Jennerjahn, T., Liebezeit, G., Kempe, S., Xu, L.Q., Chen, W.B., Wong, H.K., 1992: Particle Flux in the Northern South China Sea. In: *Proc. of the Symp. on the Recent Contributions to the Geol. Hist. of the South China Sea*, Oct. 10-13, 1990, Hangzhou. Xianlong, J., Kudrass, H.R., Pautot, G. (Eds.): *Marine Geology and Geophysics of the South China Sea*.
- Jennerjahn, T.C., Ittekkot, V., Carvalho, C.E.V., Ovale, A.R.C., Rezende, C.E. & Erlenkeuser, H., 1999: Temporal variability of amino acid, hexosamine, and carbohydrate fluxes on the eastern Brazilian continental margin related to discharge of the São Francisco River, Brazil. *Geo-Mar. Letters*, **19**, 202-208.
- Johns, B. & Ali, A., 1992: On the formation of a western boundary current in the Bay of Bengal. *J. Mar. Systems*, **3**, 267-278.
- Johns, B., Rao, A.D. & Rao, G.S., 1992: On the occurrence of upwelling along the east coast of India. *Estuarine, Coastal Shelf Sci.*, **35**, 75-90.
- Johns, B., Rao, G.S., Dube, S.K. & Sinha, P.C., 1993: The effect of freshwater discharge from the Godavari River on the occurrence of local upwelling off the east coast of India. *Estuarine, Coastal Shelf Sci.*, **37**, 299-312.
- Kandler, O., 1979: Zellwandstrukturen bei Methan-Bakterien. *Naturwiss.*, **66**, 95-105.
- Karl, D.M. & Knauer, G.A., 1984: Vertical distribution, transport and exchange of carbon in the northeast Pacific Ocean: evidence for multiple zones of biological activities. *Deep-Sea Res.*, **31**, 221-243.
- Karstensen, J., Quadfasel, D. & Welsch, A., 1998: Physical oceanographic programme. In: Cruise Report, SO126, Bengal Shelf. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 15-34.
- Keeling, R.F., Piper, S.C. & Heimann, M., 1996: Global and hemispheric CO₂ sinks deduced from changes in atmospheric O₂ concentration. *Nature*, **381**, 218-221.
- Keil, R.G., Tsamakis, E.C., Fuh, C.B., Giddings, J.C. & Hedges, J.I., 1994: Mineralogical and textural controls on the organic composition of coastal marine sediments: Hydrodynamic separation using SPLITT-fractionation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, 879-893.
- Keil, R.G., Mayer, L.M., Quay, P.D., Richey, J.E. & Hedges, J.I., 1997: Loss of organic matter from riverine particles in deltas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**, 1507-1511.
- Keil, R.G., Tsamakis, E., Giddings, J.C. & Hedges, J.I., 1998: Biochemical distributions (amino acids, neutral sugars, and lignin phenols) among size-classes of modern marine sediments from the Washington coast. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **62**, 1347-1364.
- Kempe, S. & Schaumburg, M., 1996: Vertical particle flux in Lake Baikal. In: *Particle flux in the ocean*. V. Ittekkot, P. Schäfer, S. Honjo & P.J. Depetris (Eds.). SCOPE, Wiley & Sons, Chichester, 325-351.
- Kodina, L.A., 2000: Phytoplankton along the Ob river-Kara Sea transect: A carbon isotope approach. Abstract. Workshop „Siberian River Run-off. Moscow, January 16-21, 2000.
- Kristiansen, S., Farbro, T. & Naustvoll, L.-J., 2000: Production of biogenic silica by spring diatoms. *Limnol. Oceanogr.*, **45**, 472-478
- Kuehl, S.A., Hariu, T.M. & Moore, W.S., 1989: Shelf sedimentation off the Ganges-Brahmaputra river system: Evidence for the sediment bypassing to the Bengal fan. *Geology*, **17**, 1132-1135.
- Kumar, M.D., Naqvi, S.W.A., George, M.D. & Jayakumar, D.A., 1996: A sink for atmospheric carbon dioxide in the northeast Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, **101**, 18121-18125.
- LaFond, E.L., 1966: Bay of Bengal. In: *The Encyclopedia of Oceanography*. Reinh. Publ. Comp., New York, pp. 110-118.
- LaViolette, P.E., 1967: Temperature, salinity, and density of the world's seas: Bay of Bengal and Andaman Sea. Informal report No. 67-57. Naval Oceanographic Office, Washington, D.C., 81 pp.
- Lee, C., 1994: Controls on carbon preservation - New perspectives. *Chem. Geol.*, **114**, 285-288.
- Lee, C. & Cronin, C., 1982: The vertical flux of particulate organic nitrogen in the sea: Decomposition of amino acids in the Peru upwelling area and the equatorial Atlantic. *J. Mar. Res.*, **40**, 227-251.
- Lee, C., Wakeham, S.G. & Hedges, J.I., 1988: The measurement of oceanic particle flux - are swimmers a problem?. *Oceanography*, **1**, 34-36.
- Lee, C., Hedges, J.I., Wakeham, S.G. & Zhu, N., 1992: Effectiveness of various treatments in retarding microbial activity in sediment trap material and their effect on the collection of swimmers. *Limnol. Oceanogr.*, **37**, 117-130.
- Lee, C., Murray, D.W., Barber, R.T., Buesseler, K.O., Dymond, J., Hedges, J.I., Honjo, S., Manganini, S.J., Marra, J., Moser, C., Peterson, M.L., Prell, W.L. & Wakeham, S.G., 1998: Particulate organic carbon fluxes: compilation of results from the 1995 US JGOFS Arabian Sea Process Study. *Deep-Sea Res. II*, **45**, 2489-2501.

- Legeckis, R., 1987: Satellite observations of a western boundary current in the Bay of Bengal. *J. Geophys. Res.*, **92**, C12, 12974-12978.
- LEVITUS, 1994: <http://ingrid.ldgo.columbia.edu/SOURCES/LEVITUS94>
- Libes, S. M., 1992: An Introduction to Marine Biogeochemistry. J.Wiley & Sons, New York, 734 pp.
- Liebezeit, G., 1984: Particulate carbohydrates in relation to phytoplankton in the euphotic zone of the Bransfield Strait. *Polar. Biol.*, **2**, 225-228.
- Liebezeit, G., 1987: Early diagenesis of carbohydrates in the marine environment. I. Sediment trap experiments. In: Particle flux in the Ocean. E.T. Degens, E. Izdar and S.Honjo (eds.). *Mitt. Geol. Inst. Univ. Hamburg*, **62**, 279-299.
- Liebezeit, G., 1993: Applicability of carbohydrate biomarker criteria to recent sediments. *Senckenbergiana maritima*, **23**, 149-158.
- Madhupratap, M., Devassy, V.P., Nair, S.R.S. & Rao, T.S.S., 1980: Swarming of pelagic tunicates associated with phytoplankton bloom in the Bay of Bengal. *Ind. J. Mar. Sci.*, **9**, 69-71.
- Madhusudana Rao, C. 1985: Distribution of suspended matter in the waters of eastern continental margin of India. *Ind. J. Mar. Sci.*, **14**, 15-19.
- Mantoura, R.F.C., Law, C.S., Owens, N.J.P., Burkill, P.H., Woodward, E.M.S., Howland, R.J.M. & Llewellyn, C.A., 1993: Nitrogen biogeochemical cycling in the Northwestern Indian Ocean. *Deep-Sea Res. II*, **40**, 651-671.
- Marra, J., Bidigare, R.R., Dickey, T.D., 1990: Nutrients and mixing, chlorophyll and phytoplankton growth. *Deep-Sea Res.*, **37**, 127-143.
- Martin, J.H. & Fitzwater, S.E., 1988: Iron deficiency limits phytoplankton growth in the north-east Pacific subarctic. *Nature*, **331**, 341-343.
- McCarthy, M., Hedges, J. & Benner, R., 1996: Major biogeochemical composition of dissolved high molecular weight organic matter in seawater. *Mar. Chem.*, **55**, 281-297.
- McGillicuddy, D.J., Robinson, A.R., Siegel, D.A., Jannasch, H.W., Johnson, R., Dickey, T.D., McNeil, J., Michaels, A.F. & Knap, A.H., 1998: Influence of mesoscale eddies on the new production in the Sargasso Sea. *Nature*, **394**, 363-265.
- Meybeck, M., 1982: Carbon, nitrogen and phosphorus transport by world rivers. *Am. J. Sci.*, **282**, 401-450.
- Meyers, P.A., 1994: Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chem. Geol.*, **114**, 289-302.
- Michaelis, W., Mycke, B. & Richnow, H.-H., 1986: Organic geochemical indicators for reconstructions of Angola Basin sedimentation processes. In: Biogeochemistry of Black shales. E.T. Degens, A. Meyers and S.C. Brassell, (Eds.). *Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, **60**, 99-113.
- Michels, K.H., Kudrass, H.R., Hübscher, C., Suckow, A. & Wiedicke, M., 1998: The submarine delta of Ganges-Brahmaputra: cyclone-dominated sedimentation patterns. *Mar. Geol.*, **149**, 133-154.
- Middelburg, J.J. & Nieuwenhuize, J., 1998: Carbon and nitrogen stable isotopes in suspended matter and sediments from the Schelde Estuary. *Mar. Chem.*, **60**, 217-225.
- Milliman, J.D. & Meade, R., 1983: World wide delivery of river sediments to oceans. *J. Geol. Res.*, **9**, 1-19.
- Milliman, J.D. & Syvitski, J.P.M., 1992: Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: The importance of small mountainous rivers. *J. Geol.*, **100**, 525-544.
- Minagawa, M. & Wada, E., 1986: Nitrogen isotope ratios of red tide organisms in the East China Sea: A characterization of biological nitrogen fixation. *Mar. Chem.*, **19**, 245-259.
- Moers, M.E.C. & Larter, S.R., 1996: Neutral monosaccharides from a hypersaline tropical environment: Applications to the characterization of modern and ancient ecosystems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**, 3036-3071.
- Moers, M.E.C., DeLeeuw, J.W. & Baas, M., 1994: Origin and diagenesis of carbohydrates in ancient sediments. *Org. Geochem.*, **21**, 1093-1106.
- Mohan, R., 1997; Seasonal variation in the flux of planktic foraminifera: Sediment trap studies from the southern Bay of Bengal. Unpublished PhD Thesis, Banaras Hindu University, Varanasi, India.
- Mopper, K., 1978: Improved chromatographic separation on ion exchange resins. III Sugars in borate medium. *Anal. Biochem.*, **87**, 162-168.
- Mortlock, R.A. & Froelich, P.N., 1989: A simple method for rapid determination of biogenic opal in pelagic sediments. *Deep-Sea Res.*, **36**, 1415-1426.
- Müller, P.J., 1977: C/N ratios in Pacific deep-sea sediments: Effects of inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **11**, 765-776.
- Müller, P.J., Suess, E. & Ungerer A.E., 1986: Amino acids and amino sugars of surface particulate and sediment trap material from waters of the Scotia Sea. *Deep-Sea Res.*, **33**, 829-838.
- Murray, J.W., Young, J., Newton, J., Dunne, J., Chapin, T., Paul, B. & McCarthy, J.J., 1996: Export flux of particulate organic carbon from the central equatorial Pacific determined using a combined drifting trap ²³⁴Th approach. *Deep-Sea Res. II*, **43**, 1095-1132.

- Murty, V.S.N., Sarma, Y.V.B., Rao, D.P. & Murty, C.S., 1992: Water characteristics, mixing and circulation in the Bay of Bengal during southwest monsoon. *J. Mar. Res.*, **50**, 207-228.
- Murty, V.S.N., Gupta, G.V.M., Sarma, V.V., Rao, B.P., Jyothi, D., Shastri, P.N.M. & Supraveena, Y., 2000: Effect of vertical stability and circulation on the depth of the chlorophyll maximum in the Bay of Bengal May-June, 1996. *Deep-Sea Res.*, **47**, 859-873.
- Nair, R. R., Ittekkot, V., Manganini, S. J., Ramaswamy, V., Haake, B., Degens, E. T., Desai, B. N. & Honjo, S., (1989): Increased particle flux to the deep ocean related to monsoons. *Nature*, **338**, 749-751.
- Nakatsuka, T., Handa, N., Harada, N., Sugimoto, T. & Imaizumi, S., 1997: Origin and decomposition of sinking particulate organic matter in the deep water column inferred from the vertical distribution of its $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{14}\text{C}$. *Deep-Sea Res.*, **44**, 1957-1979.
- Naqvi, S.W.A., De Souza, S.N. & Reddy, C.V.G., 1978: Relationship between nutrients & dissolved oxygen with special reference to water masses in the western Bay of Bengal. *Indian J. Mar. Sci.*, **7**, 15-17.
- Naqvi, S.W.A., Noronha, R.J., Shailaja, M.S., Somasundar, K. & Sen Gupta, R., 1992: Some aspects of the nitrogen cycling in the Arabian Sea. In: Oceanography of the Indian Ocean. B.N. Desai (Ed.). Oxford & IBH, New Delhi, 285-311.
- Neuer, S., Ratmeyer, V., Davenport, R., Fischer, G. & Wefer, G., 1997. Deep water particle flux in the Canary Island region: seasonal trends in relation to long-term satellite derived pigment data and lateral sources. *Deep-Sea Res.*, **44**, 1451-1465.
- Ochiai, M., Ogino, M., Sasaki, K. & Okazawa, T., 1988: Behaviour of particulate carbohydrates and amino acids in the estuary of the Tama River. *Mar. Chem.*, **25**, 265-278.
- Opsahl, S. & Benner, R., 1999: Characterization of carbohydrates during early diagenesis in five vascular plant tissues. *Org. Geochem.*, **30**, 83-94.
- Pace, M.L., Knauer, G.A., Karl, D.M. & Martin, J.H., 1987: Primary production, new production and vertical flux in the eastern Pacific Ocean. *Nature*, **325**, 803-804.
- Parsons, T.R., Takahashi, M. & Hargrave, B., 1984: Biogeochemical oceanographic processes. 3rd edition. Pergamon Press, New York, 330pp.
- Parthasarathy, B., Rupa Kumar, K. & Kothawale, D.R., 1992: Indian summer monsoon rainfall indices: 1871-1990. *Meteorol. Mag.*, **121**, 174-185.
- Phani Prakash, K. & Raman, A.V., 1992: Phytoplankton characteristics and species assemblage patterns in northwest Bay of Bengal. *Indian J. Marine Sci.*, **21**, 158-160.
- Pilskaln, C.H. & Honjo, S., 1987: The fecal pellet fraction of biogeochemical particle fluxes to the deep sea. *Global Biogeochem. Cycles*, **1**, 31-48.
- Potemra, J.T., Luther, M.E. & O'Brian, J.J., (1991): The seasonal circulation of the upper ocean in the Bay of Bengal. *J. Geophys. Res.*, **96 (C)**, 12667-12683.
- Price, N.M., Ahner, B.A. & Morel, F.M.M., 1994: The equatorial Pacific Ocean: Grazer-controlled phytoplankton populations in an iron-limited ecosystem. *Limnol. Oceanogr.* **39**, 520-534.
- Qasim, S.Z., 1977: Biological productivity of the Indian Ocean. *Indian J. Mar. Sci.*, **6**, 122-137.
- Radhakrishna, K., (1978): Primary productivity of the Bay of Bengal during March-April 1976. *Indian J. Mar. Sci.*, **7**, 58-60.
- Radhakrishna, K., Bhattathiri, P.M.A. & Devassy, V.P., 1978: Primary productivity of the Bay of Bengal during August-September 1976. *Ind. J. Mar. Sci.*, **7**, 94-98.
- Ramage, C.S., 1971: Monsoon Meteorology. Academic Press, New York, 296 pp.
- Ramaswamy, V., Nair, R.R., Manganini, S., Haake, B. & Ittekkot, V., 1991: Lithogenic fluxes to the deep Arabian Sea measured by sediment traps. *Deep-Sea Res.*, **38**, 169-184.
- Ramaswamy, V. & Nair, R.R., 1994: Fluxes of material in the Arabian Sea and the Bay of Bengal - Sediment trap studies. *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)*, **103**, 189-210.
- Ramaswamy, V., Kumar, B.V., Parthiban, G., Ittekkot, V. & Nair, R.R., 1997: Lithogenic fluxes in the Bay of Bengal measured by sediment traps. *Deep-Sea Res.*, **44**, 793-810.
- Ramesh, R., Purvaja, G.R. & Subramanian, V., 1995: Carbon and phosphorus transport by the major Indian rivers. *J. Biogeography*, **22**, 2047-2053.
- Rao, R.R., Molinari, R.L. & Festa, J.F., 1989: Evolution of the climatological near-surface thermal structure of the tropical Indian Ocean. 1. Description of mean monthly mixed layer depth, and sea surface temperature, surface currents, and surface meteorological fields. *J. Geophys. Res.*, **94**, 10801-10815.
- Rao, C.K., Naqvi, S.W.A., Kumar, M.D., Varaprasad, S.J.D., Jayakumar, D.A., George, M.D. & Singbal, S.Y.S., 1994: Hydrochemistry of the Bay of Bengal: possible reasons for a different water-column cycling of carbon and nitrogen from the Arabian Sea. *Mar. Chem.*, **47**, 279-290.

- Rau, G.H., Takahashi, T., DesMarais, D.J., Rapeta, D.J. & Martin, J.H., 1992: The relationship between $\delta^{13}\text{C}$ of organic matter and $[\text{CO}_2(\text{aq})]$ in ocean surface water: data from a JGOFS site in the northeastern Atlantic ocean and a model. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**, 1413-1419.
- Reemtsma, T., Ittekkot, V., Bartsch, M & Nair, R.R., 1993: River inputs and organic matter fluxes in the northern Bay of Bengal: fatty acids. *Chem. Geol.*, **103**, 55-71.
- Reynolds, R.W., 1988. A real-time global sea surface temperature analysis. *J. Climate*, **1**, 75-86.
- Reynolds, R.W. & Marsico, D.C., 1993. An improved real-time global sea surface temperature analysis. *J. Climate*, **6**, 114-119.
- Rixen, T. 1995: Partikelfluss im Arabischen Meer: Kopplung zwischen monsunbeeinflussten Prozessen im Oberflächenwasser und in der Tiefsee. Unveröff. Diss., FB Geowiss., Univ. Hamburg, 100 pp.
- Rixen, T., Haake, B., Ittekkot, V., Guptha, M.V.S., Nair, R.R. & Schlüssel, P., 1996: Coupling between SW monsoon-related surface and deep ocean process as discerned from continuous particle flux measurements and correlated satellite data. *J. Geophys. Res.*, **101**, 28.569-28.582.
- Rixen, T., Ewald, S., Unger, D., Schlüssel, P. & Ittekkot, V., 1999: SO116-GOBENGAL. Poster, Statusseminar "Meeresforschung mit F/S Sonne", Freiberg, 10.-12. März 1999.
- Sackett, W.M., 1986: Uses of stable carbon isotope compositions of organic carbon in sedimentological studies on tropical marine systems. *Sci. Total Environm.*, **58**, 139-149.
- Sakugawa, H., Handa, N, 1985: Isolation and characterization of dissolved and particulate polysaccharides in Mikawa Bay. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 1185-1193.
- Sarin, M.M., Krishnaswami, S., Dilli, K., Somayajulu, B.L.K. & Moore, W.S., 1990: Major ion chemistry of the Ganga-Brahmaputra river system: Weathering processes and fluxes to the Bay of Bengal. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**, 997-1009.
- Sarnthein, M., Winn, K., Duplessy, J.-C. & Fontugne, M.R., 1988: Global variations of surface oceans productivity in low and mid latitudes: influence on CO_2 reservoirs of the deep oceans and atmosphere during the last 21,000 years. *Paleoceanography*, **3**, 361-399.
- Sastry, J.S., Rao, D.P., Murty, V.S.N., Sarma, Y.V.B., Suryanarayana, A. & Babu, M.T., 1985: Watermass structure in the Bay of Bengal. *Mahas. Bull. N.I.O.*, **18**, 153-162.
- Satyanarayana, D. & Prabhakara Murty, P.V.S. , 1990: Distribution of dissolved trace metals in western Bay of Bengal. *Indian J. Mar. Sci.*, **19**, 206-211.
- Schäfer, P., 1994: Zur Isotopenbiogeochemie des Stickstoffs im nördlichen Indischen Ozean. Unveröff. Dissertation, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Hamburg, 134 S.
- Schäfer, P., Ittekkot, V., Bartsch, M., Nair, R.R. & Tiemann, J., 1996: Freshwater influx and particle flux variability in the Bay of Bengal. In: *Particle flux in the ocean*. V. Ittekkot, P. Schäfer, S. Honjo & P.J. Depetris (Eds.). SCOPE, Wiley & Sons, Chichester, 271-292.
- Scheffer, P., Blume, H.-P., Brümmer, G., Hartge, K.-H. & Schwertmann, U., 1989: Lehrbuch der Bodenkunde. Enke Verlag, Stuttgart, 491pp.
- Schlesinger, W.H., 1997: Biogeochemistry. An analysis of global change. Academic press, 588 pp.
- Scholten, J. & Mangini, A., 1996: Radionuklid-Traceruntersuchungen zur Partikelmodifikation im Arabischen Meer. Fortsetzungsantrag im Rahmen JGOFS-Indik.
- Seifert, R., Emeis, K.-C., Michaelis, W. & Degens, E.T., 1990: 36.Amino acids and carbohydrates in sediments and interstitial waters from site 681, Peru continental margin. *Proc.Ocean Drilling Prog., Sci. Res.*, **112**, 555-566.
- Sen Gupta, R. & Naqvi, S.W.A., 1984: Chemical Oceanography of the Indian Ocean, north of the equator. *Deep-Sea Res.*, **31**, 671-705.
- Sen Gupta, R., De Souza, S.N. & Joseph, T., 1977: On nitrogen & phosphorus in the western Bay of Bengal. *Indian J. Mar. Sci.*, **6**, 107-110.
- Sharma, G.S., 1978: Upwelling off the southwest coast of India. *Indian J. Mar. Sci.*, **7**, 209-218.
- Shetye, S.R., Gouveia, A.D., Shenoi, S.S.C., Sundar, D., Michael, G.S., Almeida, A.M. & Santanam, K., 1990: Hydrography and circulation off the west coast of India during the southwest monsoon 1987. *J. Mar. Res.*, **48**, 259-378.
- Shetye, S.R., Shenoi, S.S.C., Gouveia, A.D., Michael, G.S., Sundar, D. & Nampoothiri, G., 1991: Wind-driven coastal upwelling along the western boundary of the Bay of Bengal during the southwest monsoon. *Cont. Shelf Res.*, **11**, 1397-1408.
- Shetye, S.R., Gouveia, A.D., Shenoi, S.S.C., Sundar, D., Michael, G.S. & Nampoothiri, G., 1993: The western boundary current of the seasonal subtropical gyre in the Bay of Bengal. *J. Geophys. Res.*, **98**, C1, 945-954.
- Shetye, S.R., Gouveia, A.D., Shankar, D., Shenoi, S.S.C., Vinayachandran, P.N., Sundar, D., Michael, G.S. & Nampoothiri, G., 1996: Hydrography and circulation in the western the Bay of Bengal during northeast monsoon. *J. Geophys. Res.*, **101**, C6, 14011-14025.

- Siegel, D.A. & Deuser, W.G., 1997: Trajectories of sinking particles in the Sargasso Sea: modeling of statistical funnels above deep-ocean sediment traps. *Deep-Sea Res.*, **44**, 1519-1541.
- Siegenthaler, U. & Sarmiento, J.L., 1993: Atmospheric carbon dioxide and the ocean. *Nature*, **365**, 119-125.
- Sigleo, A., 1996: Biochemical components in suspended particles and colloids: carbohydrates in the Potomac Patuxent Estuaries. *Org. Geochim.*, **24**, 82-93.
- Silver, M.W. & Gowing, M.M., 1991: The "Particle" flux: Origins and biological components. *Prog. Oceanogr.*, **26**, 75-113.
- Sirocko, F. & Ittekkot, V., 1992: Organic carbon accumulation rates in the holocene and glacial Arabian Sea: Implications for the global CO₂-budget. *Climate Dynamics*, **6**.
- Skoog, A. & Benner, R., 1997: Aldoses in various size fractions of marine organic matter: Implications for carbon cycling. *Limnol. Oceanogr.*, **42**, 1803-1810.
- Slutz R.J., S.J. Lubker, J.D. Hiskox, S.D. Woodruff, R.L. Lenne, D.H. Joseph, P.M. Steuer, J.D. Elms, 1985. Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set. Release 1. NOAA Environmental Research Laboratory, Boulder, CO, 268 pp.
- Smith Jr., W.O. & DeMaster, D.J., 1996: Phytoplankton biomass and productivity in the Amazon River plume: correlation with seasonal river discharge. *Cont. Shelf Res.*, **16**, 291-319.
- Sohrin, Y., Iwamoto, S., Matsui, M., Obata, H., Nakayama, E., Suzuki, K., Handa, N. & Ishii, M., 2000: The distribution of Fe in the Australian sector of the Southern Ocean. *Deep-Sea Res.*, **47**, 55-84.
- Subbaramayya, I. & Subba Rao, M., 1981: Cyclone climatology of the north Indian Ocean. *Indian J. Mar. Sci.*, **10**, 366-368.
- Subramanian, V., 1985: Geochemistry of river basins in the Indian subcontinent. Part I: Water chemistry, chemical erosion and water-mineral equilibria. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderbd.*, **58**, 495-512.
- Subramanian, V. & Ittekkot, V., 1991: Carbon transport by the Himalayan Rivers. In: Biogeochemistry of major world rivers. E.T. Degens, S.Kempe and J.E. Richey (eds.), SCOPE, Wiley & Sons Ltd., 356 pp.
- Subramanian, V., Richey, J.E. & Abbas, N., 1985: Geochemistry of river basins in the Indian subcontinent. Part II: Preliminary studies on the particulate C and N in the Ganges-Brahmaputra river system. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderbd.*, **58**, 513-518.
- Suess, E., 1980: Particulate organic carbon flux in the oceans – surface productivity and oxygen utilization. *Nature*, **288**, 260-263.
- Suryanarayana, A., Murty, V.S.N., Sarma, Y.V.B., Babu, M.T., Rao, D.P. & Sastry, J.S., 1992: Hydrographic features of the western Bay of Bengal in the upper 500 m under the influence of NE and SW monsoons. In: Oceanography of the Indian Ocean. B.B. Desai (Ed.), 595-604.
- Suryanarayana, A., Murty, V.S.N. & Rao, D.P., 1993: Hydrography and circulation of the Bay of Bengal during early winter, 1983. *Deep-Sea Res.*, **40**, 205-214.
- Suthhof, A. Jennerjahn, T.C., Schäfer, P. & Ittekkot, V., 2000: Nature of organic matter in surface sediments from the Pakistan continental margin and the deep Arabian Sea: amino acids. *Deep-Sea Res. II*, **47**, 329-351.
- Takahashi, K. & Bé, A.W.H., 1984: Planktonic foraminifera: factors controlling sinking speed. *Deep-Sea Res.*, **31**, 1477-1500.
- Tanoue, E. & Handa, N., 1987: Monosaccharide composition of marine particles and sediments from the Bering Sea and North Pacific. *Oceanologica Acta*, **10**, 91-99.
- Ternon, J.F., Oudot, C., Dessier, A & Diverres, D., 2000: A seasonal tropical sink for atmospheric CO₂ in the Atlantic ocean: the role of the Amazon River discharge. *Mar. Chem.*, **68**, 183-201.
- Tiemann, J., 1995: Saisonale und regionale Variabilität des Partikelflusses im Golf von Bengalen 1991. Unveröff. Diplomarbeit, Teil 1, FB Geowissenschaften, Univ. Hamburg, 76. S.
- Tréguer, P., Nelson, D.M., Van Bennekom, A.J., DeMaster, D., Leynaert, A. & Quéguiner, B., 1995: The silica balance in the World Ocean: A reestimate. *Science*, **68**, 375-379.
- Unger, D., 1995: Monsuninduzierte Variabilität des Partikelflusses im Zentralen Südchinesischen Meer. Unveröff. Diplomarbeit, Teil 1, FB Geowissenschaften, Univ. Hamburg, 87 S.
- Urrère, M.A. & Knauer, G.A., 1981: Zooplankton fecal pellets and vertical transport of particulate organic material in the pelagic environment. *J. Plankt. Res.*, **3**, 369-386.
- Varkey, M.J., Murty, V.S.N. & Suryanarayana, A., 1996: Physical Oceanography of the Bay of Bengal and Andaman Sea. *Oceanography and Marine Biology: an Annual Review*, **34**, 1-70.
- von Wersch, V., 1995: Saisonale und interanuelle Variabilität des Partikelflusses im zentralen Südchinesischen Meer unter besonderer Berücksichtigung des organischen Materials. Unveröff. Diplomarbeit, FB Geowissenschaften, Univ. Hamburg.
- Wada, E., Minagawa, M., Mizutani, H., Tsuji, T., Imaizumi, R. & Karasawa, K., 1987: Biogeochemical studies on the transport of organic matter along the Otsuchi River watershed, Japan. *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, **25**, 321-336.

- Waite, A., Safi, K.A., Hall, J.A. & Nodder, S.D., 2000: Mass sedimentation of picoplankton embedded in organic aggregates. *Limnol. Oceanogr.*, **45**, 87-93.
- Weber, M. E., Wiedicke, M., Kudrass, H.R. Hübscher, C. & Erlenkeuser, H., 1997: Active growth of the Bengal Fan during sea-level rise and highstand. *Geol.*, **25**, 315-318.
- Wefer, G., 1989: Particle Flux in the Ocean: Effects of episodic production. In: Productivity in the Ocean: Present and Past. W.H. Berger, V.S. Smetacek and G. Wefer (Eds.), 139-153, Wiley & Sons, Berlin.
- Weiss, R.F., Broecker, W.S., Craig, H. & Spencer, D., 1983: GEOSECS Ocean Expedition. Vol. 5: Hydrographic data 1977-1978. Washington D.C.
- Wiesner, M., Zheng, L., Wong, H.K., Wang, Y. & Chen, W., 1996: Fluxes of particulate matter in the South China Sea. In: *Particle flux in the ocean*. V. Ittekkot, P. Schäfer, S. Honjo & P.J. Depetris (Eds.). SCOPE, Wiley & Sons, Chichester, 293-312.
- Wyrtki, K., 1973: Physical Oceanography of the Indian Ocean. In: The Biology of the Indian Ocean. B. Zeitzschel und S.A. Gerlach (Eds.), Springer, 18-36.
- Zhang, S. & Haake, B., 1990: Dissolved and particulate carbohydrates during a tidal cycle in the Elbe estuary. *Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, **69**, 129-141.

Verzeichnis der Abbildungen

- Abb. 1: Globale Kohlenstoffreservoirs (in Gt C) und Kohlenstoffflüsse zwischen den einzelnen Reservoirs (in Gt C yr⁻¹) nach Siegenthaler & Sarmiento (1993) und Schlesinger (1997). PP = Primärproduktion, R = Respiration, TWB = Tiefenwasserbildung, DOC = gelöster organischer Kohlenstoff, DIC = gelöster anorganischer Kohlenstoff. Fett gedruckte Zahlen symbolisieren den anthropogenen Einfluss auf den Kohlenstoffkreislauf. 2
- Abb. 2: Schematische Darstellung der Wirkungsweise der Kohlenstoffpumpen (nach Heinze et al., 1991) 3
- Abb. 3: Karte des Arbeitsgebietes mit den Verankerungspositionen (◇) der Fallensysteme im nördlichen (NBBT), zentralen (CBBT) und südlichen (SBBT) Golf von Bengalen sowie Sedimentpositionen (★). 5
- Abb. 4: Klimatologische Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen über dem Arbeitsgebiet für die Monate April (NE-SW-Intermonsun), Juli (SWM), Oktober (SW-NE-Intermonsun) und Dezember (NEM) (Daten: DaSilva, 1994). 6
- Abb. 5: Generalisiertes Muster der saisonalen Ozeanoberflächenzirkulation im Golf von Bengalen für den Sommer und den Winter (nach Varkey et al., 1996). 7
- Abb. 6: Die über mehrere Jahre gemittelte Abflussrate der Flüsse Ganges, Brahmaputra, Godavari und Irrawaddy (oben) (Daten vom Global Runoff Data Centre, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz) und die monatliche prozentuale Verteilung des Sedimenteintrages der Flüsse Ganges und Brahmaputra (unten) (nach Ittekkot et al., 1986). 8
- Abb. 7: Klimatologische Verteilung der Salinität im Oberflächenwasser des Golfs von Bengalen im Februar und Juli (Daten: LEVITUS 1994). 9
- Abb. 8: Tiefenverteilung der Nährstoffe Silikat, Nitrat und Phosphat gemessen im Oktober 1987 (○) und im Januar/Februar 1994 (●) entlang eines Nord-Südprofils durch das Arbeitsgebiet von ca. 20°N bis 0°N. 13
- Abb. 9: Konzentration der Nährstoffe Silikat und Nitrat sowie das molare Verhältnis Silikat/Nitrat, gemessen im Oktober 1987 (○) und im Januar/Februar 1994 (●) entlang eines Nord-Südprofils durch das Arbeitsgebiet von ca. 20°N bis 0°N. 14
- Abb. 11: Die Konzentration des Nitrats aufgetragen gegen die Konzentration des Phosphats, gemessen im Oktober 1987 und Januar/Februar 1994. 15
- Abb. 12: Prozentuale Anteile der Hauptkomponenten an den Sinkstoffen der flachen (—), mittleren (- -) und tiefen (····) Fallen im nördlichen Golf von Bengalen. Von oben nach unten: Opal, Karbonat, organischer Kohlenstoff und lithogenes Material. Zur besseren Unterscheidung sind die Daten von NBBT-S des Jahres 1994 rot dargestellt. 27
- Abb. 13: Prozentuale Anteile der Hauptkomponenten an den Sinkstoffen der flachen (—), mittleren (- -) und tiefen (····) Fallen im zentralen Golf von Bengalen. Von oben nach unten: Opal, Karbonat, organischer Kohlenstoff und lithogenes Material. 28
- Abb. 14: Prozentuale Anteile der Hauptkomponenten an den Sinkstoffen der flachen (—), mittleren (- -) und tiefen (····) Fallen im südlichen Golf von Bengalen. Von oben nach unten: Opal, Karbonat, organischer Kohlenstoff und lithogenes Material. 29
- Abb. 15: Stationen im Schelfbereich des nördlichen Golf von Bengalen, an denen während der Forschungsfahrt SO 126 Suspensionsproben gewonnen wurden. 31
- Abb. 16: Korrelation des POC-Gehaltes mit dem Lithogengehalt in den Suspensionsproben (Dreiecke) sowie die Korrelation des POC-Gehaltes mit der Summe des Lithogen- und Opalgehaltes (Kreise). 32

- Abb. 17: Der prozentuale Anteil des labilen POC (LPOC-%) am gesamten organischen Kohlenstoff, der Reaktivitätsindex (RI), die Verhältnisse der Aminosäuren Asparaginsäure zu β -Alanin (Asp/b-Ala) und Glutaminsäure zu γ -Aminobuttersäure (Glu/g-Aba) sowie der prozentuale Anteil des an Aminosäuren und Aminozucker gebundenen Stickstoffs (AA+AS-N%) für Suspension aus dem Brahmaputra im Vergleich zu einigen Suspensionsproben aus dem Schelfbereich des Golf von Bengalen. 33
- Abb. 18: Spektrale Zusammensetzung (Mol-%) der Kohlenhydrate in den Suspensionsproben, berechnet auf Glc-freier Basis. 35
- Abb. 19: Vergleich der Zuckerspektren (Mol-%) der Suspensionsprobe PZ 10 und zweier Planktonproben (PP 1 und PP 2) (aus Cowie & Hedges, 1984). 35
- Abb. 20: Korrelation des RI gegen die Glc-Mol-% für die Suspensionsproben. PZ 48 fällt aufgrund der einwirkenden Vermischungsprozesse (siehe Text) aus der guten Korrelation heraus. 36
- Abb. 21: Schematische Darstellung der Prozesse, die die Verteilung und die Qualität der Schwebstoffe im nördlichen Schelfbereich des Untersuchungsgebietes beeinflussen. Die Zahlen bezeichnen die Herkunftsbereiche der jeweiligen Proben. 37
- Abb. 22: Durchschnittliche jährliche Flussraten der Hauptkomponenten in den flachen, mittleren und tiefen Fallen des nördlichen, zentralen und südlichen Golfs von Bengalen. 43
- Abb. 23: Durchschnittliche prozentuale Zusammensetzung der Sinkstoffe aus den tiefen Fallen an WAST, NBBT-N und SBBT. Die Größe der Kreise entspricht dem Gesamtfluss. 47
- Abb. 24: (nächste und übernächste Seite) Durchschnittlicher Jahrgang der SST und Windgeschwindigkeiten sowie die durchschnittlichen Flußmuster des Gesamtmaterials und der Hauptkomponenten in den flachen (—) und tiefen (····) Fallen an den Stationen NBBT-N, NBBT-S, CBBT und SBBT. Die feinen Signaturen markieren die Standardabweichung von 1 σ . 50
- Abb. 25: Klimatologische Temperaturverteilung in den oberen 250 m der Wassersäule für verschiedene Monate an SBBT (LEVITUS 94). 53
- Abb. 26: (Nächste Seite) Wöchentliche (—) und durchschnittliche (····) Windgeschwindigkeiten und SST an den Fallenstationen im nördlichen Golf von Bengalen sowie Gesamt- und Lithogenflüsse in den flachen (—) mittleren (----) und tiefen (····) NBBT-Fallen. Zur besseren Unterscheidung sind die Daten von NBBT-S für das Jahr 1994 rot dargestellt. 55
- Abb. 27: Opal- und Karbonatflussraten sowie das Verhältnis von Karbonat zu Opal in den flachen (—) mittleren (----) und tiefen (····) NBBT-Fallen. Zur besseren Unterscheidung sind die Daten von NBBT-S für das Jahr 1994 rot dargestellt. 57
- Abb. 28: Abfluß der beiden Flüsse Ganges und Brahmaputra und die Summe von beiden für den Zeitraum Oktober 1987 bis März 1992. Daten vom Global Runoff Data Centre, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz. 58
- Abb. 29: Verteilung der SST im April 1996. 59
- Abb. 30: Verhältnis der biogenen Komponenten zur lithogenen Komponente in den flachen (—) mittleren (----) und tiefen (····) NBBT-Fallen. 60
- Abb. 31: Verteilung der SST-Anomalie im August 1997. 61
- Abb. 32: Korrelation des Lithogenflusses mit dem Opalfluss an NBBT-S für die Jahre 1990 und 1992 sowie für das Jahr 1991. 62

- Abb. 33: Opal- (—) und Karbonatflüsse (.....) für die flachen NBBT-Fallen sowie die SST für die Jahre 1988-1977 (blau). 1994 ist nur NBBT-N gezeigt. Die Pfeile indizieren den Zeitpunkt von Sturmereignissen. 63
- Abb. 34: Verteilung der durchschnittlichen wöchentlichen SST in den Wochen 21.-27.4. und 28.4.-3.5.1991 mit Verlauf eines tropischen Zyklons, der den Golf vom 24.-30.4.1991 überquerte. 64
- Abb. 35: Vergleich der Flussraten der Hauptkomponenten an NBBT-N und NBBT-S im Jahr 1994 64
- Abb. 36: Korrelation der Hauptkomponenten Opal, lithogenes Material, POC und Karbonat an NBBT im Jahr 1994. 67
- Abb. 37: (Nächste Seite) Wöchentliche (—) und durchschnittliche (.....) Windgeschwindigkeiten und SST an den Fallenstationen im zentralen Golf von Bengalen sowie Gesamt- und Lithogenflüsse in den flachen (—) mittleren (----) und tiefen (.....) CBBT-Fallen. 69
- Abb. 38: Opal- und Karbonatflussraten sowie das Verhältnis von Karbonat zu Opal in den flachen (—) mittleren (----) und tiefen (.....) CBBT-Fallen. 71
- Abb. 39: Verhältnis der biogenen Komponenten zum lithogenen Material in den flachen (—), mittleren (----) und tiefen (.....) CBBT-Fallen. 72
- Abb. 40: (Nächste Seite) Wöchentliche (—) und durchschnittliche (.....) Windgeschwindigkeiten und SST an den Fallenstationen im südlichen Golf von Bengalen sowie Gesamt- und Lithogenflüsse in den flachen (—), mittleren (----) und tiefen (.....) SBBT-Fallen. 75
- Abb. 41: Opal- und Karbonatflussraten sowie das Verhältnis von Karbonat zu Opal in den flachen (—), mittleren (----) und tiefen (.....) SBBT-Fallen. Die roten Linien bezeichnen den Fluss der Foraminiferenschalen. 77
- Abb. 42: Monatlicher Durchschnitt der Windgeschwindigkeit und der SST für die SWM-Monate Juni-September der Jahre 1987-1998 an SBBT. Durchgehende Linien bezeichnen den aus allen monatlichen Werten gebildeten Durchschnitt. 78
- Abb. 43: Verteilung der durchschnittlichen monatlichen SST für die Monate Juli und August der Jahre 1988, 1992, 1993, 1994 und 1996. Die Gebiete mit blauer Signatur sind durch SST <28°C charakterisiert. 79
- Abb. 44: C/N-Werte, Corg/Ccarb-Verhältnisse und Flüsse des organischen Kohlenstoffs für die flachen (—), mittleren (----) und tiefen (.....) NBBT-Fallen. Zur besseren Unterscheidung sind die Daten von NBBT-S für das Jahr 1994 rot dargestellt. 83
- Abb. 45: C/N-Werte, Corg/Ccarb-Verhältnisse und Flüsse des organischen Kohlenstoffs für die flachen (—), mittleren (----) und tiefen (.....) CBBT-Fallen. 84
- Abb. 46: C/N-Werte, Corg/Ccarb-Verhältnisse und Flüsse des organischen Kohlenstoffs für die flachen (—), mittleren (----) und tiefen (.....) SBBT-Fallen. 85
- Abb. 47: Korrelation der aus den POC-Flüssen berechneten Primärproduktion und den Flüssen des opalinen und karbonatischen Materials. 86
- Abb. 48: Der anhand der Gleichungen (I)-(IV) aus einer Primärproduktion von $350 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ berechnete POC-Flux und die mit den Fallen ermittelten POC-Flüsse. 87
- Abb. 49: Flussraten der Kohlenhydrate in den flachen (—) und tiefen (.....) Fallen im nördlichen (oben), zentralen (Mitte) und südlichen (unten) Golf von Bengalen. 93
- Abb. 50: CHO-C% (—) und nicht-prot. AA Mol-% (.....) für die flache (oben) und tiefe (unten) Falle im nördlichen Golf von Bengalen. Für die tiefe Falle ist zusätzlich der berechnete Anteil der terrigenen CHO am Gesamt-CHO-Fluss aufgetragen (fette Linie mit Punkten). 99

- Abb. 51: CHO-C% (—) und nicht-prot. AA Mol-% (····) für die flache (oben) und tiefe (unten) Falle im zentralen Golf von Bengalen. Für die tiefe Falle ist zusätzlich der berechnete Anteil der terrigenen CHO am Gesamt-CHO-Fluss aufgetragen (fette Linie mit Punkten). 101
- Abb. 52: CHO-C% (—) und nicht-prot. AA Mol-% (····) für die flache (oben) und tiefe (unten) Falle im südlichen Golf von Bengalen. 102
- Abb. 53: Relative Anteile der Monomere Gal, Glc und Man aufgetragen für die Proben der flachen (●) und tiefen (○) Fallen im nördlichen, zentralen und südlichen Golf von Bengalen. 105
- Abb. 54: Ternärer Plot zum relativen Gehalt der Monomere Glc, Gal und Man in den Proben der flachen (●) und tiefen (○) Fallen von NBBT 01 und NBBT 02. 106
- Abb. 55: Korrelation der molaren Anteile der Xyl mit den molaren Anteilen der Glc für die Proben der flachen und tiefen NBBT-Fallen. 108
- Abb. 56: Vergleich der spektralen Zusammensetzung der Proben NBBT 01 und NBBT 06. 109
- Abb. 57: Vergleich der auf Glc-freier Basis berechneten Spektren der Sinkstoffe aus den tiefen Fallen . 109
- Abb. 58: Berechneter prozentualer Anteil des POC_{terr} am Gesamt-POC in den flachen (—), mittleren (- - -) und tiefen (····) Fallen im nördlichen (oben), zentralen (Mitte) und südlichen (unten) Golf von Bengalen. 113
- Abb. 59: Gehalte organischen Kohlenstoffs und Stickstoffs (Gew.-%) und die daraus resultierenden C/N Werte für die Suspensionsproben PZ 10+6, PZ 55, die Sedimente KL120, KL126 und GB23 sowie die entsprechenden Mittelwerte der Sinkstoffe an NBBT. 115
- Abb. 60: Anteil des an die labilen organischen Komponenten Aminosäuren, Aminosucker und Kohlenhydrate gebundenen organischen Kohlenstoffs (LPOC) und Stickstoffs (AA+AS-N) sowie der nicht-proteinogenen Aminosäuren β -Alanin und γ -Aminobuttersäure (nicht-prot. AA). Signatur wie in Abb. 59. 116
- Abb. 61: Kohlenhydrat (CHO)- und Aminosäure- und Aminosucker (AA+AS)-Gehalte in mg/g Probe. 117
- Abb. 62: Die relative Veränderung des prozentualen Anteils des organischen Kohlenstoffs (POC), und Stickstoffs (N), des labilen organischen Kohlenstoffs (LPOC) und des an AA+AS gebundenen Stickstoffs (AA+AS-N) (oben) . Veränderungen des Anteils des CHO- bzw. AA+AS-gebundenen Kohlenstoffs sowie der Konzentrationen der CHO und AA+AS von Suspension zu den Sinkstoffen ins Sediment (unten). 118
- Abb. 63: Vergleich der auf Glc-freier Basis berechneten Zuckerspektren für Suspension, Fallen und Sediment. 120
- Abb. 64: CO_2 -Fluss zwischen Ozean und Atmosphäre (aus Rixen et al., 1999). 121

Verzeichnis der Tabellen

| | |
|---|----|
| Tab. 1: Jährlicher Eintrag von Frischwasser und Sediment verschiedener in den nordöstlichen Indischen Ozean mündenden Flüsse. | 10 |
| Tab. 2: Einträge von Frischwasser, Silikat, gelöstem anorganischen Stickstoff und Phosphat über die bedeutendsten, in den nordöstlichen Indischen Ozean mündenden Flüsse. | 12 |
| Tab. 3: Literaturangaben zu saisonalen und regionalen Primärproduktionsraten in $\text{g C m}^{-2} \text{d}^{-1}$ im Golf von Bengalen | 16 |
| Tab. 4: Positionen und Verankerungstiefen der Fallen, Wassertiefe an den Stationen sowie Länge der Beprobungszeiträume und Dauer der Sammelintervalle. | 18 |
| Tab. 5: Technische und chemische Parameter der CHO-Analyse | 23 |
| Tab. 6: Analyseschritte der CHO-Trennung | 23 |
| Tab. 7: Analyseprogramm zur Bestimmung der AA und AS mit dem Alpha Plus 4151 | 24 |
| Tab. 8: Pufferansatz für die AA- und AS-Analytik | 24 |
| Tab. 9: Technische und chemische Parameter der AA- und AS-Analyse | 24 |
| Tab. 10: Quellen der in dieser Arbeit verwendeten Daten. Bulk bezeichnet die Gesamtpartikelflüsse sowie die Anteile der Hauptkomponenten Karbonat, biogenes Opal, lithogenes Material, organischer Kohlenstoff und Gesamtstickstoff. | 25 |
| Tab. 11: Ergebnisse der biogeochemischen Analysen an Suspensionsproben aus dem nördlichen Schelfbereich des Golf von Bengalen. | 38 |
| Tab. 12: Charakteristika der Stationen, an denen die Suspensionsproben gewonnen wurden. | 40 |
| Tab. 13: Minimale und maximale prozentuale Anteile der einzelnen Hauptkomponenten am Partikelfluss, mittlerer prozentualer Anteil der einzelnen Hauptkomponenten am Gesamtmaterial sowie durchschnittliche jährliche Flussraten der Einzelkomponenten und des Gesamtflusses für die verschiedenen Tiefen an den vier Fallenstationen im Golf von Bengalen. Die der Berechnung zugrunde liegenden Beprobungszeiträume für die einzelnen Fallen entsprechen den in Tab. 4 angeführten. | 42 |
| Tab. 14: (nächste Seite) Durchschnittliche jährliche Flussraten des Gesamtmaterials und der einzelnen Hauptkomponenten in verschiedenen Bereichen des Weltozeans. Quellen: (1) Bauerfeind et al., 1997; (2) Heussner et al., 1999; (3) Kempe & Schaumburg, 1996; (4) Honjo & Manganini, 1993; (5) Neuer et al., 1997; (6) frdl. mündl. Mitt. C. Gerbich; (7) Honjo et al., 1987; (8) Hebbeln & Wefer, 1991; (9) Fischer et al., 1988; (10) Honjo, 1982; (11) Honjo et al., 1982; (12) Fischer & Wefer, 1996; (13) frdl. mündl. Mitt. B. Gaye; (14) Jennerjahn et al., 1992; (15) Deuser et al., 1981. | 44 |
| Tab. 15: Saisonale Flüsse des Gesamtmaterials sowie der Einzelkomponenten (organischer Kohlenstoff, Karbonat, Opal, lithogenes Material) für die flachen und tiefen Fallen an den beiden Stationen NBBT-N und NBBT-S im nördlichen Golf von Bengalen. Angaben in g m^{-2} . | 68 |
| Tab. 16: Saisonale Flüsse des Gesamtmaterials sowie der Einzelkomponenten organischer Kohlenstoff, Karbonat, Opal und lithogenes Materials für die flachen und tiefen Fallen an der Station CBBT im zentralen Golf von Bengalen. Angaben in g m^{-2} | 74 |
| Tab. 17: Saisonale Flüsse des Gesamtmaterials sowie der Einzelkomponenten organischer Kohlenstoff, Karbonat, Opal und lithogenes Materials für die flachen und tiefen Fallen an der Station SBBT im südlichen Golf von Bengalen. Angaben in g m^{-2} | 81 |

- Tab. 18: Korrelationskoeffizient r zwischen den Flüssen des POC und dem Gesamt-, Opal-, Karbonat- und Lithogenfluss, ermittelt für alle Proben der flachen Fallen. 82
- Tab. 19: Im Rahmen von Sedimentfallenstudien in verschiedenen Bereichen der Tiefsee ermittelte durchschnittliche Flussraten von partikulären Kohlenhydraten, Kohlenhydratkonzentrationen sowie ihr Anteil am gesamten organischen Kohlenstoff. Quellen: (1) diese Arbeit; (2) Unger, 1995; (3) von Wersch, 1999; (4) Ittekkot et al., 1984a; (5) Ittekkot et al., 1984b; (6) Haake et al., 1993a; (7) Hernes et al., 1996; (8) Jennerjahn et al., 1999; (9) Haake, 1990. 94
- Tab. 20: Saisonale Flussraten der CHO in g m^{-1} sowie für die jeweilige Jahreszeit gemittelte Anteile des CHO-C am Gesamt-POC und Konzentration der CHO in mg g^{-1} für die flachen und tiefen Fallen im nördlichen, zentralen und südlichen Golf von Bengalen. 97
- Tab. 21. Durchschnittliche monomere Zusammensetzung der Kohlenhydratfraktion in den Proben der flachen und tiefen Fallen an den Stationen im nördlichen, zentralen und südlichen Golf von Bengalen. Ara und Fuc werden als Summe angegeben. Aus den Tabellen im Anhang können die individuellen Anteile dieser beiden Zucker an den Proben der ersten beiden Beprobungszeiträume entnommen werden. 103
- Tab. 22: Durchschnittliche monomere Zusammensetzung der Kohlenhydratfraktion in Sinkstoffen aus verschiedenen Meeresgebieten und für unterschiedliche Wassertiefen. PB-Panama Becken (Ittekkot et al., 1984b); SaS-Sargasso See (Ittekkot et al., 1984a), SCS-Südchinesisches Meer (Unger, 1995); EqPac-Äquatorialer Pazifik (Hernes et al., 1996); BrC-Brasilianischer Kontinentalrand (Jennerjahn et al., 1999), WAST, CAST, EAST- westliches, zentrales und östliches Arabisches Meer (Haake, 1992). 104
- Tab. 23: Zusammensetzung der Sedimente und Wassertiefe an den Positionen der Kerne KL 120, KL 126, GB 23 (NBBT-N) und GB 6 (SBBT). 114

Verzeichnis der Abkürzungen

| | |
|-------------------------------------|--|
| NBBT-N | Nördliche der beiden Sedimentfallenstationen im nördlichen Golf von Bengalen (N orthern B ay of B engal T rap- N orth) |
| NBBT-S | Südliche der beiden Sedimentfallenstationen im nördlichen Golf von Bengalen (N orthern B ay of B engal T rap- S outh) |
| CBBT | Sedimentfallenstation im zentralen Golf von Bengalen (C entral B ay of B engal T rap) |
| SBBT | Sedimentfallenstation im nördlichen Golf von Bengalen (S outhern B ay of B engal T rap) |
| WAST | Sedimentfallenstation im westlichen Arabischen Meer (W estern A rabian S ea T rap) |
| PZ | P umpenzentrifuge: Bezeichnung der Suspensionsstationen |
| KL | Kolbenlot |
| GB | Kastengreifer |
| sh | shallow = flache Falle |
| md | middle = mittlere Falle |
| dp | deep = tiefe Falle |
| | |
| SWM | Südwestmonsun |
| NEM | Nordostmonsun |
| SW-NE | Südwest-Nordost Intermonsun |
| NE-SW | Nordost-Südwest-Intermonsun |
| IMC | Indische Monsunströmung (I ndian M onsoon C urrent) |
| OMZ | Sauerstoffminimumzone (O xygen M inimum Z one) |
| HNCL | Gebiete mit hohem Nährstoffangebot und geringer Primärproduktion (H igh N utrient L ow C hlorophyll) |
| C _{org} | Partikulärer organischer Kohlenstoff |
| POC | Partikulärer organischer Kohlenstoff (P articulate O rganic C arbon) |
| N | Partikulärer Stickstoff |
| C/N | Verhältnis von organischem Kohlenstoff zum Gesamtstickstoff |
| POC _{terr} | theoretischer Anteil des terrestrischen partikulären organischen Kohlenstoffs am gesamten partikulären organischen Kohlenstoff |
| C _{org} /C _{carb} | Verhältnis von organischem Kohlenstoff zu Karbonatkohlenstoff |
| carb/opal | Verhältnis von Karbonat zu Opal |
| biogen/liith | Verhältnis von Karbonat+Opal zu lithogenem Material |
| SST | Ozeanoberflächentemperatur (S ea S urface T emperature) |
| TSM | Gesamtsuspensionskonzentration (T otal S uspended M atter) |
| ind m ⁻² d ⁻¹ | Individuen pro Quadratmeter und Tag |
| mg m ⁻² d ⁻¹ | Milligramm pro Quadratmeter und Tag |
| g m ⁻² yr ⁻¹ | Gramm pro Quadratmeter und Jahr |
| | |
| Asp/β-Ala | Verhältnis von Asparaginsäure zu β-Alanin (Mol-%) |
| Glu/γ-Aba | Verhältnis von Glutaminsäure zu γ-Aminobuttersäure |
| RI | Reaktivitätsindex |
| nicht-prot. AA | nicht-proteinogene Aminosäuren |
| LPOC | Labiler partikulärer organischer Kohlenstoff (L abile P articulate O rganic C arbon) |
| AA-C% | %-Anteil des Aminosäurenkohlenstoffs am gesamten organischen Kohlenstoff |
| AA-N% | %-Anteil des Aminosäurenstickstoffs am gesamten Stickstoff |
| AS-C% | %-Anteil des Aminosäurekohlenstoffs am gesamten organischen Kohlenstoff |
| AS-N% | %-Anteil des Aminosäurestickstoffs am gesamten Stickstoff |
| CHO-C% | %-Anteil des Zuckerkohlenstoffs am gesamten organischen Kohlenstoff |
| AA/AS | Verhältnis der Aminosäuren zu den Aminosäuren (Flussraten) |
| AA+AS-C%/CHO-C% | Verhältnis Aminosäuren und -zucker /Zucker (Flussraten) |
| CHO | Partikuläre Kohlenhydrate |

Aminosäuren:

| | |
|---------------|----------------------------|
| Ala | Alanin |
| Arg | Arginin |
| Asp | Asparaginsäure |
| Glu | Glutaminsäure |
| Gly | Glyzin |
| His | Histidin |
| Ile | Iso-Leuzin |
| Leu | Leuzin |
| Lys | Lysin |
| Met | Methionin |
| Phe | Phenylalanin |
| Thr | Threonin |
| Tyr | Tyrosin |
| Ser | Serin |
| Orn | Ornithin |
| Val | Valin |
| β -Ala | β -Alanin |
| γ -Aba | γ -Aminobuttersäure |
| Galam | Galaktosamin |
| Gluam | Glukoseamin |

Kohlenhydrate:

| | |
|-----|-----------|
| Ara | Arabinose |
| Fuc | Fukose |
| Fru | Fruktose |
| Gal | Galaktose |
| Glc | Glukose |
| Man | Mannose |
| Rha | Rhamnose |
| Rib | Ribose |
| Xyl | Xylose |

Hiermit versichere ich, dass ich diese Dissertation selbständig und nur unter Anwendung der angegebenen Hilfsmittel erstellt habe. Die wörtlich oder sinngemäß aus der Literatur übernommenen Zitate sind unter Angabe der Quellen kenntlich gemacht worden.

Daniela Unger

Danksagung

Mein besonderer Dank gilt Herrn Professor Dr. V. Ittekkot, der das Thema dieser Arbeit vergeben hat und mich durch anregende Diskussionen und sein Interesse an dieser Arbeit sehr unterstützt hat. Für Fragen und Probleme hatte er immer ein offenes Ohr.

Ich möchte mich auch bei Frau Dr. Birgit Gaye-Haake für ihre Unterstützung bei der Erstellung dieser Arbeit und für die Durchsicht einer früheren Version bedanken. Der nötige Endspurt zur Beendigung dieser Arbeit erfolgte auf ihre Anregung hin.

Allen Personen, die mir im Labor durch große und kleine Diskussionen und Hilfestellungen der verschiedensten Art behilflich waren, möchte ich meinen Dank ausdrücken. Hier sind namentlich zu erwähnen Christian Gerbich, Jörg Tiemann, Dr. Petra Schäfer (von der ich den Golf quasi geerbt habe), Dr. Tim Jennerjahn und Dr. Martin Wiesner. Ein besonderes Dankeschön geht an Holger Breul, Fritjof Hagemann, Volker Hutfils, Niko Lahajnar, Kirsten Neumann, Gunnar Schroll und Dirk Wittkuhn, die mich durch ihre Analysen im Labor unterstützten.

Auch allen anderen, die nicht so konkret beteiligt waren, möchte ich meinen Dank für die nette Zusammenarbeit aussprechen. Erwähnen möchte ich hier vor allem Ieda Maria Silveira und Lallan P. Gupta, mit denen ich lange Zeit das Arbeitszimmer teilte.

Den Mitarbeiterinnen von Dr. U. Brockmann, Ilse Büns und Monika Schütt gilt mein Dank für die Analyse der Nährstoffe. Dr. Tim Rixen möchte ich für die Überlassung der Winddaten sowie für die Hilfe bei der „Sturmauswertung“ danken. Ralf Lendt und Johannes Karstensen standen immer für Fragen zur Verfügung. Dr. M.V.S. Guptha und Dr. V.S.N. Murty, beide vom NIO in Goa, haben mich (meist per e-mail) unterstützt. Dr. K.-H. Baumann hat mir unbekannterweise in Sachen Coccolithen weitergeholfen. Allen Menschen, die auf dem Schiff zum Gelingen der Arbeiten beigetragen haben, möchte ich ebenso danken.

Heike Frank hat in der letzten heißen Phase geholfen, Rechtschreibfehler ausfindig zu machen, dafür danke ich ihr herzlich. Allen Freundinnen und Freunden, die mich durch ihre Freundschaft und Zuneigung unterstützt haben, sei ebenso wie meiner Familie ein herzliches Dankeschön ausgesprochen.

Meinem Freund Jörg Tiemann danke ich von ganzem Herzen nicht nur für die großartige Hilfe (praktischer und moralischer Art), die er mir während der Fertigstellung dieser Arbeit hat zukommen lassen.