

**Flächenbezogene Bilanzierung der benthischen Remineralisierung
von organischem Kohlenstoff in Teilregionen des Atlantiks
unter Anwendung eines Geoinformationssystemes**

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

vorgelegt von
ANGELA SCHÄFER-PINTO
Kiel 1999

1 Einleitung	1
1.1 Stand der Forschung	3
1.2 Arbeitsansatz	4
2 Untersuchungsgebiete	9
2.1 Nördlicher Nordatlantik	9
2.1.1 Morphologie	10
2.1.2 Wassermassen, Zirkulationsmuster und Tiefenwasserbildung	10
2.1.3 Sedimentologie	12
2.1.4 Eisbedeckung und Eisrandzone	14
2.2 Nordwestatlantik	15
2.2.1 Morphologie	15
2.2.2 Zirkulationsmuster und Golfstrom	16
2.3 Äquatorialer Ostatlantik	19
2.3.1 Morphologie	19
2.3.2 Zirkulationsmuster und Auftriebsgeschehen	20
3 Einsatz eines Geoinformationssystemes (GIS)	22
3.1 Was bedeutet GIS?	22
3.2 Softwarevoraussetzungen	23
3.3 Georelationales Datenmodell	24
3.4 Vektordatenmodell (VDM)	25
3.4.1 Topologie	26
3.4.2 Deskriptive Daten	26
3.4.3 <i>Coverage</i>	27
3.5 Rasterdatenmodell (RDM)	28
3.5.1 <i>Grid</i>	28
3.5.2 Oberflächenmodell	28
3.5.3 Auflösung	29
3.5.4 Kategorisches und kontinuierliches Rasterdatenmodell	29
3.5.5 Modellierung von <i>Grids</i>	30
3.6 Image	31
3.7 Georeferenzierung	32
3.8 Kartenprojektion	36
3.8.1 Geographische Darstellung	36
3.8.2 Flächentreue Azimuthal-Projektion nach Lambert	36
3.8.3 Daten- <i>Resampling</i>	38
3.9 Statistische Auswertung und räumliche Bilanzierung mit <i>Overlay</i>-Technik	39
3.10 Eignung des Rasterdatenmodells (RDM) zur Modellierung und Bilanzierung	40
3.11 Dateneinarbeitung und -prozessierung in GIS	41

4 Mariner biogeochemischer Kohlenstoffkreislauf	44
4.1 Primärproduktion	44
4.1.1 Photosynthese.....	45
4.1.1.1 Lichtintensität.....	46
4.1.1.2 Hydrodynamische Stabilität.....	47
4.1.1.3 Nährstoffangebot.....	47
4.1.2 Bestimmungsmethoden der Primärproduktion.....	48
4.1.2.1 Direkte <i>in situ</i> -Messungen.....	48
4.1.2.2 Indirekte Bestimmung aus Satellitenfernerkundungsdaten.....	49
4.1.3 Primärproduktionsmodelle mit Hilfe des Multi-Spektral-Scanners.....	51
4.1.3.1 Modelltypen.....	51
4.1.3.2 Einfluß der Modellvariablen auf Primärproduktionsbestimmungen.....	53
4.1.4 Abschätzungen zur globalen Primärproduktion.....	54
4.2 Export und Transport in die Tiefsee	56
4.2.1 Export.....	56
4.2.2 Transport.....	57
4.3 Benthische Remineralisierung und Einbettung von C_{org}	58
4.3.1 Grundlagen der benthischen Remineralisierung.....	58
4.3.1.1 Frühdiagenese im Sediment.....	59
4.3.1.2 Berechnung benthischer Stoffflüsse.....	60
4.3.1.3 Umrechnung von O ₂ -Respiration in C _{org} -Remineralisation.....	62
4.3.2 Techniken und Qualität benthischer O ₂ -Messungen.....	63
4.3.2.1 Diffusive Sedimentsauerstoffzehrung (DSOD).....	63
4.3.2.2 Totale Sedimentsauerstoffzehrung (TSOD).....	64
4.3.2.3 <i>ex situ</i> - versus <i>in situ</i> -Messungen.....	65
4.3.3 Quantifizierung benthischer O ₂ - und C _{org} -Flüsse.....	66
4.3.4 Saisonalität benthischer O ₂ -Flüsse.....	67
4.3.5 Einbettung von C _{org}	69
4.3.5.1 Bestimmende Faktoren.....	69
4.3.5.2 Berechnung der C _{org} -Einbettungsrate.....	70
4.3.5.3 Datenqualität der Sedimentakkumulationsraten und C _{org} -Gehalte.....	72
4.4 Abschließendes Schema zum marinen organischen Kohlenstoffkreislauf	75

5 Datengrundlage und Methodik	76
5.1 Flächendeckende Datensätze	76
5.1.1 Bathymetrie	76
5.1.2 Primärproduktion	80
5.1.3 Sedimentakkumulation	84
5.1.4 Fazieskarten.....	86
5.1.5 C _{org} -Gehalte	87
5.2 Lokale Meßwerte	89
5.2.1 Benthische F _{O₂} - und F _{C_{rem}} -Daten.....	89
5.2.2 Sedimentakkumulationsraten	96
5.2.3 C _{org} -Gehalte im Oberflächensediment.....	96
5.3 Berechnung der C_{org}-Flüsse	97
5.3.1 Benthische Remineralisierung.....	97
5.3.1.1 Empirische Beziehung zwischen Primärproduktion, Wassertiefe und C _{org} -Fluß ..	97
5.3.1.2 Nichtlineare multiple Regressionsanalyse	99
5.3.2 C _{org} -rain rate	101
5.3.3 C _{org} -Einbettung.....	101
5.4 Erstellung der Stoffflußkarten und Massenbilanzen	102
5.4.1 Erstellung der benthischen Kohlenstoffflußkarten	102
5.4.2 Kartenerstellung zu Akkumulationsraten und C _{org} -gehalten im nördlichen Nordatlantik	104
5.4.3 Flächenbezogene Massenbilanzierung	109
6 Ergebnisse und Diskussion	113
6.1 Empirische Gleichungen und Daten	113
6.1.1 Regressionen und Fehlerbetrachtungen.....	113
6.1.2 Qualitative Kontrolle der Regressionen	121
6.2 Flächenbezogene Stoffflußverteilung und Massenbilanzen	131
6.2.1 Primärproduktion	131
6.2.2 Tiefenverteilung benthischer Remineralisation und C _{org} -Einbettung	136
6.2.3 Regionale Bilanzen im Vergleich globaler Abschätzungen	148
6.2.4 Regionale Bilanzen und biogeographische Eigenschaften	154
7 Schlußfolgerungen und Zusammenfassung	165
Danksagung	168
Literaturverzeichnis	169

1 Einleitung

In Anbetracht der Bedeutung des Treibhausgases CO_2 für mögliche Klimaveränderungen ist das Verständnis des globalen Kohlenstoffkreislaufes Gegenstand aktueller Forschung geworden, insbesondere diejenigen Prozesse innerhalb des Kohlenstoffkreislaufes, die zu einer Verringerung des atmosphärischen Kohlendioxids führen können. Da gegenwärtig der CO_2 -Gehalt der Ozeane ca. 50 mal höher ist als in der Atmosphäre (Bigg, 1996), stellen die Ozeane aufgrund ihres großen Speichervermögens die wirkungsvollsten Senken und Klimapuffer für atmosphärisches CO_2 dar. Der Transfer von Kohlenstoff von der Meeresoberfläche in die Tiefsee kann daher einen drastischen Einfluß auf den langfristige CO_2 -Gehalt unserer Atmosphäre ausüben. Um gegenwärtige, vergangene und zukünftige Rückkopplungseffekte zwischen Ozean und Atmosphäre zu erkennen, sind fundierte Kenntnisse über den marinen Kohlenstoffkreislauf nötig. Eines der großen Ziele mariner Wissenschaften ist die Erforschung der Prozesse, die den marinen biogeochemischen Kreislauf bezüglich der Aufnahme und des Entzuges von CO_2 kontrollieren und dessen Quantifizierung. Im Rahmen dieser Arbeit werden neue Ansätze zur flächenbezogenen Modellierung des marinen Kohlenstoffkreislaufes vorgestellt. Mit Hilfe regionaler empirischer Untersuchungen einheitlicher benthischer Datensätze und deren Extrapolation wurden in detaillierten Studien tiefenbezogener Verteilungen benthischer Kohlenstoffflüsse aufgestellt und bilanziert. Somit konnten auf einer regionalen Ebene Rückkopplungsmechanismen benthisch-pelagischer Prozesse untersucht werden, um letztendlich ein umfassendes Bild der regionalen Variabilität des marinen Kohlenstoffkreislaufes zu erhalten.

Obwohl der Ozean einen wesentlich höheren Anteil an CO_2 aufnehmen kann als die Atmosphäre, bildet er keine unendlich große Senke für CO_2 . Generell können zwei natürliche Prozesse unterschieden werden, die dem Ozeanwasser langfristig CO_2 entziehen können. Einerseits abiotische chemische Lösungs- und Fällungsreaktionen und andererseits die Fixierung in organischen Verbindungen durch biologische Aktivitäten. Ein bekanntes erdgeschichtliches Beispiel für die Bindung von Kohlenstoff sind die massiven Karbonatgesteinsformationen der Kreidezeit (144 bis 66 Millionen Jahren) (Bigg, 1996; Thurman, 1997). Große Mengen Kohlenstoff wurden darin gespeichert und im geologischen Sinne langfristig dem Kohlenstoffkreislauf der Atmosphäre und des Ozeans entzogen.

Im Vergleich zu diesen langfristigen Schwankungen im Kohlenstoffkreislauf sind heutzutage vielmehr biologische Aktivitäten aufgrund ihrer schnelleren Reaktionszeiten maßgebend für die Pufferwirkung der Ozeane gegenüber dem CO_2 -Anstieg der Atmosphäre. Produktion und Recycling von organischem Kohlenstoff gelten als ein wesentlicher Motor des marinen Kohlenstoffkreislaufes. Diese natürlichen Prozesse finden in erster Linie an der Meeresoberfläche in der lichtdurchfluteten Zone statt. Algen produzieren bei der Photosynthese organisch gebundenen Kohlenstoff (C_{org}), indem sie im Meerwasser gelöstes CO_2 und Nährstoffe aufneh-

men und Sonnenlicht als Energiequelle nutzen. Der größte Teil des primär produzierten organischen Materials (Primärproduktion) wird innerhalb der photischen Zone umgesetzt und somit dem atmosphärischen Kohlenstoffkreislauf über Wochen und Monate entzogen (Abb. 1).

Ein kleiner Teil des primär gebildeten organischen Kohlenstoffes sinkt in Form abgestorbener Organismen und *fecal pellets* als Exportproduktion aus der photischen Zone in größere Wassertiefen ab. Davon wird der Hauptanteil in der Wassersäule remineralisiert, d.h. abgebaut und in Form gelöster Nährstoffe und anorganischen CO_2 dem Kreislauf wieder zugeführt (Abb. 1), so daß wiederum nur ein geringer Anteil des organischen Materials letztendlich den Meeresboden erreicht. Organisches Material, das in der Wassersäule unterhalb der winterlichen Durchmischungstiefe remineralisiert wird, unterliegt nicht mehr dem direkten CO_2 -Austausch zwischen Atmosphäre und Ozean bzw. den Prozessen der Primärproduktion in der photischen Zone. Die Verweildauer organischen Kohlenstoffs in tieferen Zonen des Ozeans kann in Abhängigkeit der Umwälzungsraten großer Wassermassen Hunderte von Jahren betragen (Broecker und Peng, 1982; Lampitt und Antia, 1997).

Das organische Material, das den Meeresboden erreicht, wird dort weitgehendst von benthischen Organismen abgebaut und ebenfalls als CO_2 in das Bodenwasser zurückgeführt. Ein kleiner Prozentsatz des organischen Materials am Meeresboden wird jedoch nicht weiter abgebaut, sondern durch Sedimentation eingebettet (Abb. 1). Dieser Anteil organischen Kohlenstoffs wird somit dem Kohlenstoffkreislauf langfristig entzogen und in Sedimenten und Gesteinen über geologische Zeitspannen (tausend bis Millionen Jahre) hinweg gespeichert.

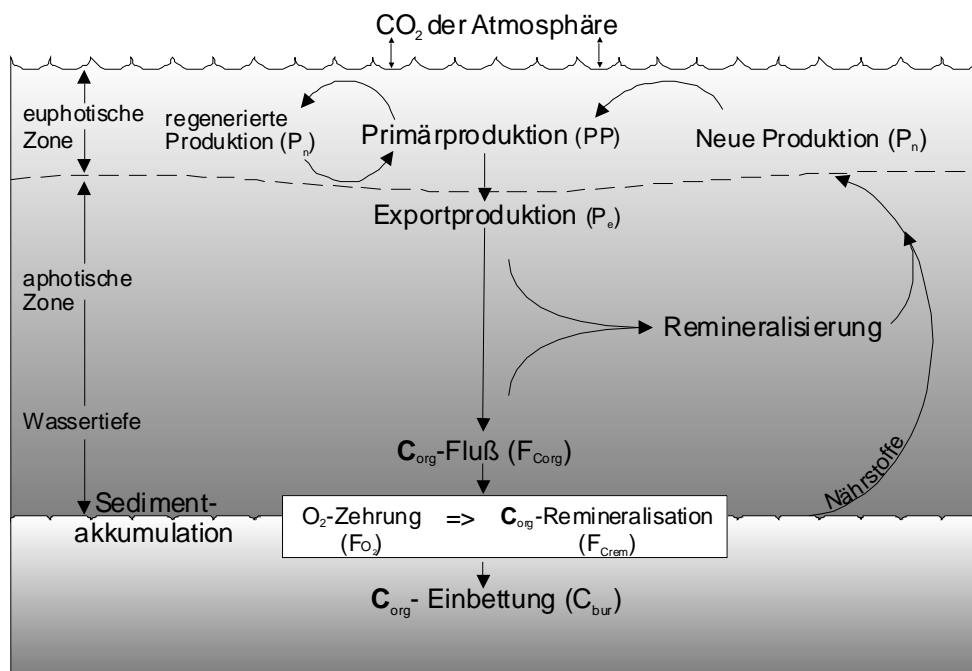


Abb. 1: Steuergrößen der benthischen Stoffflüsse.

1.1 Stand der Forschung

Transfer und Verweilzeiten von Kohlenstoff innerhalb mariner Speicher sind mit die wichtigsten Rückkopplungsmechanismen für atmosphärisches CO₂ und dessen Einfluß auf die Klimaentwicklung (Bigg, 1996). Kenntnisse über Zirkulationsraten von Kohlenstoff durch den Ozean auf einer globalen Skala sind notwendig, um einerseits Überlieferungen in Sedimenten hinsichtlich vergangener Klimaveränderungen interpretieren und andererseits um zukünftige Entwicklungen atmosphärischer CO₂-Konzentrationen abschätzen zu können.

Aus diesen Gründen ist die Erforschung der Beziehungen zwischen Produktion und Abbau organischen Materials an der Meeresoberfläche, in der Wassersäule und am Meeresboden eines der Hauptziele mariner, geochemischer Studien. Daß diese Beziehungen weitaus enger sind als noch vor 20 Jahren angenommen wurde, zeigen Arbeiten von Deuser und Ross (1980), Lampitt (1985), Deuser et al. (1990), Honjo und Manganini (1993) und Lampitt und Antia (1997): In Gebieten, in denen Planktonblüten auftreten, kann ein Teil des an der Meeresoberfläche produzierten organischen Materials so schnell durch die Wassersäule sinken, daß er innerhalb weniger Wochen über mehrere tausend Meter Wassertiefe hinweg den Meeresboden erreicht. Einmal am Meeresboden angelangt, bedingt das herabgesunkene, organische Material eine Vielzahl biologischer und chemischer Prozesse der benthischen Lebensgemeinschaften (Tyler, 1988; Graf, 1989; Gooday und Turley, 1990).

Eine wichtige Aufgabe geochemischer Studien ist die Untersuchung des Transfers primär produzierten organischen Materials vom Oberflächenwasser in die Tiefsee und die Einbettung ins Sediment. Dahingehend haben intensive Studien zur Primärproduktion in der euphotischen Zone neue Konzepte bzw. empirische Relationen hinsichtlich der Funktion des oberen Ozeans und des Transfers biogener Komponenten aus der photischen Zone in tiefere Ozeanbereiche entwickelt (Suess, 1980; Betzer et al., 1984; Berger et al., 1987; Martin et al., 1987; Pace et al., 1987; Asper et al., 1992). Die in diesen Studien aufgestellten, empirischen Transferfunktionen verbinden die Primärproduktion mit dem Fluß organischen partikulären Materials in der Wassersäule. Hierbei stützen sich Primärproduktionsabschätzungen vornehmlich auf Untersuchungen zur ¹⁴C-Aufnahme und vergleichenden Partikelflußmessungen aus Sinkstoffalendaten. Allen Transferfunktionen liegt eine Relation zwischen organischem Partikelfluß und der entsprechenden Wassertiefe zugrunde. Da sich die Methoden zur Abschätzung der Primärproduktion im Laufe der letzten Jahre verändert haben, sind diese Transferfunktionen zur Erstellung mariner organischer Kohlenstoffbudgets beschränkt einsetzbar. Einerseits haben sich die auf ¹⁴C-Messungen beruhenden Techniken zur lokalen Abschätzung der Primärproduktion verbessert (Koblents-Mishke et al., 1970; Platt und Subba Rao, 1975; Berger et al., 1987; Bodungen, 1995), andererseits sind globale, flächendeckende Abschätzungen hinzuge-

kommen, die auf Langzeitbeobachtungen via Satellitenfernerkundung von Chlorophyllfarbfeldern beruhen (Longhurst et al., 1995a; Antoine et al., 1996; Falkowski et al., 1998).

Die Beziehungen zwischen der Produktion von Biomasse an der Meeresoberfläche und dem organischen Kohlenstofffluß zum Meeresboden stellen wichtige Steuerfaktoren benthischer Lebensräume dar. Smith und Hinga (1983), Reimers et al. (1986a), Jahnke et al. (1989a), Jahnke und Christiansen (1989b) und Archer und Devol (1992) haben in den letzten Jahren Techniken zur Bestimmung benthischer Sauerstoffzehrungsraten mittels benthischer Inkubationskammern oder O₂-Porenwasserprofilen etabliert, die die Bestimmung benthischer C_{org}-Flüsse ermöglichen. Demnach stellen Sinkstoffallendaten, Porenwasser- und Respirationsuntersuchungen passende Datensätze zur Abschätzung des marinen, organischen Kohlenstoffflusses dar. Trotzdem ermöglichen diese lokalen Messungen keine direkte, globale bzw. großräumige Bilanzierung geochemischer Budgets. Die spärliche Verteilung lokaler Kohlenstoffflußmessungen erlaubt keine direkte Extrapolation über weite Ozeangebiete hinweg.

1.2 Arbeitsansatz

Trotz einer großen Anzahl lokaler Studien zu Kohlenstoffflüssen in der Wassersäule liegen wegen der räumlich und zeitlich hohen Variabilität in der Wassersäule wenig Informationen vor, um detaillierte flächendeckende Extrapolationen hinsichtlich realistischer Verteilungsmuster und detaillierter Abschätzungen zuzulassen. Globale Abschätzungen erweisen sich als zu ungenau, um die kleinräumige Variabilität benthisch-pelagischer Prozesse des marinen Kohlenstoffkreislaufes zu erfassen. Deshalb wurden im Rahmen dieser Arbeit regionalen Detailstudien durchgeführt, um den Transport organischen Kohlenstoffes zum Meeresboden für drei unterschiedliche Regionen des Atlantik anhand repräsentativer Datensätze zu bilanzieren. Diese Bilanzierungen wurden in kleinregionaler und tiefenbezogener Auflösung durchgeführt, um die Variabilität und die Abhängigkeiten ortsspezifischer Prozesse besser erfassen, eingrenzen und wichten zu können. Des weiteren sollten einerseits Aussagen über die Kopplung benthisch-pelagischer Prozesse ermöglicht werden und andererseits Antworten auf die Frage gefunden werden, inwieweit biogeographische Zonierungen der Meeresoberfläche auch die benthische Sicht wiedergeben, um so zu einem umfassenderen Bild des marinen Kohlenstoffkreislaufes zu gelangen.

Jahnke (1996) stellte anhand eines Datensatzes, der vornehmlich aus dem Pazifik stammt, eine empirische Beziehung zwischen lokalen Messungen benthischer Sauerstoffzehrung, die den Abbau organischen Materials bestimmt, und der Einbettungsrate organischen Kohlenstoffes auf. Mit Hilfe dieser Beziehung konnte eine ozeanweite Verteilungskarte benthischer Sauerstoffzehrung zur globalen Bilanzierung erstellt werden. Berücksichtigt werden muß allerdings, daß zum einen C_{org} -Akkumulationsraten auf einer anderen Zeitskala als rezente Stoffflüsse bestimmt werden und zum anderen, daß deren Größenordnungen innerhalb des Fehlerbereiches der Bestimmung von Remineralisierungsraten liegen (Graf et al., 1995). Um solche Unstimmigkeiten in der Bilanzierung organischer Kohlenstoffflüsse am Meeresboden zu vermeiden, wurden im Rahmen dieser Arbeit die Einflüsse der Primärproduktion und der Wassertiefe auf die benthische Remineralisierung von C_{org} berücksichtigt.

Aufgrund einer weltweiten Literatur- und Datenbankrecherche wurden geeignete benthische Remineralisierungsraten für drei unterschiedliche Regionen im Atlantik zusammengestellt. Ausgehend von empirischen Beziehungen nach Suess (1980) und Berger et al. (1987) zwischen Primärproduktion, Wassertiefe und C_{org} -Fluß durch die Wassersäule wurden für diese Meeresregionen neue empirische Relationen zwischen gemessenen benthischen Sauerstoffflüssen, Wassertiefe und Primärproduktionsraten aus Satellitenfernerkundungsdaten entwickelt. Hinsichtlich der Bilanzierung benthischer Stoffflüsse bietet dies den Vorteil, einheitliche Datensätze, die direkt auf benthischen Prozessen und nicht auf Abbauraten in der Wassersäule basieren, zu verwenden.

Mit Hilfe der hier erstellten empirischen Beziehungen und flächendeckender Datensätze der Bathymetrie und der Primärproduktion konnten lokale Meßwerte der benthischen Remineralisation extrapoliert und neue detaillierte Verteilungskarten benthischer Kohlenstoffflüsse für drei unterschiedliche Ozeanregionen im Atlantik erstellt werden. Des weiteren wurden neuere Daten zu Sedimentakkumulationsraten und C_{org} -Gehalten zusammengefaßt und daraus neue Verteilungskarten zur C_{org} -Einbettung in das Sediment erstellt. Ausgehend von diesen Datensätzen erfolgten anschließend regional differenzierte flächenbezogene Stoffflußbilanzierungen, deren Ergebnisse und Methodik hinsichtlich globaler mariner Kohlenstoffbudgets und Verteilungskarten diskutiert werden konnten. Schwerpunkte wurden auf die Erstellung regional spezifischer Relationen und Stoffflußkarten gesetzt und auf die Fragestellung, inwieweit ozeanographisch unterschiedliche Regime bei globalen Bilanzierungen berücksichtigt werden müssen.

Die drei Arbeitsgebiete nördlicher Nordatlantik, Nordwestatlantik und äquatorialer Ostatlantik (Abb. 2) wurden aufgrund ihrer unterschiedlichen ozeanographischen Gegebenheiten und der lokal begrenzten Verteilung benthischer Sauerstoffflußmessungen ausgewählt. Die unterschiedlichen ozeanographischen Regimes zeichnen sich dadurch aus, daß in den Gebieten mittlerer und höherer Breite stark variierende physikalische Faktoren, z.B. Winddurchmischung, Insolation und wechselnde Eisbedeckung dominieren, wohingegen im äquatorialen Gebiet stabilere Verhältnisse herrschen. Alle drei Gebiete unterliegen ganz verschiedenen ozeanographischen Einflüssen: Tiefenwasserbildung im nördlichen Nordatlantik, Golfstromdynamik im Nordwestatlantik und äquatoriales- bzw. küstennahes Auftriebsgeschehen im äquatorialen Ostatlantik. Detailliertere Beschreibungen sind dem folgendem Kapitel zu entnehmen.

Zur Modellierung und Bilanzierung der Stoffflüsse wurde in dieser Arbeit ein Geoinformationssystem (GIS) verwendet. Der Einsatz eines GIS zur Modellierung und Bilanzierung mariner Stoffflüsse wurde deshalb gewählt, weil GIS die Kombination verschiedener Techniken zur Inter- und Extrapolation von Meßdaten, zur exakten Flächenbestimmung und zur Kombination und Verrechnung verschiedener Informationsebenen, wie z.B. Fernerkundungsdaten, Bathymetrie und Feldmeßdaten ermöglicht. Des weiteren können exakte Flächenbilanzierungen unregelmäßig begrenzter Regionen wie z.B. Ozeanbecken oder Kontinentallänge durchgeführt werden.

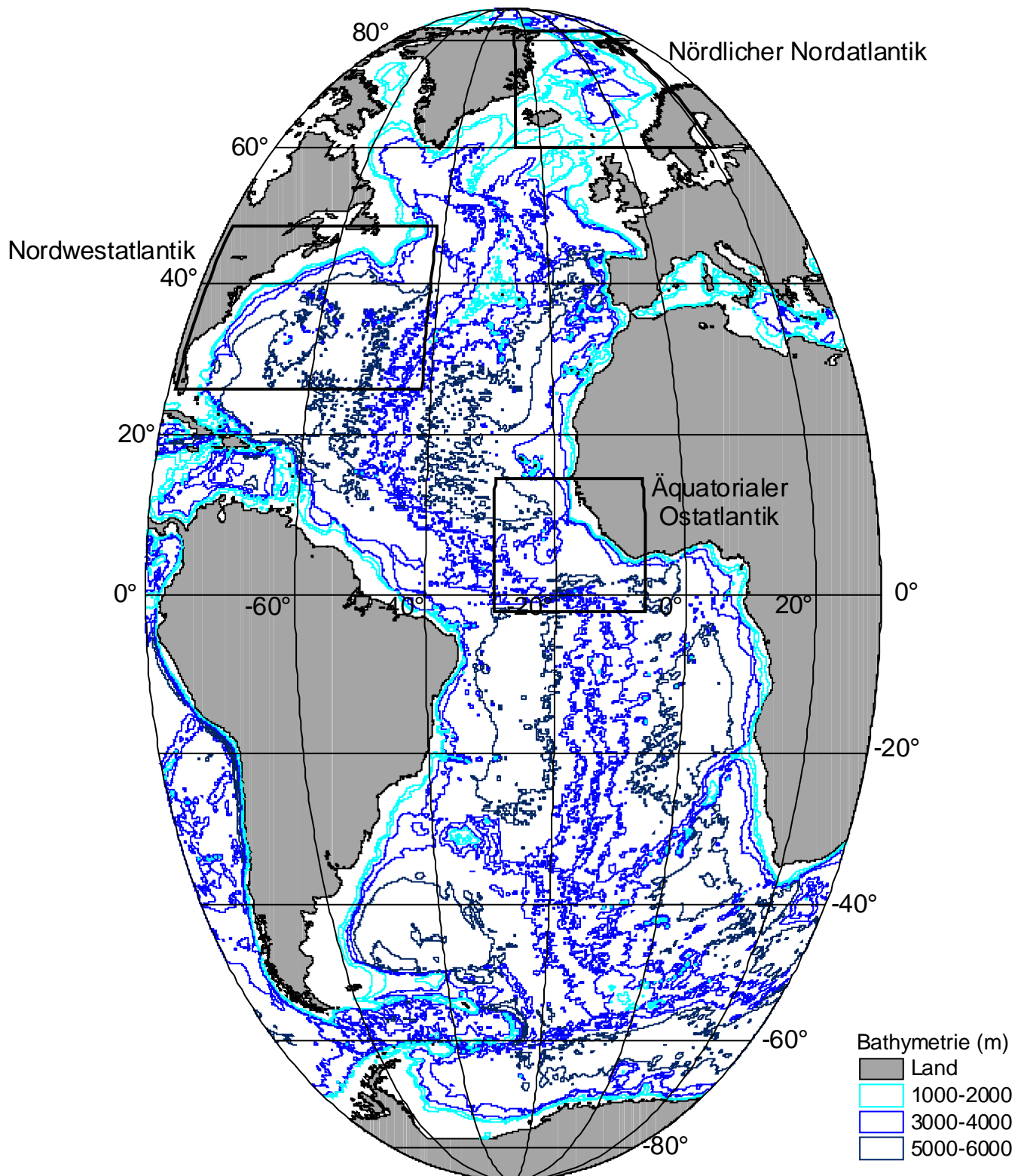


Abb. 2: Übersichtskarte zu den drei Untersuchungsgebieten (flächentreue Mollweide-Projektion).

Geoinformationssysteme basieren auf der Kopplung von kartographischen Verfahren und der sachbezogenen Datenhaltung und –bearbeitung in Datenbanken. Mit Hilfe von GIS können Daten komplexer Systeme verwaltet, modelliert, analysiert und visualisiert werden. GIS findet heute in allen Bereichen zahlreiche Anwendungsmöglichkeiten, in denen mit räumlichen Daten gearbeitet wird: *Ressourcen Management*, Logistik, *Marketing*, Verkehrsplanung, Energieversorgung etc.. Besonders in den raumbezogenen Wissenschaften finden GIS-Technologien klassische Anwendungsbereiche: Neben Stadt- und Landschaftsplanung vor allem im Naturschutzmanagement z.B. Waldschadens-, Landnutzungs- und Altlatenkataster (Bill und Fritsch, 1994) und in den Geowissenschaften (Bonham-Carter, 1996).

In den marinen Geowissenschaften wurden GIS-Technologien zur Modellierung und Bilanzierung bisher selten eingesetzt (van Westen et al., 1997; Schlüter et al., 1998b), obwohl sie aufgrund ihrer Möglichkeiten, raumbezogene Daten digital zu speichern, zu verknüpfen, zu reorganisieren und vorherzusagen, ein großes Potential bereitstellen. In den marinen Geowissenschaften stellen die Interaktionen vieler verschiedener Prozesse wesentliche Forschungsinhalte dar. Deshalb ist die Analyse vielfältiger Datensätze eine wichtige Voraussetzung, um die Beziehungen zwischen verschiedenen Informations- und Datenebenen untersuchen und modellieren zu können (Abb. 3). Diese Arbeit füllt dahingehend eine Lücke und zeigt neue Anwendungsmöglichkeiten zur geochemischen Modellierung, flächenbezogenen Auswertung, räumlichen Analyse und Visualisierung mariner Stoffkreisläufe mit Hilfe moderner GIS-Technologien.

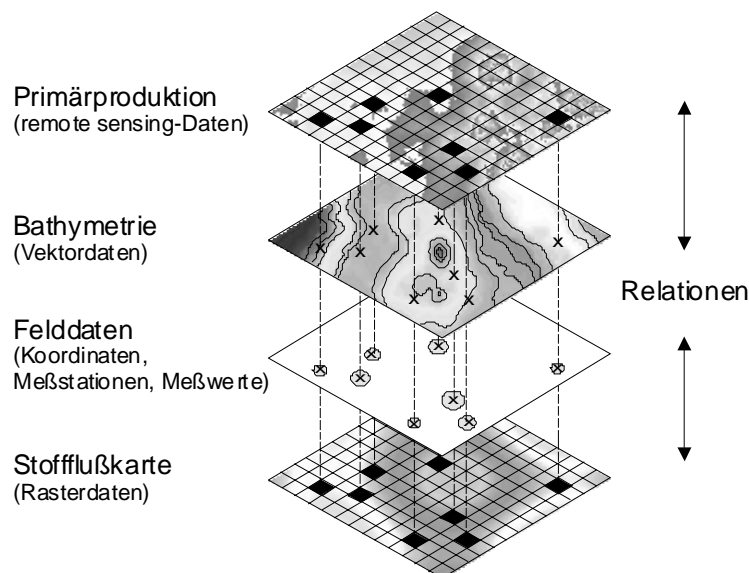


Abb. 3: Verknüpfung verschiedener Informationsebenen mit Hilfe eines Geoinformationssystems.

2 Untersuchungsgebiete

Die drei Untersuchungsgebiete wurden anhand der lokalen Verteilung vergleichbarer benthischer Sauerstoffflußmessungen und ihrer unterschiedlichen ozeanographischen Regimes ausgewählt. Wichtige Ziele dieser Arbeit sind, inwieweit die hier aufgestellten empirischen Relationen zur benthischen Kohlenstoffbilanzierung für die einzelnen Untersuchungsgebiete vergleichbare Ergebnisse liefern oder vielmehr die regional unterschiedlichen ozeanographischen Gegebenheiten ausdrücken.

2.1 Nördlicher Nordatlantik

Im nördlichsten Untersuchungsgebiet lag der Schwerpunkt des Sonderforschungsbereich 313 an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel. Das Gebiet liegt zwischen 60° und 80° Nord und 60° W und 20° E (Abb. 4). Der nördliche Nordatlantik ist das Verbindungsglied zwischen dem Atlantik und dem arktischen Ozean. Insgesamt umfaßt die hier betrachtete Meeresregion ca. $3 \cdot 10^6 \text{ km}^2$. Aufgrund der geographischen Breite handelt es sich um eine subarktische Region, die randlich durch saisonale Meereisbildung beeinflusst wird. Durch den Austausch zwischen warmem Atlantikwasser und kaltem arktischem Wasser stellt der nördliche Nordatlantik eine Schlüsselregion im Norden hinsichtlich Bodenwasserbildung und globaler Zirkulationsmuster dar.

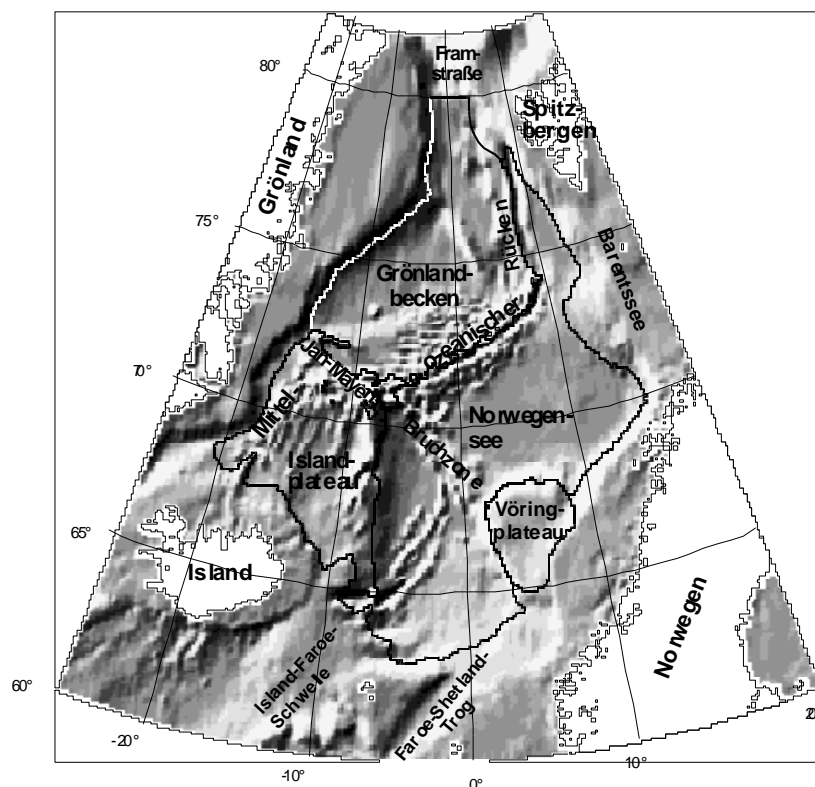


Abb. 4: Morphologie des nördlichen Nordatlantiks mit Teilregionen.

2.1.1 Morphologie

Der nördliche Nordatlantik ist durch seine geographischen Gegebenheiten das am deutlichsten abgrenzbare Untersuchungsgebiet. Im Westen grenzt es an Grönland, im Osten an Spitzbergen, die Barentssee und Norwegen und im Süden an Island (Abb. 4). Die Region wird geprägt durch markante morphologische Strukturen: Mittelozeanischer Rücken, Tiefseebecken und Kontinentalschelfe (Vogt, 1986). Die Beckenstrukturen sind in erster Linie auf die Aktivitäten der Meeresbodenspreizung, dem Sedimentationsgeschehen und der Vergletscherung der Schelfe zurückzuführen. Der Rücken stellt die Fortsetzung des Mittelatlantischen Rückens im Norden dar und läßt sich von Island im S nach N in verschiedene Rückensegmente untergliedern. Quer zum Rücken verlaufen mehrere Bruchzonen, wie die Jahn-Mayen-, Grönland- und Spitzbergenbruchzone. Der Rücken und die Bruchzonen bilden morphologische Barrieren, die drei markante Becken abgrenzen: das Grönlandbecken im NW, das Lofotenbecken im SE und das Norwegenbecken im S. Die beiden letzteren werden zur Norwegensee zusammengefaßt (Abb. 4). Durchschnittliche Wassertiefen der Becken liegen bei ca. 2900 m mit Maximalwerten um 3700 m. Neben den Beckenstrukturen heben sich zwei Plateaus hervor: Das Vøring-Plateau mit durchschnittlich 1300 m Wassertiefe und das Islandplateau mit ca. 1500 m. Die Verbindung zum nördlichen Polarmeer erfolgt durch die Framstraße im Norden und durch die Barentssee im Nordwesten. Zur regional differenzierten Bilanzierung wurde der nördliche Nordatlantik im Rahmen der GIS-Anwendungen in einzelne Regionen aufgeteilt (Kapitel 3). Abbildung 4 und 5 geben diese Einteilungen einmal entsprechend markanter morphologischer Becken- und Plateaustrukturen und einmal hinsichtlich bestimmter bathymetrischer Tiefenstufen wieder.

2.1.2 Wassermassen, Zirkulationsmuster und Tiefenwasserbildung

Aufgrund der Landmassenverteilung und der Meeresbodentopographie ergibt sich ein komplexes Zirkulationsmuster der Oberflächenströmung (Johannessen, 1986; Clarke et al., 1990). Zwei antizyklonale Hauptströmungssysteme dominieren den nördlichen Nordatlantik (Abb. 5). Im Südosten strömt mit dem Norwegenstrom (NC) warmes salzreiches Nordatlantikwasser (NAW) durch den Faröer-Shetland-Trog ein und folgt den Konturen des skandinavischen Kontinentalhangs nach Norden. Am Vøring-Plateau zweigt ein Teil nach Westen in Richtung Jan Mayen Insel ab. Auf der Höhe Nord-Norwegens teilt sich der Norwegenstrom in den Nordkapstrom, der in die Barentssee fließt und den weiter nordwärts verlaufenden West-Spitzbergenstrom (WSC), der an Spitzbergen vorbei durch die Framstraße in den arktischen Ozean unter das Packeis strömt. Im Nordwesten tritt der kalte, salzarme und mit Packeis beladenen Ostgrönlandstrom (EGC) durch die Framstraße in den nördlichen Nordatlantik ein und folgt eng dem grönländischen Kontinentalhang, bis er über die Dänemarkstraße in den Nordost-Atlantik übergeht (Swift, 1986). Teile des EGC biegen vorher als Jan Mayen-Polar- und als Ost-Islandstrom nach Osten ab. Letzterer bedingt zusammen mit einer Abzweigung des NC eine untergeordnete Ringströmung nördlich von Island.

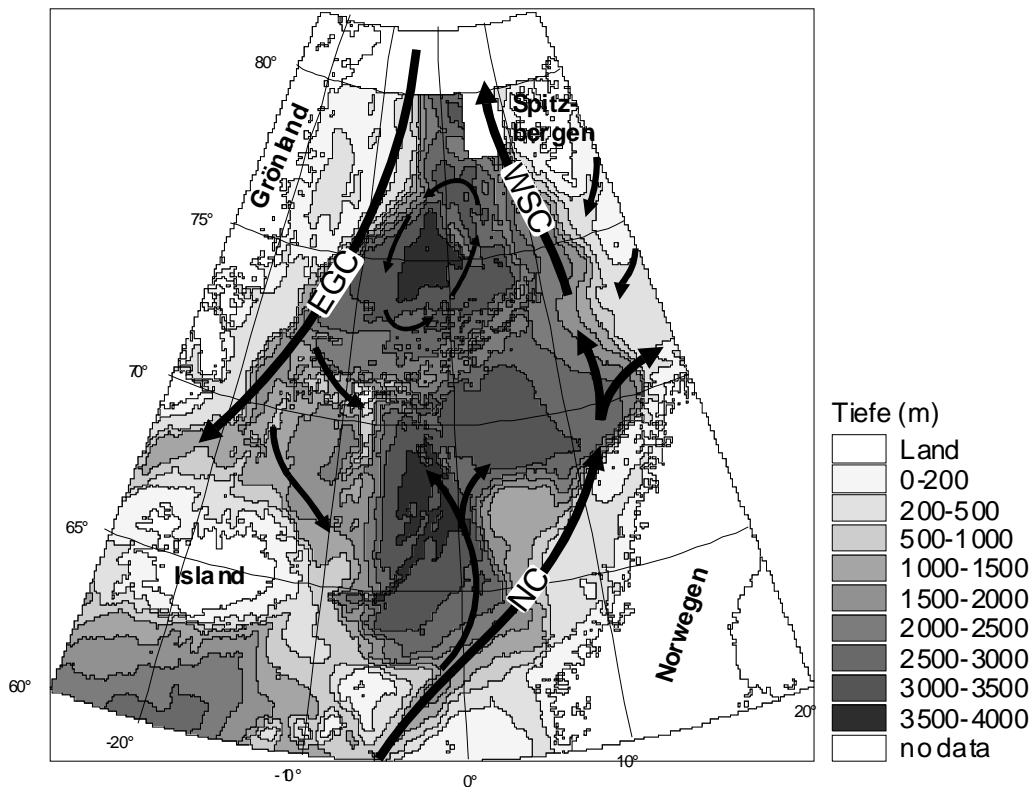


Abb. 5: Oberflächennahe Meeresströmungen im nördlichen Nordatlantik:
EGC = Ostgrönlandstrom, NC = Norwegenstrom, WSC = Westspitzbergenstrom.

Zwischen den zwei Hauptströmungssystemen (NC und EGC) befindet sich im Zentrum der Grönland- und Islandsee das arktische Oberflächenwasser (AW), das sich aus der Vermischung des kalten polaren Wassers des EGC und des warmen salzreichen Nordatlantikwassers des NC und ESC bildet. Ein kleiner Teil des Westspitzbergenstroms wird bereits vor Austritt durch die Framstraße dem kalten Ostgrönlandstrom zugeführt und umgekehrt gelangt Wasser dieses Stroms in den Westspitzbergenstrom. Dadurch wird eine Ringströmung im Zentralgrönlandbecken induziert (Abb. 5). Das relativ salzarme und kalte Wasser des arktischen Oberflächenwassers (AW) weist auf Grund der *Eddies* entlang der Grenzen des NC, des WSC und des EGC starke Variationen in Salzgehalt und Temperatur auf (Johannessen, 1986; Swift, 1986).

Das Nordatlantikwasser (NAW) des Norwegenstroms kühlt sich durch den Kontakt mit katabatischen kalten Luftmassen aus Grönland auf seinem Weg nach Norden und im Übergang zum Westspitzbergenstrom rasch ab und sinkt auf Grund höherer Dichte unter das kältere, deutlich salzärmere polare Oberflächenwasser (PW) (Rudels, 1989). Dieser Prozeß führt zur Bildung markanter ozeanischer Fronten nahe der Meeresoberfläche. In den hohen Breiten zwischen Grönland und Spitzbergen wird das salzreiche Nordatlantikwasser durch starke winterliche Oberflächenabkühlung und Eisbildung so dicht, daß es in die Tiefsee der Grönlandsee herabsinkt. In Folge dessen kommt es zu einer starken, in manchen Jahren schlotartig

ausgebildeten Vertikalkonvektion, die zur Tiefenwasserbildung in der Grönlandsee (GSDW) führt (Johannessen, 1986; Swift, 1986; Morawitz, 1995; Pawlowicz et al., 1995), wobei gelöster Sauerstoff von der Meeresoberfläche in die Tiefe transportiert wird. Dies führt zu einer effektiven Versorgung der Tiefsee und der Oberflächensedimente mit Sauerstoff.

Das Tiefenwasser der Norwegensee (NSDW) bildet eine relativ homogene Schicht unter dem Nordatlantikwasser, die nicht durch Tiefenkonvektion gestört wird. Das NSDW besteht aus einer Mischung aus Grönlandsee-Tiefenwasser und Tiefenwasser aus dem polaren Eurasischen Tiefseebecken (Aagaard und Carmack, 1989). Zusätzlich strömt dichtes Wasser aus der Barentssee, das dort durch Meereisbildung im Winter entsteht, den Kontinentalhang hinunter in die Tiefe der Norwegensee (Blaume, 1992).

Generell wird angenommen, daß die Tiefenwasserströmung der Grönland-Norwegensee viel langsamer und entgegengesetzt der Richtung der Oberflächenströmungen ist (Aagaard und Carmack, 1989). Neuere Arbeiten haben jedoch gezeigt, daß in der Tiefsee entlang des norwegischen Kontinentalhangs und nahe der Schelfkante der Barentssee lokal hohe Strömungsgeschwindigkeiten und unterschiedliche Strömungsrichtungen am Meeresboden auftreten können, die durch dichtes Bodenwasser hervorgerufen werden, das die Schelfkante kaskadenartig herabströmt (Thomsen, 1993; Fohrmann et al., in press).

Neu gebildetes, kaltes und sauerstoffreiches Tiefenwasser verläßt den nördlichen Nordatlantik durch tiefere Bereiche der Dänemarkstraße und der Island-Farör-Schwelle und bildet große Teile des Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW), das wiederum ein wichtiger Motor und Bestandteil des „conveyor belt“ der globalen Tiefenwasserzirkulation ist (Broecker und Denton, 1989). Die Grönlandsee ist im Norden neben dem Weddellmeer und antarktischen Meeresregionen mit die wichtigste Tiefenwasser-Bildungszone des gesamten Weltozeans (Aagaard et al., 1991; Anderson et al., 1994). Daher ist der nördlichen Nordatlantik für die Versorgung des weltweiten Tiefenwassers mit Sauerstoff von größter Bedeutung.

2.1.3 Sedimentologie

Nach Vogt (1989) bestehen die Sedimente des nördlichen Nordatlantiks aus glazial-marinem Detritus, Tonen aus terrigenem Material und biogenem Detritus. Die biogenen Komponenten setzen sich größtenteils aus Kalkschalen planktischer Foraminiferen zusammen. Die Meeresbodensedimente der Grönland-Norwegensee spiegeln grob die Oberflächenströmungssysteme wider. Die Bereiche unterhalb des Norwegenstroms (NC) in der Norwegensee zeichnen sich durch karbonatreiche Sedimente marinen Ursprungs aus. Aufgrund des warmen Nordatlantikwassers ergibt sich dort eine hohe Produktion planktischer Foraminiferen. Die biogenen Komponenten nehmen nach Westen zum Grönlandschelf hin ab und der Anteil an glaziogenen, sandigen Ablagerungen steigt. In einer begrenzten Zone westlich und südlich von Spitz-

bergen sind wenig bis keine eistransportierten Sedimentkomponenten beobachtet worden, vielmehr Tone aus Foraminiferenablagerungen. Die Zunahme grober eistransportierter Sedimentkomponenten im Gegensatz zur Abnahme feiner, terrigener Tone ist in den Faziesverteilungskarten des internationalen geologisch-geophysikalischen Atlas des Atlantiks (Udintsev, 1989-1990) deutlich zu erkennen (Abb. 6 und 7). Terrigene Tone und Sande dominieren die Küstenregionen und Schelfbereiche, wobei die feinen Fraktionen durch Bodenströmung stark ausgesondert sind (Henrich, 1988). Auf die Zusammenhänge zwischen Faziesverteilung und Sedimentationsgeschehen wird in Kapitel 5.4.2 näher eingegangen, da die Sedimentfazieskarten zur Erstellung der Sedimentakkumulationskarten im nördlichen Nordatlantik als Unterstützung herangezogen wurden.

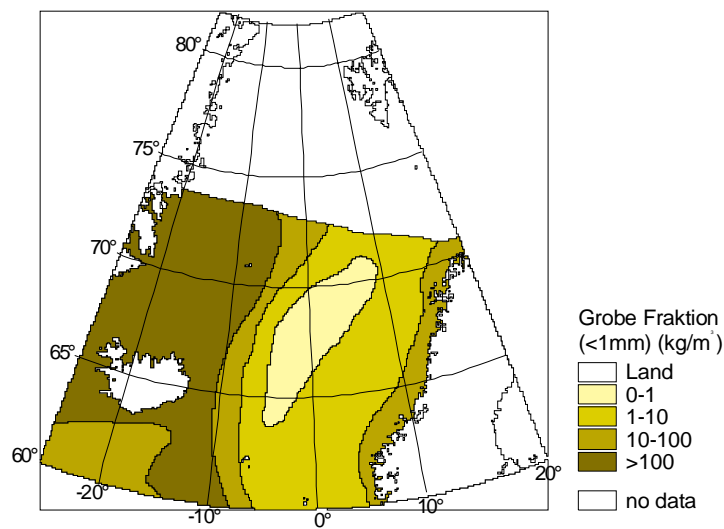


Abb. 6: Sedimentfazies im nördlichen Nordatlantik für die grobe Fraktion (>1mm).

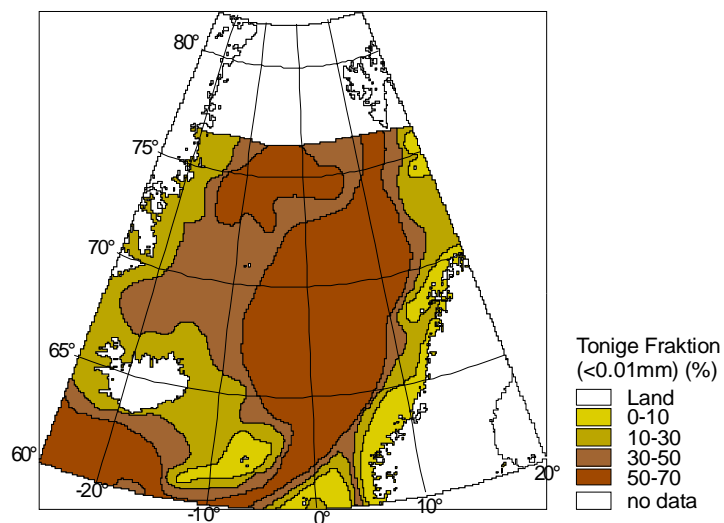


Abb. 7: Sedimentfazies im nördlichen Nordatlantik für die Tonfraktion (< 0.01 mm).

2.1.4 Eisbedeckung und Eisrandzone

Die schnelle Abkühlung großer Wassermassen im nördlichen Nordatlantik verbunden mit der Tiefenwasserbildung ist von großer Bedeutung für die Entwicklung der marinen und terrestrischen Eisränder und dem Klimageschehen von Nordwest-Europa (Sarnthein und Altenbach, 1995). Weite Bereiche im Norden und Osten des nördlichen Nordatlantiks unterliegen der saisonal und geographisch variablen Verbreitung des ostgrönländischen Packeises, während im Westen durch den Eintritt warmen Nordatlantikwassers wesentlich wärmere Klimabedingungen herrschen. Das grönländische Eisregime wird in erster Linie durch die Eisbedingungen des arktischen Ozeans beeinflusst, aus dem große Eismengen durch die Framstraße in den nördlichen Nordatlantik eintreten (Ramseier et al., in press). Das ostgrönländische Packeis driftet dem Verlauf des Ostgrönlandstroms folgend zwischen der Küste Grönlands und der Schelfkante nach Süden und trifft in der Grönlandsee auf warmes Nordatlantikwasser des rezirkulierten Norwegenstroms. Dies führt zu einem stark ausgeprägten Temperaturgradienten und zur Eisschmelze entlang der Eiskante. Im Gegensatz dazu bewirken niedrige Lufttemperaturen und hohe Windgeschwindigkeiten einen starken, vertikalen Wärmefluß nach oben und führen zu lokaler Neueisbildung im Winter. Die saisonal variablen Eisvorkommen erreichen eine maximale Ausdehnung im Februar und ein Minimum im September. Abbildung 8 zeigt die jeweils typische maximale Wintereis- und minimale Sommereisgrenze basierend auf Daten von Ramseier et al. (in press), die auf Satellitenlangzeitbeobachtungen zwischen 1988 und 1995 basieren. Die größte Eisausdehnung liegt im Winter zwischen 71° und 75° N und erreicht hier auch die höchste saisonale Variabilität.

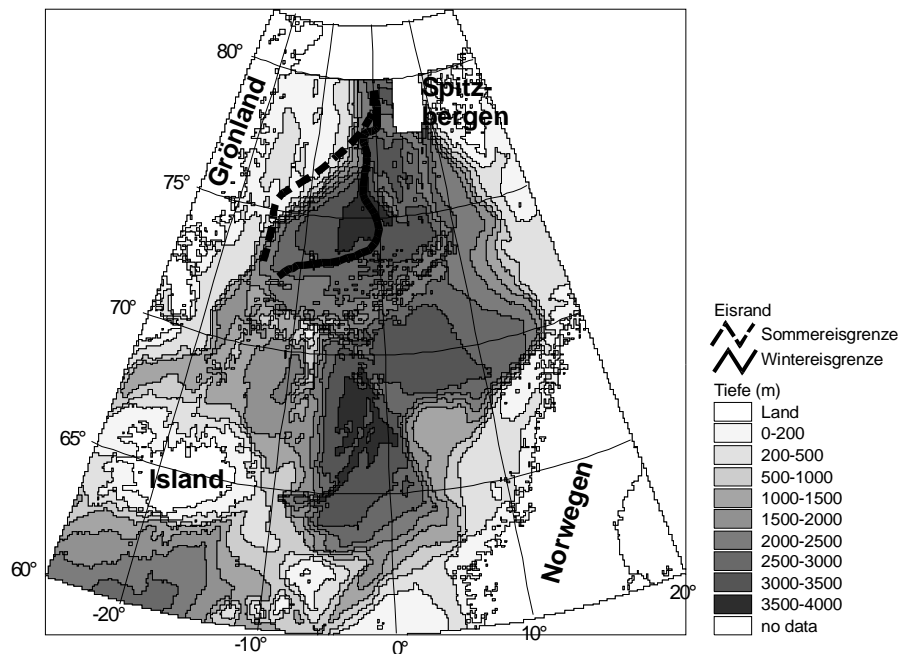


Abb. 8: Durchschnittliche Sommereis- und Wintereisgrenze im nördlichen Nordatlantik nach Ramseier et al. (1999).

Aus sedimentologischer Sicht sind die von Eisschmelze betroffenen Eisrandregionen wichtig, da hier eisverfrachtete terrigene Sedimente, Staub, Gletschergerölle („drop stones“) freigesetzt werden und sedimentieren (Abb. 6). Arbeiten von Hebbeln und Wefer (1991) und Bauerfeind et al. (1994) weisen auf die Bedeutung der Eisrandzone für die biogene Produktion an der Meeresoberfläche in dieser Meeresregion hin.

2.2 Nordwestatlantik

2.2.1 Morphologie

Als Untersuchungsgebiet der mittleren Breiten wurde der Nordwestatlantik ausgewählt. Das Gebiet liegt zwischen 82.0° und 41.5° West und 25.8° und 40.0° Nord. Insgesamt umfaßt die betrachtete Meeresregion ca. $7.2 \cdot 10^6$ km² und beinhaltet große Teile des westlichen Nordatlantikbeckens mit einer durchschnittlichen Wassertief von ca. 5000m. Sie wird im Nordwesten durch die nordostamerikanische Küste begrenzt und im Osten durch den Mittelatlantischen Rücken. Die südliche Begrenzung wurde anhand des westlichen subtropischen Nordatlantikbeckens (NAST W) nach der biogeographischen Provinzeinteilung von Longhurst et al. (1995a) gewählt (Abb. 9). Es handelt sich bei der Provinz NAST W um einen Ausschnitt des nördlichen, subtropischen Teils des antizyklonischen Nordatlantikwirbels, der der Westwindzone unterliegt und im Süden durch die thermale Front der subtropischen Konvergenzzone gegen den südlichen, tropischen Teil abgegrenzt wird. Morphologische Merkmale des Untersuchungsgebietes sind der nordamerikanische Schelf und Kontinentalhang, die Erhebung der Bermuda Inseln, die *New England-* und *Corner Seamounts* und der Mittelatlantische Rücken im Südosten (Abb. 9). Im Untersuchungsgebiet weist das westliche Nordatlantikbeckens durchschnittliche Wassertiefen von 5000m auf und der Mittelatlantische Rücken steigt im Südosten auf 2000m an.

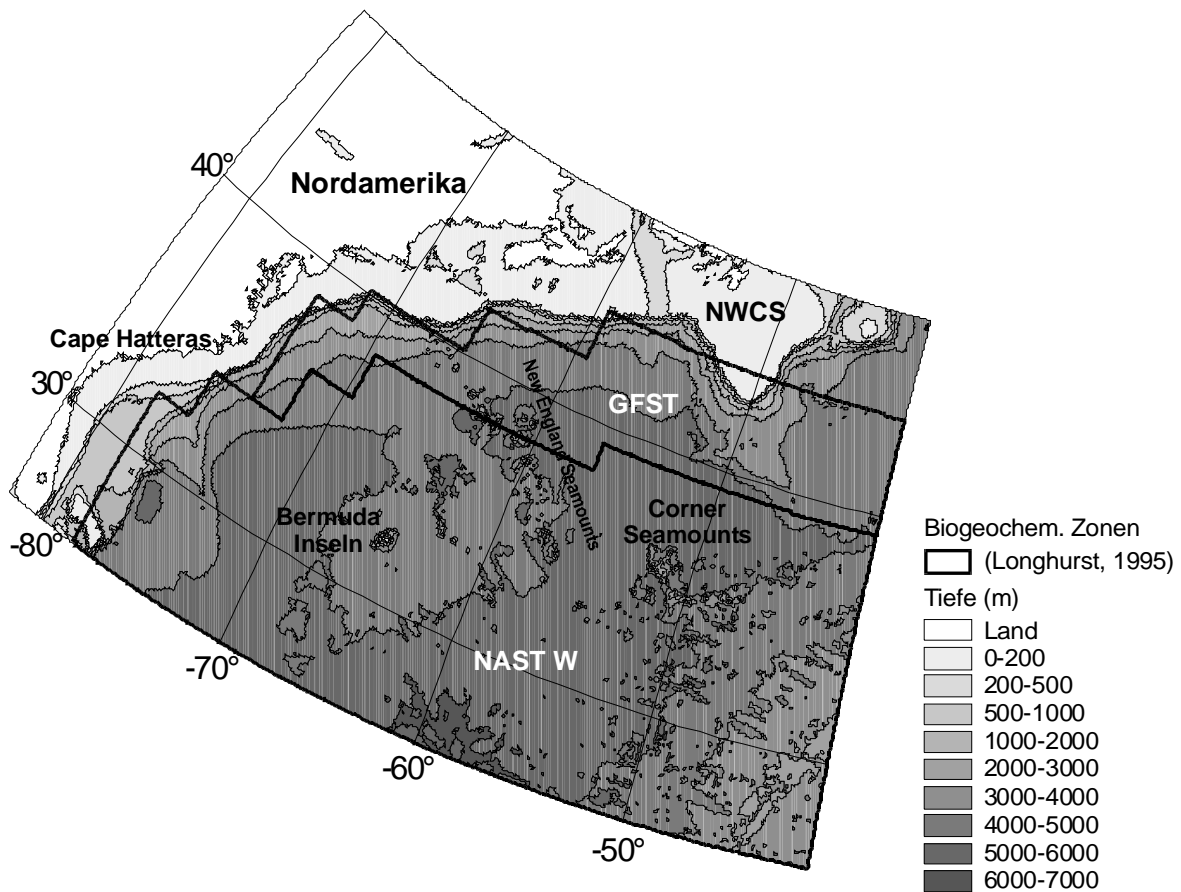


Abb. 9: Bathymetrie des Untersuchungsgebiets im Nordwestatlantik (Nordostamerika) unterteilt in biogeographische Provinzen nach Longhurst (1996): NWCS = *Northwest Atlantic Continental Shelf*, GFST = *Gulf Stream*, NAST W = *North Atlantic Subtropical Gyre (West)*.

2.2.2 Zirkulationsmuster und Golfstrom

Aus hydrographischer Sicht handelt es sich insgesamt um ein relativ dynamisches Gebiet, das von *Eddies* verschiedenster Größenordnungen beeinflusst wird. Die Topographie des Mittelatlantischen Rückens beherrscht in erster Linie die Hauptzirkulation im westlichen Nordatlantikbecken und unterscheidet sich dadurch stark von den Strömungsverhältnissen des östlichen Nordatlantikbeckens. Abbildung 10 zeigt die Hauptströmungsmuster im Nordatlantik. Für das Untersuchungsgebiet sind der kalte Labradorstrom, der warme Golfstrom und die Rezirkulation des Nordatlantikwirbels im Nordwestatlantikbecken maßgebend. Der Labradorstrom verläuft entlang des nordwestamerikanischen Schelfs und Kontinentalhanges und bringt kaltes polares Wasser nach Süden. Scharf abgegrenzt davon folgt der Golfstrom dem Nordatlantikwirbel und bringt warmes tropisches Wasser mit hohen Strömungsgeschwindigkeiten von bis zu 220 km am Tag und stark variierendem Verlauf nach Nordosten (Thurman, 1997). Diese drei Zonen wurden von Longhurst et al. (1995a) aufgrund ihrer unterschiedlichen ozeanographischen und biologischen Eigenschaften ausgewiesen (Abb. 9) und wurden im Verlauf dieser Arbeit separat bilanziert (Kapitel 6).

Der Golfstrom ist wohl das markanteste hydrographische Phänomen dieser Region. Die Nordäquatorial- (NEC) und der Floridaströmung vereinigen sich zu einer stark fluktuierenden

Strömung einzelner Warm- und Kaltwasserbereiche. Wenn diese als Golfstrom an Cape Hatteras vorbei nach Nordosten über den Nordatlantik weiterziehen, divergieren die einzelnen Streifen, konvergieren wieder und stoßen zusammen. So entsteht ein sehr unregelmäßiger Strömungsverlauf, der hin und wieder scharf nach Süden oder Norden umschwenkt und ausgeprägte Mäander bildet. Beim Aufeinandertreffen der Flanken entstehen sogenannte *Eddies* oder Golfstromringe, die an der Nordspitze des Golfstroms einen Kern aus warmem Sargassowasser des subtropischen Nordwestatlantiks enthalten, während die Wirbel an der Südseite in ihrem Zentrum kaltes Kontinentalrandwasser transportieren (Richards, 1996). Die Wirbel im Süden sind in der Regel größer als die im Norden und können enorme Ausmaße annehmen. Sie reichen sehr tief und bleiben im Durchschnitt anderthalb bis drei Jahre erhalten, ehe sie in den Hauptstrom wieder einfließen. Die Wirbel im Norden sind kleiner und flacher und existieren selten länger als drei Monate. Diese wandern zum Kontinent zurück und geraten in die Gegenströmung der Küste, die sie wieder dem Golfstrom zutreibt. Die Ursachen dieser Ablösungsprozesses sind noch nicht vollends geklärt. Eventuell spielt die Tatsache, daß der Golfstrom z.T. bis auf den Meeresgrund reicht oder das Abfallen des Kontinentalschelfs und eine Reihe unterseeischer Gipfel, z.B. die *New England-* und die *Corner Seamounts* eine wichtige Rolle, um Teile des Golfstroms von seinem Kurs abzulenken (Richardson, 1980).

Südlich des Golfstroms liegt die Sargassosee, eingebettet in den nordatlantischen Zentralwirbel. Diese dreht sich langsam das Zentrum im nordatlantischen Becken, angetrieben vom Golfstromsystem, dem Nordatlantikstrom, dem Kanaren- und Nordäquatorialstrom. Das Wasser ist aufgrund hoher Sonneineinstrahlung, hoher Verdunstung und seltener Niederschläge extrem salzreich. Es herrscht keinerlei Auftrieb, der Nährstoffe aus der Tiefe in die Oberflächenschichten befördern könnte (Thurman, 1997). Eine gewisse Komplexität tragen sogenannte kalte und warme Golfstromringe in die Region der Sargassosee ein, die sich aus dem dynamischen Strömungsmuster des Golfstromes gelöst haben. Kalte *Eddies* tragen Nährstoffe in die euphotische Zone ein, wohingegen warme *Eddies* phytonplanktonreiches und nährstoffarmes Wasser in die Tiefe exportieren.

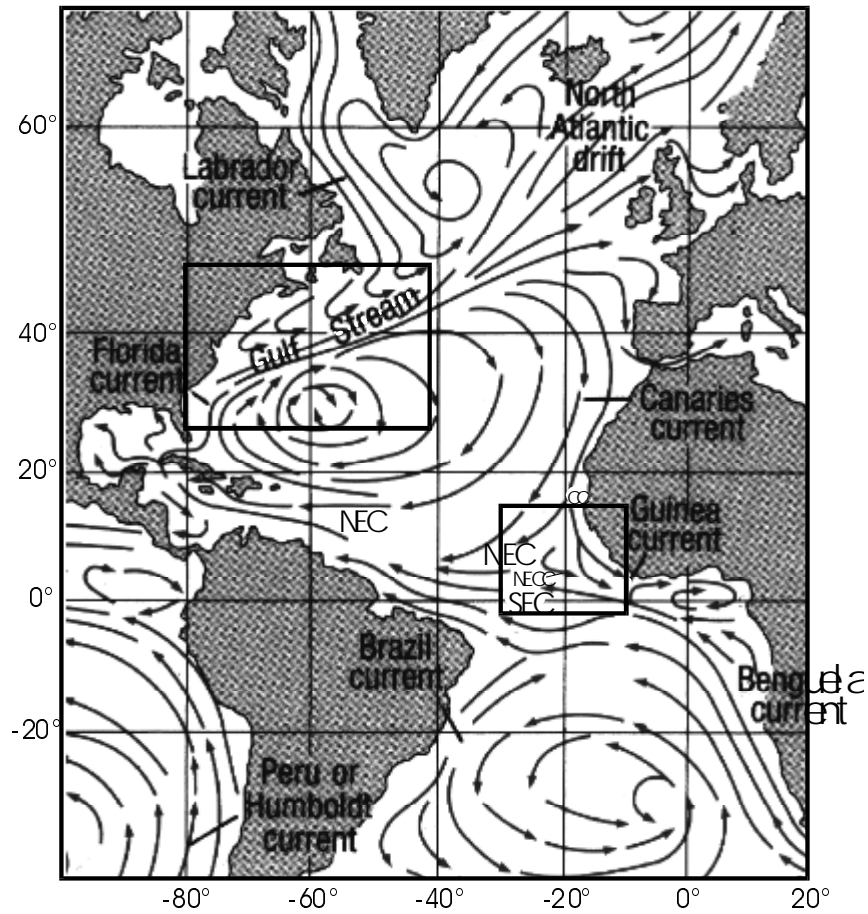


Abb. 10: Oberflächenströmungen im Atlantik ergänzt nach Brown et al. (1989) mit den Untersuchungsgebieten Nordwestatlantik und äquatorialer Ostatlantik; NEC = Nordäquatorialstrom, NECC = Nordäquatorialer Gegenstrom, SEC = Südäquatorialstrom, CC = Kanarenstrom.

2.3 Äquatorialer Ostatlantik

2.3.1 Morphologie

Das dritte Untersuchungsgebiet liegt im nördlichen äquatorialen Ostatlantik vor der Küste Nordwestafrikas und erfaßt die tropische Divergenzzone. Es erstreckt sich von 29° bis 12° West und von 15° Nord bis 2° Süd mit einer Meeresfläche von ca. $3.2 \cdot 10^6 \text{ km}^2$. Im Nordosten des Gebietes liegen der nordwestafrikanische Kontinentalrand mit dem Vorsprung des Guinea Plateaus und im Norden die Kap Verde Inseln (Abb. 11). Als markante morphologische Struktur erstreckt sich im Süden und Südwesten der Mittelatlantische Rücken, der durch mehrere Bruchzonen versetzt ist. Weitere Merkmale bilden das Sierra Leone Becken mit durchschnittlich 4700m Wassertiefe, das Kap Verde Becken mit ca. 4800m und der dazwischen liegende Sierra Leone Rücken mit ca. 3500m Wassertiefe (Abb. 11). Infolge des küstennahen und äquatorialen Auftriebsgeschehen kennzeichnet eine relativ hohe Primärproduktion das ganze Untersuchungsgebiet. Daher wurde es nicht in einzelne Provinzen, sondern nur in Flächen verschiedener Tiefenintervalle untergliedert wurde, die einzeln bilanziert wurden (Abb. 11).

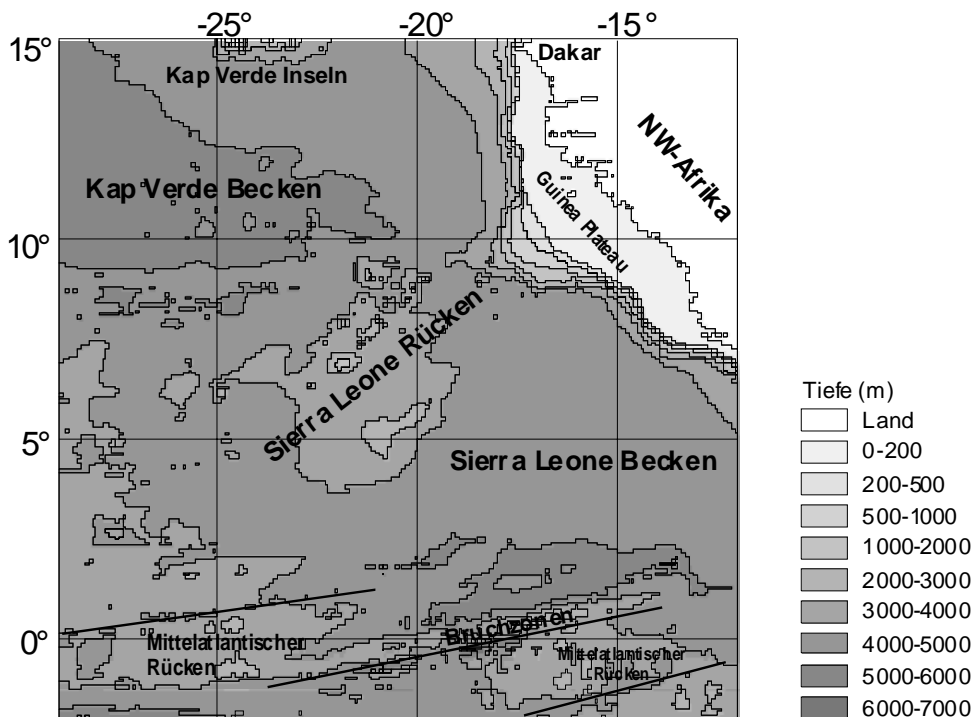


Abb. 11: Morphologie des Untersuchungsgebietes im äquatorialen Ostatlantik.

2.3.2 Zirkulationsmuster und Auftriebsgeschehen

Im östlichen Atlantik herrschen vor allem die Nordost- und Südost-Passatwinde vor und bestimmen in erster Linie die biologische Produktivität der Küsten- und äquatorialen Auftriebsgebiete vor Westafrika. Gleichzeitig steuern die Passatwinde den Eintrag von äolischem Material aus Nordafrika in den zentralen Ostatlantik (Westerhausen, 1992). Die Passatwinde werden durch die relativ ruhige tropische Divergenzzone getrennt, die sich durch hohe Luft- und Wassertemperaturen auszeichnet. Im östlichen äquatorialen Atlantik wandert diese Zone in Abhängigkeit großräumiger klimatischer Variationen und der Intensität der Passatwinde von ca. 2-4°N im März nach 8-12°N im August (Servain und Legler, 1986). Das Untersuchungsgebiet liegt nördlich im Küsten- und südlich im äquatorialen Auftriebsgebiet (Berger, 1989c) vor Westafrika und weist generell das ganze Jahr über eine hohe Produktion mit erhöhter Primärproduktion und hoher Biomasse dar (Wefer und Fischer, 1993). Dies gilt besonders für die borealen Sommermonate, in denen die südlichen Passatwinde generell stark und die Meeresoberflächentemperaturen im Untersuchungsgebiet relativ niedrig sind. Die Nordost- und Südost-Passatwinde variieren jahreszeitlich bedingt: die SE-Passatwinde sind Juni bis Juli und die NE-Passatwinde im Februar am stärksten. Die ozeanologischen und biologischen Prozesse in dieser Region sind stark an das Windgeschehen geknüpft (Voituriez et al., 1982). Maximale Meeresoberflächentemperaturen folgen im Sommer der tropischen Divergenzzone in ihrem Zug nach Norden, währenddessen der Einfluß der Südäquatorialströmung (SEC) im Untersuchungsgebiet am stärksten ist (Abb. 10) und dort die Temperaturen des Oberflächenwassers infolge des verstärkten Auftriebs von Zwischenwasser im Zeitraum März bis August sinken läßt (Oudot und Morin, 1987). In dieser Zeit verflacht die Thermokline im Zuge des verstärkten Windgeschehens fast im gesamten tropischen Ostatlantik (Hastenrath und Merle, 1987) und führt zu einem erhöhten vertikalen Nährstofftransport in die durchmischte Oberflächennzone und einer gesteigerten Primärproduktion. Konsequenterweise ist während dieser Phase ein erhöhter Export an organischem Material aus der oberflächennahen Zone zu erwarten (Fischer und Wefer, 1996).

Die ozeanographische Situation der Oberflächenströmungen wird durch die westwärts gerichtete Südäquatorialströmung (SEC) und von der ebenfalls nach Westen gerichteten Nordäquatorialströmung (NEC) charakterisiert (Abb. 10). Die SEC wird im äquatorialen Bereich von einer schwachen nach Osten strömenden äquatorialen Unterströmung in ca. 50m Wassertiefe unterlagert. Die beiden von den Passatwinden induzierten Hauptströmungssysteme führen zu einer Divergenz im Oberflächenwasser und bedingen das äquatoriale Auftriebsgeschehen. Hierbei liefert das zentrale Südatlantikwasser (SACW), das in 200-600m Wassertiefe nach Norden fließt, einen Teil zum Auftriebswasser und das nährstoffärmere zentrale Nordatlantikwasser (NACW) einen anderen. Die beiden Hauptströmungssysteme werden von der oberflächennahen äquatorialen Gegenströmung getrennt, die nach Osten fließt und Nährstoffe aus dem Auftriebsgeschehen in den Südatlantik liefert (Voituriez et al., 1982). Im Un-

tersuchungsgebiet liegt die ostwärts gerichtete nordäquatoriale Gegenströmung (NECC), die z.T. in die küstennahe Guineaströmung übergeht. Entlang des nordwestafrikanischen Schelfs und Kontinentalhanges tritt im Norden der Kanarenstrom (CC) in das Untersuchungsgebiets ein und teilt sich in die Guineaströmung und die Nordäquatorialströmung (NEC) auf. Im Süden stellt die Südäquatorialströmung (SEC) die Verlängerung der kalten nordwärts gerichteten Benguelaströmung dar. Über das Untersuchungsgebiet hinaus bringen die NEC und Teile der SEC generell warmes äquatoriales Wasser auf ihrem Weg nach Nordwesten in den Nordatlantik und treten entweder in die Karibik ein oder gehen in die Floridaströmung über, die den Golfstrom nährt (Abb. 10).

3 Einsatz eines Geoinformationssystems (GIS)

3.1 Was bedeutet GIS?

Die wesentlichen Charakteristiken von GIS werden bereits durch die Namensgebung „Geoinformationssysteme“ gekennzeichnet. Der Begriff **„geo“** impliziert, daß die Örtlichkeit jeder einzelnen Datenkomponente im Sinne geographischer Bezugssysteme (Längen- und Breitenkoordinaten) erfaßt wird. Das Wort **„Information“** beinhaltet, daß die Daten, die in einer Datenbank gehalten werden, nützliche Informationen darstellen, die abgefragt werden können. Die Ergebnisse werden in Form von Karten, Bildern, statistischen Graphiken und Tabellen ausgewertet. Das Wort **„System“** steht für verschiedene, miteinander in Wechselwirkung stehende Komponenten unterschiedlicher funktionaler Fähigkeiten zur Datenerfassung, Bearbeitung, Transformation, Visualisierung, Kombination, Abfrage, Analyse, Modellierung und Ausgabe. Die Handhabung dieser speziellen Funktionalitäten erfolgt entweder über eine graphische Benutzeroberfläche oder mit Hilfe einer sogenannten Kommandosprache. Letztere ermöglicht, ähnlich einer Programmiersprache, Typ und Abfolge verschiedener GIS-Operationen individuell zu bestimmen. Umfangreiche GIS verfügen über eigene objektorientierte Programmiersprachen, die dem Benutzer vielfältige Möglichkeiten zur Gestaltung eigener Anwendungen bis hin zur komplexen Datenmodellierung bieten. Bekannte Beispiele sind Oberflächenabflußmodelle der Hydrogeologie und Feuerausbreitungsmodelle im Brandschutzbereich (Bill und Fritsch, 1994; Bonham-Carter, 1996). Die Handhabung solcher Kommando- und Programmiersprachen verlangt mitunter intensive Einarbeitung.

Zum besseren Verständnis der hier angewandten, komplexen GIS-Techniken sollen an dieser Stelle grundlegende Begriffe erläutert werden, wobei nur die GIS-Module, die speziell zur Modellierung der Stoffflüsse in dieser Arbeit ausgewählt wurden, eingehender erklärt werden. Es handelt sich hierbei in erster Linie um flächenbezogene Auswertungs- und Modellierungsmodule, die vor allem in der angewandten Umweltforschung eingesetzt werden. Andere umfangreiche Anwendungsbereiche sind z.B. Luftbildauswertung, Leitungskataster, Navigation und Logistik. In den folgenden Kapiteln werden die Grundlagen und die wichtigsten Methoden der Anwendung eines GIS zur Stoffflußmodellierung und –bilanzierung erläutert. Die in dieser Arbeit entwickelten Prozesse zur Stoffflußbilanzierung und die hier angewandten GIS-Techniken sind in Abbildung 23 am Ende dieses Kapitels in einem allgemeinen Fließdiagramm zusammengestellt. Die einzelnen Datensätze und Beziehungen, mit denen hier gearbeitet wurden, werden in Kapitel 5 vorgestellt.

3.2 Softwarevoraussetzungen

Die Modellierung der Stoffflußkarten und Datensätze, die Erstellung sämtlicher Karten und die abschließende regionale Bilanzierung erfolgten mit Hilfe des Geoinformationssystem *ARC/INFO 7.1.1* der Firma ESRI (*Environmental Systems Research Institute, Inc.*) auf einer UNIX Plattform für *Sun Workstations*. Zur leichteren Handhabung und schnellen Visualisierung wurden zusätzlich die Programme *ArcView* und *Spatial Analyst* der selben Firma eingesetzt. Bei diesen beiden Programmen handelt sich um graphische Benutzeroberflächen für Personal Computer mit eingeschränkten GIS-Funktionalitäten, die die vereinfachte Weiterbearbeitung und Abfrage bereits in *ARC/INFO* eingearbeiteter Datensätze und Karten ermöglichen.

Zur Sammlung und –verwaltung weltweiter Datensätze wurde neben dem integrierten Datenbank-Management-System (DBMS) von *ARC/INFO* das relationale Datenbank-Management-System *Access 97* der Firma Microsoft verwendet. Dadurch wurde eine GIS-unabhängige externe Datenhaltung und Bearbeitung der Meßwerte und ihrer Attribute ermöglicht. Einerseits wurden so der Datenaustausch erleichtert und andererseits ein vereinfachter Zugang für nicht GIS-relevante Anwendungen auf die gesammelten Daten geschaffen. Sowohl *ARC/INFO* und *ArcView* als auch *Access 97* verfügen über eine sogenannte ODBC-Schnittstelle (*Open Data Base Connectivity*), die die Kompatibilität verschiedener Systeme untereinander gewährleisten soll (Sauer, 1994). *Access 97* wurde gewählt, da es eine gute Kompatibilität zu allgemein gängigen Statistiksoftwarepaketen und Textverarbeitungsprogrammen aufweist. Mit Hilfe der *Standard Query Language (SQL)* konnte auf den gesamten Inhalt der *Access*-Datenbank für GIS-relevante Fragestellungen im Rahmen dieser Arbeit zugegriffen werden.

Zur Konvertierung der Rohdaten in ein GIS-leserliches Format wurde der AWK-Kompilier von UNIX herangezogen, der in den meisten auf UNIX basierenden Netzwerken zur Verfügung steht (Dougherty, 1990). AWK ist eine an C angelehnte Programmiersprache zur Strukturerkennung und –erzeugung von Textdaten im ASCII-Format.

3.3 Georelationales Datenmodell

Jedes GIS arbeitet mit einem internen Datenbank-Management-System (DBMS) zur Verwaltung von Karten, digitalen Bildern und tabellarischen Datensätzen. Grundsätzlich läuft die Datenorganisation in einem GIS über definierte, raumbezogene Koordinaten, d.h. alle Datensätze müssen in geographisch orientierter Form vorliegen. Zum Aufbau eines räumlichen Datenmodells werden Daten aus unterschiedlichsten Quellen vereinigt, wobei viele verschiedene digitale Datentypen, wie z.B. AutoCad-Formate, Textdaten in ASCII-Format, digitale Bilder etc. eingesetzt werden können. Die Dateneinarbeitung kann dabei mit einem beträchtlichen Arbeitsaufwand verbunden sein, da für jeden Datensatz individuelle Herangehensweisen oder Konvertierungsmöglichkeiten gesucht und erstellt werden müssen (siehe Kapitel 5).

Digitale Datensätze, die mit Hilfe eines GIS bearbeitet werden können, repräsentieren räumlich variierende Phänomene, z.B. Wassertiefe, Salzgehalt, geologische Faziesverteilung, geochemische Elementkonzentrationen, Hangneigung, Schwereanomalien, Meßlokationen, Schiffsrouten, Faunen- und Florenverteilung etc.. Diese Datensätze werden als Serien raumbezogener Informationsebenen in geokodierten Verzeichnissen verwaltet, um die Deckungsgleichheit aller Lokationen zu gewährleisten. Erst durch die geographische Verknüpfung (*Overlay*) können die Beziehungen zwischen einzelnen Informationsebenen analysiert und modelliert werden (Abb. 12).

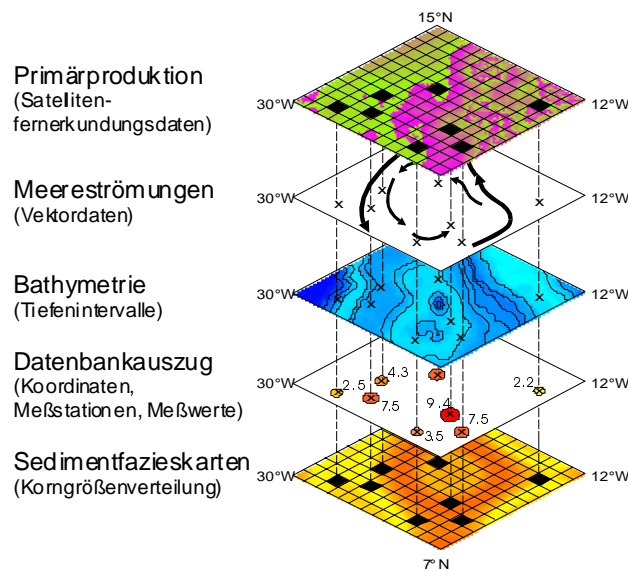


Abb.12: Datenhaltung verschiedener Informationsebenen in GIS.

Es gibt mehrere Möglichkeiten räumliche Phänomene bzw. kartographische Objekte in raumbezogene Datenmodelle einzubauen. In dieser Arbeit wurden hauptsächlich das Rasterdatenmodell zur Modellierung und untergeordnet das Vektordatenmodell zur Verschneidung benutzt. Des weiteren wurden zu Vergleichszwecken eingescannte, georeferenzierte Bilder (*Images*) integriert.

3.4 Vektordatenmodell (VDM)

Im Vektordatenmodell wird jede einzelne Lokation tabellarisch in Form von x,y-Koordinaten erfaßt. Drei Klassen geographischer Objekte werden unterschieden: Punkt, Linie und Fläche. Punktdaten werden als einfaches x,y-Koordinatenpaar dargestellt, Liniendaten als eine Gruppe aneinandergereihter x,y-Koordinaten und Flächendaten als eine Reihe von x,y-Koordinaten, die ein Liniensegment repräsentieren, das eine Fläche einschließt. Flächen gleicher Eigenschaft werden als Polygone erfaßt. Grundlegende Überlegungen zur Organisation der Daten und zur Darstellungsweise der Objekte, müssen dem Aufbau eines räumlichen Datenmodells vorausgehen. Meßstationen werden z.B. als Punktdaten erfaßt, Küsten als Liniendaten und Meeresregionen als Polygone (siehe Abb. 13).

Jedes geographische Objekt erhält zur eindeutigen Identifikation eine Nummer, die mit den jeweiligen Koordinaten verknüpft wird. Auf diese Art und Weise werden alle geographischen Objekte als Reihen von x,y-Koordinatenpaaren in tabellarischer Form in einer Datenbank verwaltet und können jederzeit ausgewählt und modifiziert werden.

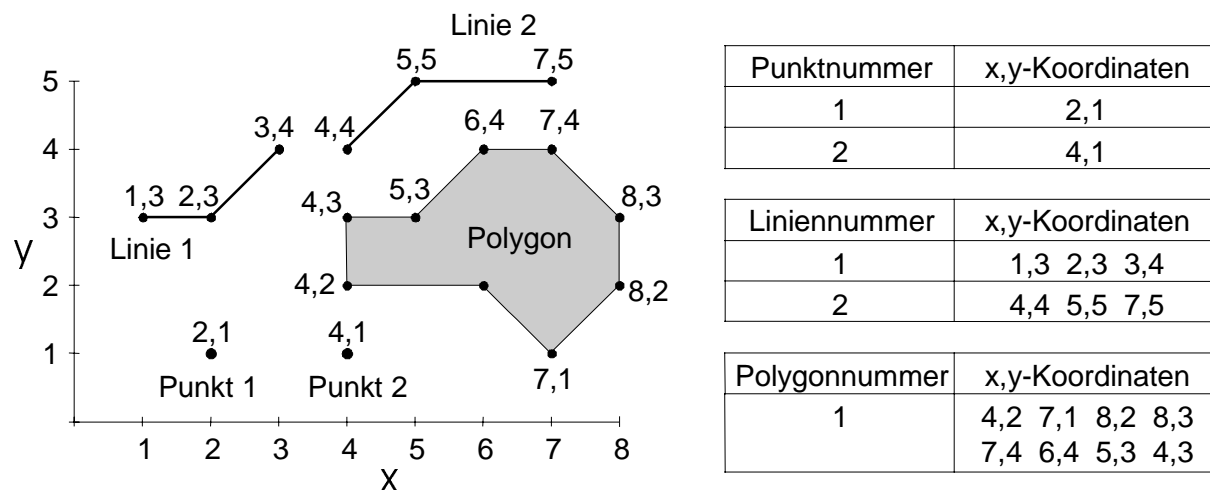


Abb. 13: Geographische Objekte des Vektordatenmodells und deren tabellarische Verwaltung in einer Datenbank.

Digitalisierte Karten anderer Programme, wie z.B. AutoCad der Firma Autodesk, Inc. liegen grundsätzlich im Vektordatenformat vor. Solche auf dem Markt erhältliche Datenformate können konvertiert und in GIS eingelesen werden. Das GIS *ARC/INFO* verfügt zusätzlich über eine komplette Digitalisierumgebung *ArcEdit*. So konnten Karten dieser Arbeit auf einem Digitalisierbrett oder mit dem Hintergrund eingescannter Bilder am Monitor direkt im GIS digitalisiert werden. Diese Karten wurden unter Berücksichtigung des Aufbaus einer relationalen Datenbank als VDM in das GIS integriert.

3.4.1 Topologie

Zur Handhabung geographischer Objekte in einer raumbezogenen Datenbank reicht jedoch die Erfassung allein über Koordinaten nicht aus. Fragestellungen, wie z.B. nach Meßstationen, die innerhalb einer bestimmten Entfernung zur Küste oder im Umkreis eines Seamounts liegen, könnten sonst nicht beantwortet werden. Um Angaben über Entfernungen, Orientierung und gemeinsame Grenzen, bzw. Überschneidungen verschiedener Objekte machen zu können, müssen deren räumliche Beziehung zueinander festgehalten werden. GIS definiert diese Beziehungen mit Hilfe topologischer Attribute, d.h. gemeinsame Grenzen werden definiert, wobei Anfangs- und Endpunkte und linke und rechte Polygonflächen zugewiesen werden. Diese Informationsstrukturen werden als Topologie bezeichnet und definieren die Verbindung und Aneinandergrenzung einzelner Objekte. Der Aufbau topologischer Relationen innerhalb einer Informationsebene wird in einer gesonderten binären Datenbank vollzogen, die nicht mehr mit einzelnen Koordinatenpunkten arbeitet, sondern nur noch mit Linien und Knoten, die unabhängig von den Weltkoordinaten (Kapitel 3.7) intern verwaltet werden und auf die kein direkter Zugriff möglich ist. Somit werden Redundanzen (Mehrfachspeicherung gleicher Daten) vermieden und schnelle Zugriffszeiten und effiziente Speicherplatzverwaltung erreicht.

3.4.2 Deskriptive Daten

Jedem Objekt in einem räumlichen Datenmodell werden außer Koordinaten und topologischen Beziehungen in einem GIS automatisch Standardattribute zugeordnet, um Entfernungsabschätzungen und Flächenberechnungen durchführen zu können. Diese Attribute sind Linielänge, Umfang und Fläche, die in einem entsprechend gewählten Maßsystem über die jeweilige ID-Nummer in Attributtabelle abgelegt werden (siehe Abb. 14).

Neben diesen für die raumbezogene Bilanzierung benötigten Eigenschaften können weitere, beschreibende Attribute mit den entsprechenden raumbezogenen Objektdaten verknüpft werden. Erst durch deskriptive Eigenschaften wie z.B. Meßwerte, Bezeichnungen, Zeitangaben, Maßeinheiten, Bemerkungen etc. kann in GIS eine akkurate Repräsentation der dargestellten Phänomene und deren Modellierung erreicht werden. Solche Objektbeschreibungen können entweder in den ursprünglichen Attributtabelle der in GIS integrierten Datenbank erfaßt und verwaltet werden oder über Schlüsseldateien aus einer externen Datenbank in das GIS-Projekt eingebunden werden (siehe Abb. 14). In dieser Arbeit wurden alle Meßwerte mit ihren Attributen extern in einer *Access*-Datenbank verwaltet und über definierte Schlüssel, z.B. ID-Nummern, Meßstationsnamen und Weltkoordinaten mit Hilfe der SQL-Schnittstelle in *ARC/INFO* eingebunden.

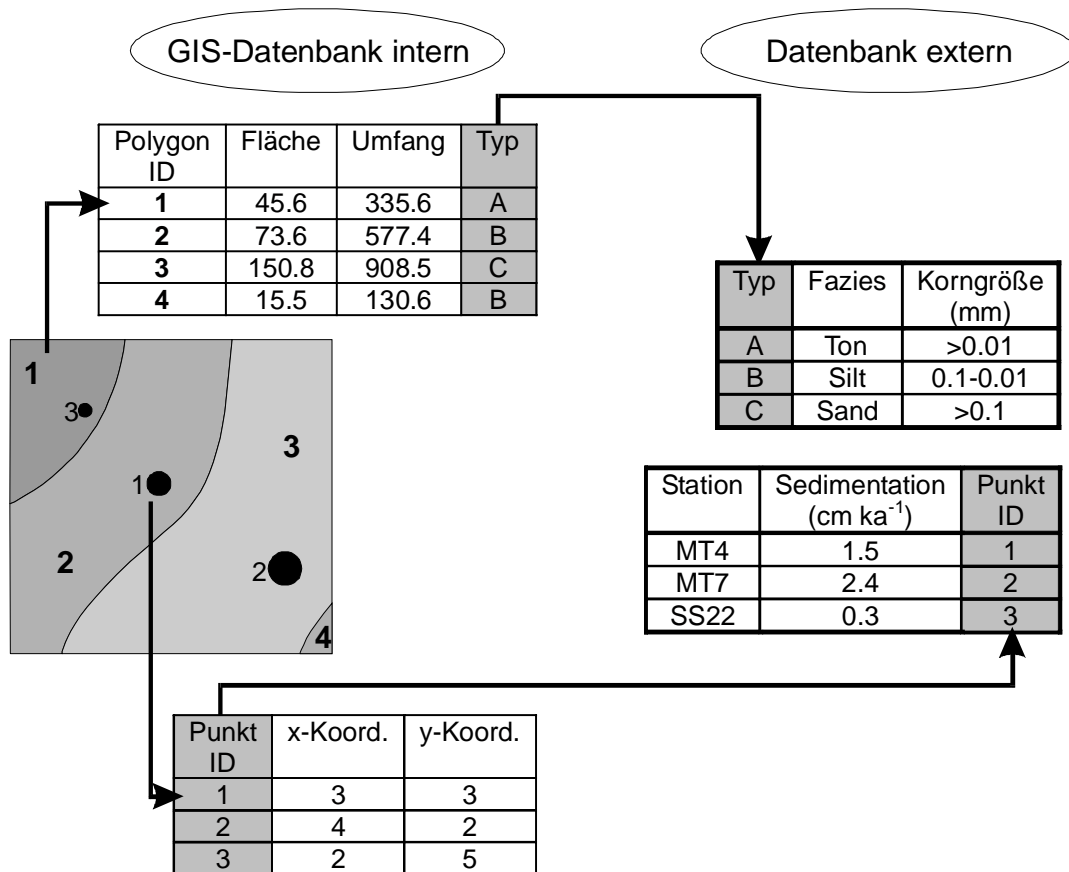


Abb. 14: Verknüpfung interner und externer Datenbanken mittels Attributtabelle und Schlüsseldatenfelder.

3.4.3 Coverage

Das GIS *ARC/INFO* legt alle thematisch zusammengehörenden geographischen Objekte mit ihren topologischen Beziehungen und Attributtabelle in einem speziellen Datenformat, dem sogenannten „Coverage“, in einer Datenbank ab. Ein *Coverage* kann mit einer Kartenkomposition verglichen werden und stellt eine digitale Informationsebene dar, die als eine Einheit gespeichert wird. Im Unterschied zu einer zwei-dimensionalen Karte können jedoch die Attributtabelle eines jeden Objekts zur Selektion, Analyse und Darstellung herangezogen werden und so verschiedene Karten unterschiedlicher Aussagen aus einem *Coverage* (Datenbankeinheit) generiert werden und in Form verschiedener Themenkarten ausgegeben werden. Zusätzlich können Informationen mehrerer, ganz unterschiedlicher *Coverages* visuell und rechnerisch in Beziehung gesetzt und verschnitten werden, um raumbezogene Relationen über mehrere Informationsebenen hinweg zu untersuchen.

3.5 Rasterdatenmodell (RDM)

3.5.1 Grid

Das Rasterdatenmodell (RDM) ist das auf Rasterzellen basierende Äquivalent eines *Coverage* und wird in *ARC/INFO* als *Grid* bezeichnet. Im Gegensatz zum Vektordatenmodell (VDM), das allein die Begrenzungen geographischer Objekte speichert und mit Hilfe eines Kennzeichnungsschemas Eigenschaften zuordnet, beschreibt das RDM Flächenelemente direkt. Jeder digitale Rasterdatensatz repräsentiert eine räumliche Variable (z.B. Wassertiefe, Salinität, Sedimenttyp). Er besteht aus regelmäßig angeordneten, gleich großen Zellen, denen ein numerischer Variablenwert zugeordnet ist. Jede Zelle repräsentiert einen fest definierten Flächenbereich und bekommt einen Wert zugewiesen, der die jeweilige örtliche Gegebenheit charakterisiert oder beschreibt. Im Gegensatz zum Vektordatenmodell eines *Coverage*, in dem geographische Objekte als Reihen von x,y-Koordinaten und topologischen Relationen gespeichert sind, werden Rasterzellen im

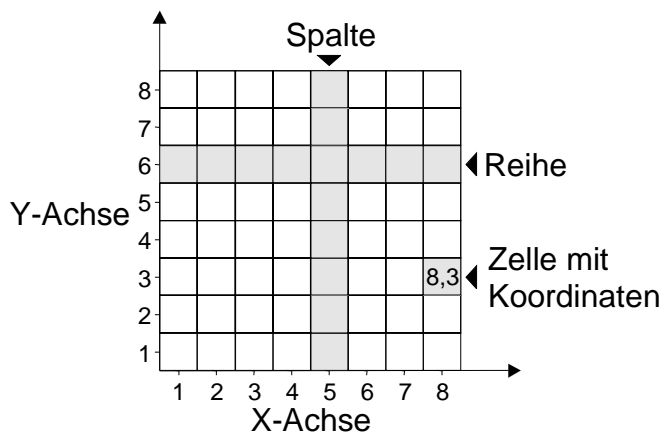


Abb. 15: Aufbau eines Rasterdatensatzes.

Grid in Spalten und Reihen gespeichert, die einem kartesischen Koordinatensystem entsprechen (siehe Abb. 15). Da jede Zelle einen fest definierten Platz im Raster einnimmt, ist die raumbezogene Relation immer gegeben und muß nicht, wie im Vektordatenmodell (VDM), explizit gespeichert werden.

3.5.2 Oberflächenmodell

Da alle Rasterzellen eine definierte Fläche repräsentieren, gibt das Rasterdatenmodell, vergleichbar mit einem Photo, an jeder Stelle die gewählte Variable wieder. So entsteht ein geschlossenes Oberflächenmodell, das nicht nur Topographie (Höhen- und Tiefenmodelle), sondern auch andere beschreibende, raumbezogene Variablen (Niederschlag, Stoffflüsse, Hangneigung) zum Inhalt haben kann. Der Informationsverlust bei der Erstellung eines RDM ist im Vergleich zum VDM in Abhängigkeit der entsprechend gewählten Rasterauflösung geringer, da keine großräumigen Flächen als Objekte zusammengefaßt und vereinheitlicht werden müssen (Vektorisierung), wie das z.B. bei der Erstellung von Isolinien der Fall ist.

3.5.3 Auflösung

Die Genauigkeit eines *Grid* hängt von der Auflösung des Rasters bzw. des Photos ab, d.h. der Flächengröße der realen Welt, die durch eine Zelle dargestellt werden soll. Bei der Bestimmung der Auflösung eines RDM muß ein vernünftiger Kompromiß zwischen der Genauigkeit der darzustellenden Phänomene, der Erfassungsgenauigkeit (Fehlerbereich) der Ursprungsdaten und der gewünschten Ergebnisgenauigkeit des beabsichtigten Datenmodells getroffen werden. Bei der Modellierung (Verrechnung) von Datensätzen unterschiedlicher Genauigkeit bzw. Auflösung sollte sich das berechnete Ergebnis an der flächenbezogenen Auflösung der Eingangsdaten orientieren.

3.5.4 Kategorisches und kontinuierliches Rasterdatenmodell

Der Wert, der mit einer Rasterzelle assoziiert ist, identifiziert diese und definiert deren Klassen-, Gruppen- oder Kategoriezugehörigkeit. Analog zu den Attributtabelle eines *Coverage* können auch den numerischen Zellenwerten eines *Grid* Attribute zugeordnet werden. Hierbei werden zwei Typen von RDM unterschieden:

- Der kategorische Typ besteht aus diskreten (ganzen) numerischen Zellenwerten (*Integer*), die in Attributtabelle bestimmten Objekten, wie Regionen, Biozönosen, Klimazonen etc. zugeordnet werden können. Diese Objekte werden als Zonen gleicher Zellwertbelegung zusammengefaßt, wobei nur die Anzahl der Zellen pro Zone bzw. Objekt in der Datenbank festgehalten wird (siehe Abb. 16). Dieser Rasterdatentyp kann durch Vektorisierung in das Vektordatenmodell *Coverage* überführt werden. Die Zellen definierter Zonen werden dabei in Polygone umgewandelt und die Zellvariablen zur Identifikation der Polygone des neuen Polygone-*Coverage* in der Attributtabelle erfaßt. Umgekehrt ist es auch möglich ein *Coverage* in ein kategorisches *Grid* umzuwandeln, indem Polygonflächen als Zonen mit gleichen, kategorischen Zellwerten definiert werden. Auf diese Möglichkeit der Transformation wurde in dieser Arbeit häufig zurückgegriffen, um eindigitalisierte Karten (z.B. die C_{org} -Verteilung im Sediment) vom *Coverage*-Format in Zonen-*Grids*, und umgekehrt, umwandeln und mit den Rasterdatensätzen der Stoffflüsse verrechnen zu können. In den Abschnitten zur *Map Algebra* und zur *Overlay*-Technik wird auf diese Methode genauer eingegangen.
- Der kontinuierliche Typ ist datenbanktechnisch mit höherem Speicheraufwand verbunden, weil er kontinuierliche Oberflächenmodelle wie z.B. Temperaturverteilung, Salzgehalte, Nährstoffverteilungen etc. mit Hilfe unendlicher Gleitkommazahlen (*Float*) darstellt und jede Zelle als Zahlenwert einzeln abgespeichert werden muß. In diesem Fall können die einzelnen Zellenwerte nicht mit Attributen belegt werden, sondern nur außerhalb des Rasterdatensatzes in Klassen eingeteilt werden. Diese Klassen können in der Datenbank mit Attributen versehen werden und wiederum als diskrete Zonen in Form eines kategorischen RDM dargestellt werden (siehe Abb. 16).

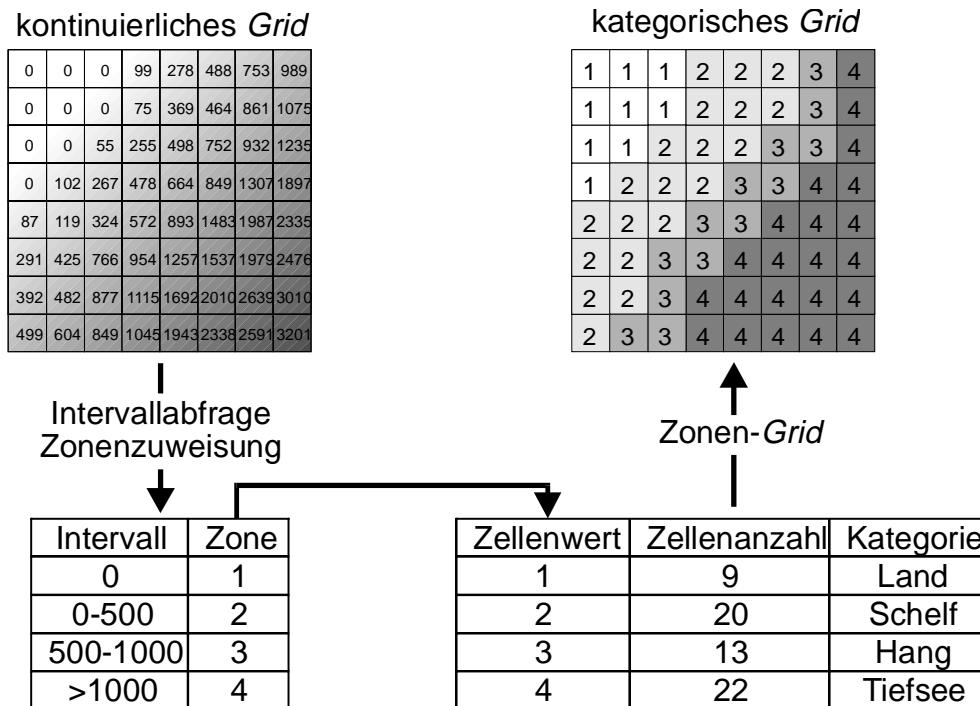


Abb. 16: Beispiel für ein kontinuierliches Rasterdatenmodell zur Bathymetrie mit Tiefenintervalleinteilung und zugehörigem kategorischem Rasterdatenmodell mit definierten Zonen.

3.5.5 Modellierung von Grids

Das *Grid*-Modul von *ARC/INFO* ermöglicht u.a. die Klasseneinteilung kontinuierlicher RDM über eine eigene, sogenannte *Map Algebra*-Sprache, die mit logischen Ausdrücken, mathematischen Operatoren in Form einer Kommandosprache arbeitet. Via *cell-by-cell-processing* wird jede einzelne Zelle mit den korrespondierenden Zellen aller eingesetzter *Grids* gemäß den Gesetzmäßigkeiten der logischen Ausdrücke verrechnet und als Ergebnis in Form eines neuen *Grid* erstellt. Folgendes Beispiel ermittelt aus einem kontinuierlichen Rasterdatensatz z.B. ETOPO5-Bathymetrie (*ingrid*) alle Zellen, deren Variablen innerhalb bestimmter Zahlenintervalle (Tiefenwerte: 0-500, 500-1000 usw.) liegen und baut einen neuen Rasterdatensatz (*outgrid*) auf, wobei er den identifizierten Zellen diskrete Werte (z.B. 2, 3 usw.) zuweist:

```

if (ingrid < 500) outgrid = 2
else if (ingrid > 200 & ingrid < 1000) outgrid = 3
endif
    
```

Diese Prozedur erfolgt bis zur maximalen Wassertiefe, so daß alle Zellen in Klassen verschiedener Tiefenstufen eingeteilt werden können. Das neue *Zonen-Grid* (*outgrid*) identifiziert die jeweiligen Tiefenintervalle über konkrete Werte (kategorische Zonen). Mit Hilfe der *Map Algebra*-Sprache können alle deckungsgleichen *Grids* gleicher Projektion als Variablen und Terme in solche logischen Ausdrücke eingesetzt werden, vorausgesetzt, sie haben dieselbe

Zellgröße und Georeferenzierung. Auf diese Weise wurden in dieser Arbeit die Stoffflußkarten mit Hilfe der, in der Regressionsanalyse erstellten, empirischen Gleichung modelliert und des weiteren die Karten der C_{org} -Einbettungsraten generiert (siehe Abb. 17 und Kapitel 5.4).

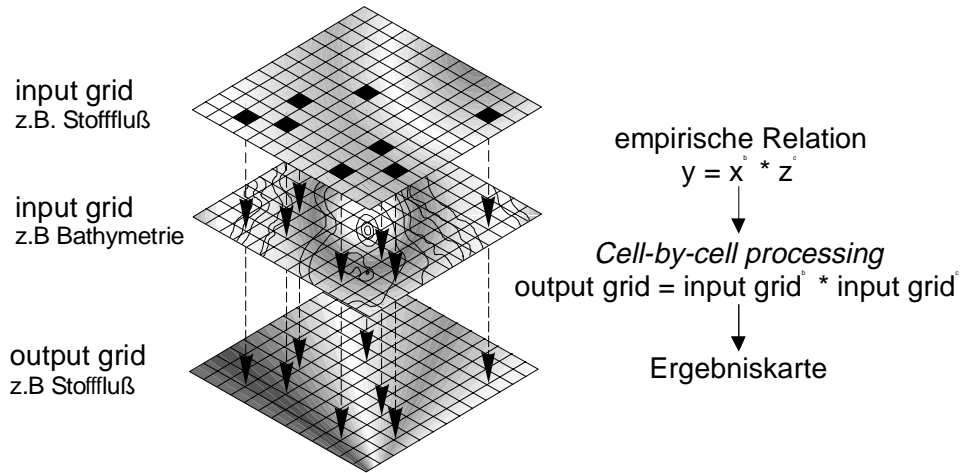


Abb. 17: Grid-Modellierung mit *Map Algebra* und *cell-by-cell-processing*.

Ob die eingesetzten und erstellten *Grids* (z.B. Nährstoffkonzentrationen, Einbettungsraten) zeitlichen Iterationen für Ausbreitungsprozesse etc. entsprechen, ist der jeweiligen Fragestellung überlassen. Ein hohes Maß an Komplexität und Verknüpfung logischer Ausdrücke ist möglich. Einfache Beziehungen bis hin zu komplizierten Modellierungsprozessen können somit ausgedrückt werden. Weiterhin ermöglicht *Map Algebra* eine Vielzahl statistischer Abfragemöglichkeiten, die in Kombination mit der *Overlay*-Technik die wichtigsten Komponenten zur Flächenbilanzierung darstellen (siehe Kapitel 3.9).

3.6 Image

Digitale Bilder, hier im weiteren als *Images* bezeichnet, sind aus regelmäßig angeordneten *Pixels* (*picture elements*) aufgebaut, die rasterförmig in Spalten und Reihen angeordnet sind. *Pixels* stellen die kleinste Einheit eines Bildes dar und repräsentieren eine rechteckige Fläche durch einen Farbintensitätswert. *Images* können daher leicht in *Grids* umgewandelt werden. In *ARC/INFO* kann einem *Image* ein reales Koordinatensystem zugrunde gelegt werden, so daß es zur Kartendarstellung herangezogen werden kann. Der Informationsgehalt beschränkt sich allerdings rein auf die Wiedergabe von Farbintensitätswerten. In dieser Arbeit wurden verschiedene Karten aus Veröffentlichungen und Atlanten zu Vergleichszwecken herangezogen. Diese wurden eingescannt, georeferenziert und als Digitalisierungsgrundlage benutzt, um die Karteninhalte als *Coverage* in *ARC/INFO* integrieren zu können.

3.7 Georeferenzierung

Mit Hilfe der beschriebenen Datenmodelle können die meisten geographischen Phänomene als digitale Datenformate in GIS dargestellt werden. Die Verknüpfung verschiedener Datensätze (*Grids*, *Coverages* und *Images*) mittels Koordinaten und Projektionen wird Georeferenzierung genannt. Jedes raumbezogene Datenmodell in GIS benutzt ein kartesisches Koordinatensystem.

Beim Erstellen eines Vektordatensatzes mittels Digitalisieren einer Karte liegen z.B. die Ursprungskordinaten (x,y) gemäß der Grundeinstellungen in der linken unteren Ecke (0,0) der Digitalisierenebene in sogenannten Blattkoordinaten und Blatteinheiten vor. Einer der großen Vorteile von GIS gegenüber herkömmlichen Zeichenprogrammen liegt darin, daß man sowohl den Blattkoordinaten reale Weltkoordinaten zuweisen kann als auch die Einheiten (Dimension) definieren kann. Sind diese für den Ursprungsdatensatz einmal festgelegt, kann er in andere, passende Kartenprojektionen und Skalierungen umgewandelt werden. Verschiedene Projektionsalgorithmen stehen dafür zur Verfügung (siehe Kapitel 3.8).

Grids werden georeferenziert, indem das Koordinatensystem definiert wird, auf das sich das Raster bezieht und sowohl die Koordinaten der realen Welt für bekannte Referenzpunkte als auch die Flächengröße, die eine Rasterzelle in der realen Welt darstellen soll, festgelegt werden (z.B. Projektion in Dezimalgrad oder Gauss Krüger Koordinaten in Meter).

Die Kompatibilität raumbezogener Datenmodelle untereinander wird über die Wahl einer einheitlichen Kartenprojektion und Skalierung erreicht, so daß dieselben Koordinaten gleiche Lokationen repräsentieren, eine Grundvoraussetzung für die *Overlay*-Technik (siehe Kapitel 3.9). Nur so können unterschiedliche raumbezogene Datenformate und Dimensionen verknüpft, verschnitten und verrechnet werden und die Beziehungen über viele verschiedene Informationsebenen hinweg richtig analysiert werden.

Ein sehr wichtiger Aspekt ist die Georeferenzierung von Kartenabbildungen unbekannter Projektion und Satelliten- bzw. Luftbildern. Sind solche Karten durch Einscannen einmal in ein digitales *Image*-Format überführt worden, können diese auch georeferenziert werden, selbst wenn Maßstab und Kartenprojektion unbekannt sind. Das *Image* wird auf markante und bekannte Lokationen hin untersucht, denen durch manuelles Setzen von Kontrollpunkten auf einem Digitalisierbrett, bekannte Weltkoordinaten zugewiesen werden. Anschließend erfolgt eine sogenannte Rektifizierung, die sowohl für *Images*, als auch *Grids* und *Coverages* gleich abläuft. Auf diese Weise wird das gesamte Bild einem realen Weltkoordinatensystem angepaßt (siehe Abb. 19).

Oft reicht ein einfacher Versatz, Schiefenausgleich oder eine Rotation des gesamten Bildes aus. In diesem Falle findet eine „affine Transformation“ statt, die die Form einer polynomischen Funktion 1. Ordnung hat (Bonham-Carter, 1996) (siehe Abb. 18). An den gesetzten Kontrollpunkten sind die Bildpunktkoordinaten (u, v) und die Weltkoordinaten (x, y) bekannt und eine empirische, polynomische Funktion 1. Ordnung wird zur besten Anpassung (*Fit*) der Kontrollpunkte benutzt, indem die sechs Koeffizienten ($a_0, a_1, a_2, b_0, b_1, b_2$) bestimmt werden:

$$x = a_0 + a_1u + a_2v \quad \text{und} \quad y = b_0 + b_1u + b_2v \quad (\text{Gleichung 1})$$

mit: x, y Weltkoordinaten
 u, v Bildpunktkoordinaten
 $a_0, a_1, a_2, b_0, b_1, b_2$ empirisch ermittelte Koeffizienten

Für nur drei gesetzte Kontrollpunkte gibt es eine exakte Lösung der Gleichung. Mit Hilfe der ermittelten empirischen Gleichung wird anschließend jeder Bildpunkt in das neue Bild bzw. Kartenabbild projiziert. Eine bessere Positionierungsgenauigkeit läßt sich allerdings mit mehr Kontrollpunkten erreichen, indem die Koeffizienten über einen *Least Square Fit* errechnet werden (siehe Kapitel 5.3.2.1). Über die Angabe residueller Fehler einzelner Kontrollpunkte, können diese am Digitalisierbrett gegebenenfalls nachgebessert werden.

Im Falle einer schwerwiegenden Verzerrung hohen Grades (Verkrümmung), die das gesamte Bild bzw. Kartenabbild betrifft (z.B. unbekannte Kartenprojektion), muß eine interne Entzerrung und Verkrümmung stattfinden. Vor allem planare Kartendarstellungen hoher Breiten und Satellitenbilder sind durch die Erdkrümmung an den Rändern stark verzerrt. Eine solche Bildentzerrung läuft nur über eine interne Neuberechnung und Transformation jedes einzelnen Bildpixels ab. Dabei werden polynomische Transformationen höherer Ordnung eingesetzt (ESRI, 1997) (siehe Abb. 18). Je komplexer die zu korrigierende Verzerrung, desto höher die einzusetzende Ordnung der polynomischen Funktion:

$$x = a_0 + a_1u + a_2u^2 + \dots \quad \text{und} \quad y = b_0 + b_1v + b_2v^2 + \dots \quad (\text{Gleichung 2})$$

mit: x, y Weltkoordinaten
 u, v Bildpunktkoordinaten
 $a_0, a_1, a_2, \dots, b_0, b_1, b_2, \dots$ empirisch ermittelte Koeffizienten

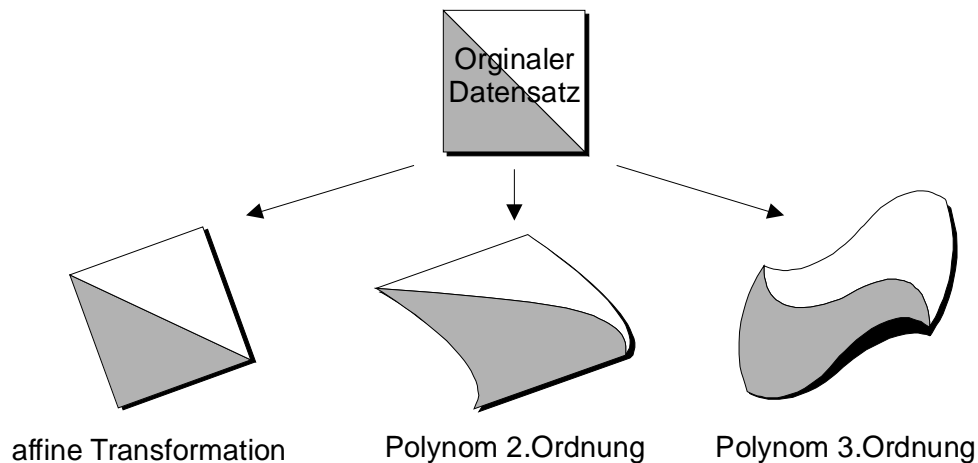


Abb. 18: Zweidimensionale Koordinatentransformation.

In dieser Arbeit wurden vor allem eingescannte Karten aus der Literatur über weltweite Sedimentfazies- und C_{org} -Verteilung (Udintsev, 1989-1990) mit Hilfe polynomischer Transformation entzerrt, um sie zu Vergleichs- und Verechnungszwecken mit den erstellten *Grids* der Stoffflußkarten verschneiden zu können. ARC/INFO bietet verschiedene Module zur Bildverarbeitung (*Image Processing*) an. In dieser Arbeit wurden folgende Arbeitsschritte eingesetzt, die anhand der Karte zur Aufteilung biogeochemischer Provinzen von Longhurst et al. (1995) gezeigt werden sollen (siehe Abb. 19):

- Das eingescannte *Image* wird in ein *Grid* umgewandelt, wobei jeder Pixel in eine Rasterzelle mit einem entsprechenden Farbintensitätswert umgewandelt wird.
- Für das *Image* werden möglichst viele Kontrollpunkte eindigitalisiert, die aus einem bereits georeferenzierten und projizierten Referenz-*Coverage* abgegriffen werden.
- Über eine polynomische Transformationen wird das *Grid* entzerrt, wobei verschiedene Ordnungsgrade getestet werden und das jeweilige Ergebnis mit dem Referenz-*Coverage* kontrolliert wird. Die beste Anpassung ergab in diesem Fall eine polynomische Funktion der 3. Ordnung.
- Die Ausgangskartenprojektion des Referenz-*Coverage* wird dem entzerrten *Grid* zugewiesen.
- Auf dieser neuen Kartengrundlage wird digitalisiert und anschließend ein *Coverage* mit bekannter Projektion und Georeferenzierung gebildet, das zu weiteren Verschneidungs- und Verrechnungsprozessen mit anderen Datenmodellen verwendet werden kann.

georeferenziertes Referenz-
Coverage mit bekannter
geographischer Projektion

eingescanntes *Image* mit
unbekannter Projektion

mit polynomischer
Transformation 3. Ordnung
entzerrtes *Grid*

digitalisiertes *Coverage*
mit bekannter Projektion

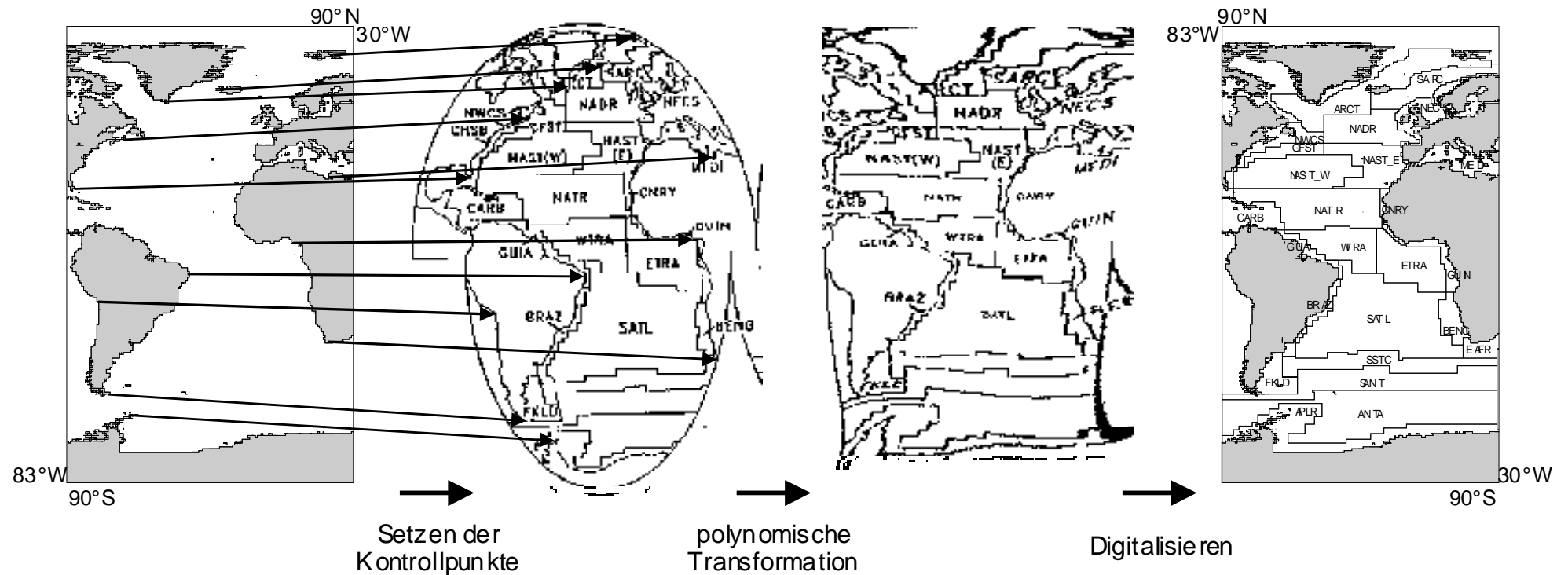


Abb. 19: Georeferenzierung und Entzerrung der eingescannten, biogeochemischen Provinzenkarte von Longhurst (1995).

Das entzerrte *Grid* dient anschließend als Digitalisierungsgrundlage zur Erstellung eines *Coverage*.

Im Gegensatz zu herkömmlichen Zeichenprogrammen können auf diese Weise reine Kartenabbildungen in raumbezogene Datenmodelle umgewandelt werden und die entsprechenden, sachbezogene Informationen in der Datenbank abgelegt werden. In dem Beispiel in Abbildung 19 liegt die Karte der biogeochemischen Provinzen von Longhurst et al. (1995) als Endglied in Form eines *Coverage* in bekannter geographischer Weltprojektion (Dezimalgrad) vor und kann in neue Kartenprojektionen umgewandelt werden. Die biogeochemischen Provinzen wurden im weiteren zur Analyse und zur Verschneidung mit neuen weltweiten Datensätzen z.B. der Verteilungskarte zur Primärproduktion von Antoine & Morel (1996) herangezogen (siehe Kapitel 5.1.2).

3.8 Kartenprojektion

Die Tatsache, daß Karten zweidimensional sind, aber gekrümmte Oberflächen darstellen, setzt eine Projektion und Transformation der Koordinaten voraus. Generell wird die Position geographischer Objekte über die Winkelmaße der Längen- und Breitengrade des Erdsphäroids angegeben. Eine Kartenprojektion transformiert dreidimensionale, geographische Koordinaten mittels mathematischer Ausdrücke in ein zweidimensionales, kartesisches Koordinatensystem. Dieser Prozeß führt je nach Projektionstyp zu unterschiedlichen Verzerrungen von Form, Fläche, Distanz und Richtung. Je nach Fragestellung, Breitenlage und Dimension des Untersuchungsgebietes muß ein entsprechender Projektionstyp gewählt werden.

3.8.1 Geographische Darstellung

In dieser Arbeit wurden alle verwendeten Karten und Datensätze in *ARC/INFO* zuerst in geographischer Projektion in Dezimalgrad erstellt. Im kartographischen Sinne ist eine geographische Projektion, keine echte Kartenprojektion, da sie sich auf das spärliche Gradnetz (Längen- und Breitengrade) der Erdkugel bezieht. In der planaren Darstellung berücksichtigt eine geographische Projektion z.B. nicht, daß die Distanz zwischen den Meridianen (1°) vom Äquator von ca. 111 km zum Pol hin auf 0 km abnimmt. Diese Ausgangsprojektion wurde zu Vergleichszwecken mit Karten aus der Literatur, als Digitalisierungsgrundlage und zur Transformation in andere Kartenprojektionen verwendet.

3.8.2 Flächentreue Azimuthal-Projektion nach Lambert

Zur Erstellung der Stoffflußkarten wurde eine flächentreue Projektion gewählt, so daß der Stofffluß pro Flächeneinheit in einem metrischen System bilanziert werden konnte. Die flächentreue Azimuthal-Projektion nach Lambert erwies sich als die geeignetste, da sie sowohl polare (nördl. N-Atlantik) als auch äquatoriale (NW-afrik. äquat. Atlantik) und oblique (NE-amerik. Kontinentalrand) Aspekte darstellen kann. Die Arbeitsgebiete wurden unter Berücksichtigung natürlicher hydrographischer und ozeanographischer Grenzen aus globalen, geographisch projizierten Karten ausgeschnitten und transformiert. Als Projektionszentrum wur-

de der arithmetische Mittelpunkt des jeweiligen Arbeitsgebietes gewählt. Die Azimuthal-Projektion nach Lambert ist in jeglicher Hinsicht flächentreu, wobei der Richtungssinn vom zentralen Projektionszentrum aus erhalten bleibt. Formen werden nur minimal verzerrt, d.h. um weniger als 2% innerhalb eines Radius von 15° . Die Winkel- bzw. Linienverzerrung ist auch in größerer Entfernung vom Projektionszentrum relativ gering (ESRI, 1994). Bei einer geometrischen Transformation eines *Grid* (siehe Abb. 20) müssen sowohl die Größe als auch die Anzahl der Zellen neu bestimmt werden. Die Einheit Grad wird entsprechend der Lage auf der Erdkugel in ein reales meterisches System umgerechnet, so daß jede Zelle eine fest definierte Flächengröße (m^2) erhält. Vor allem das Arbeitsgebiet im nördlichen Nordatlantik ist aufgrund seiner hohen Breitenlage besonders kritisch in Bezug auf planare Verzerrung und konnte somit ebenfalls gut erfaßt werden.

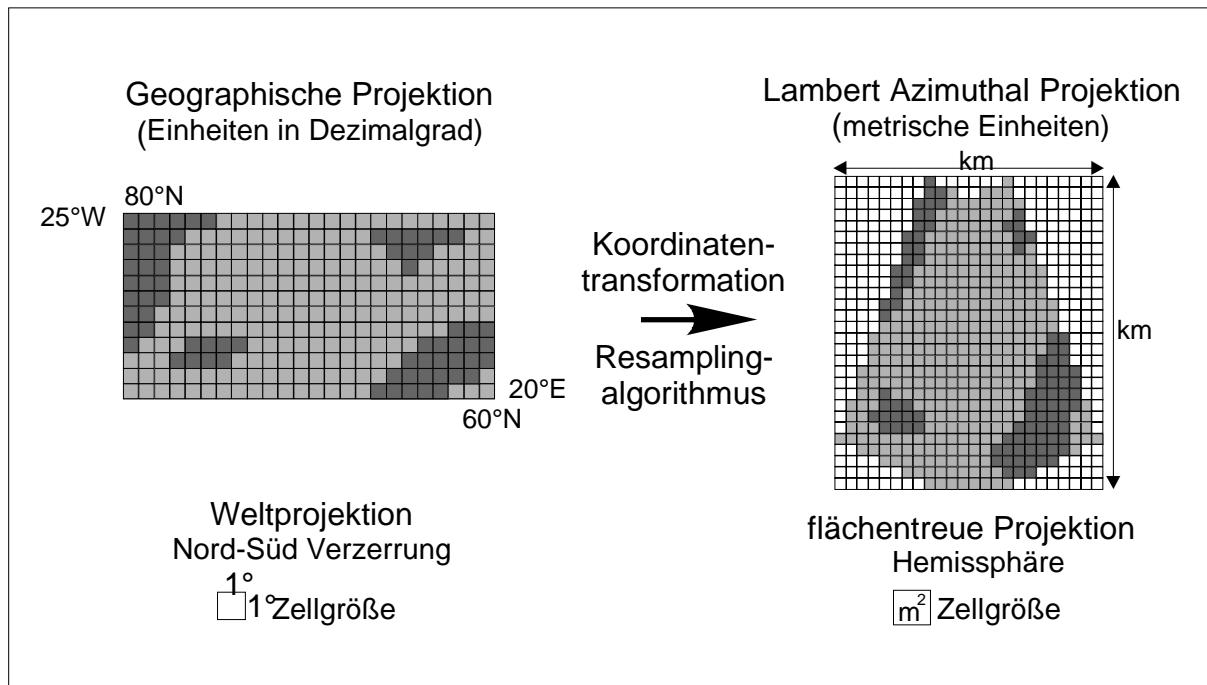


Abb. 20: Flächentreue Projizierung eines Rasterdatensatzes am Beispiel des nördlichen Nordatlantiks.

3.8.3 Daten-Resampling

Da bei einer Neuprojektion die Fläche der Karte bzw. das *Grid* in Bezug auf die darzustellende Zellvariable verändert wird, erfolgt neben der geometrischen Transformation eine Neuberechnung und -platzierung der Datenwerte (*Resampling*). Anhand des Beispiels zur Projektion des nördlichen Nordatlantiks (Abb. 20) wird deutlich, daß es im Norden einer Datenreduktion und im Süden einer Datenneugenerierung bedarf. Die Neuberechnung der Variablenwerte wurde mit Hilfe des bilinearen Interpolationsverfahren durchgeführt (siehe Abb. 21). Die vier Zellmittelpunkte des ursprünglichen Eingabe-Grid, die dem Zellmittelpunkt des neuen Ausgabe-Grid am nächsten liegen, werden ermittelt. Der neue Variablenwert berechnet sich aus dem gewichteten Mittel der Zellvariablen dieser vier Zellen und ihrer relativen bzw. gewichteten Distanz zum neuen Zellmittelpunkt.

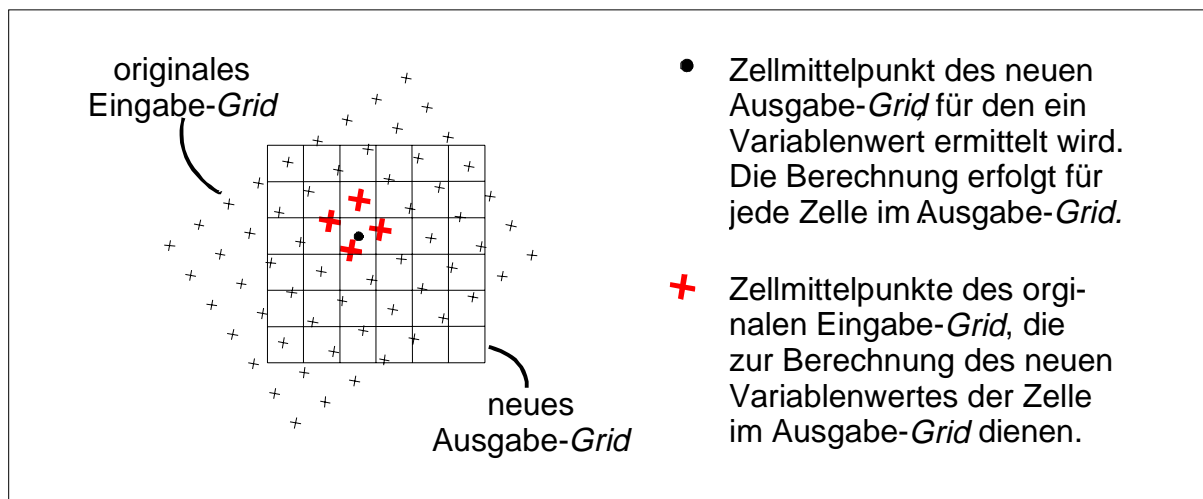


Abb. 21: Bilineares Interpolationsverfahren zur Kartenneuprojektierung.

Daten-Resampling mittels bilinearer Interpolation wurde auch bei der Entzerrung von Images und bei der Anpassung unterschiedlicher Zellgrößen verschiedener Rasterdatensätze angewandt.

3.9 Statistische Auswertung und räumliche Bilanzierung mit *Overlay*-Technik

Thematisch unterschiedliche *Coverages*, *Images* und *Grids* können visuell und rechnerisch übereinandergelagert (*Overlay*) und miteinander verschnitten werden. Mittels *Overlay*-Technik und *Map*-Algebra können logische Abfragen zwischen den verschiedenen Informationsebenen erstellt werden, z.B. können bestimmte Phänome herausgefiltert, statistische Analysen gemacht, und Datensätze verschnitten und neu berechnet werden. Abbildung 22 zeigt schematisch, wie digitalisierte Polygone eines *Coverage*, z.B. unterschiedliche Meeresgebiete, in *Zonen-Grids* umgewandelt wurden, die anschließend zum Ausschneiden der entsprechenden Region aus den Stoffflußkarten verwendet wurden. Auf diese Weise konnten bestimmte Meeresregionen einzeln statistisch analysiert und bilanziert werden.

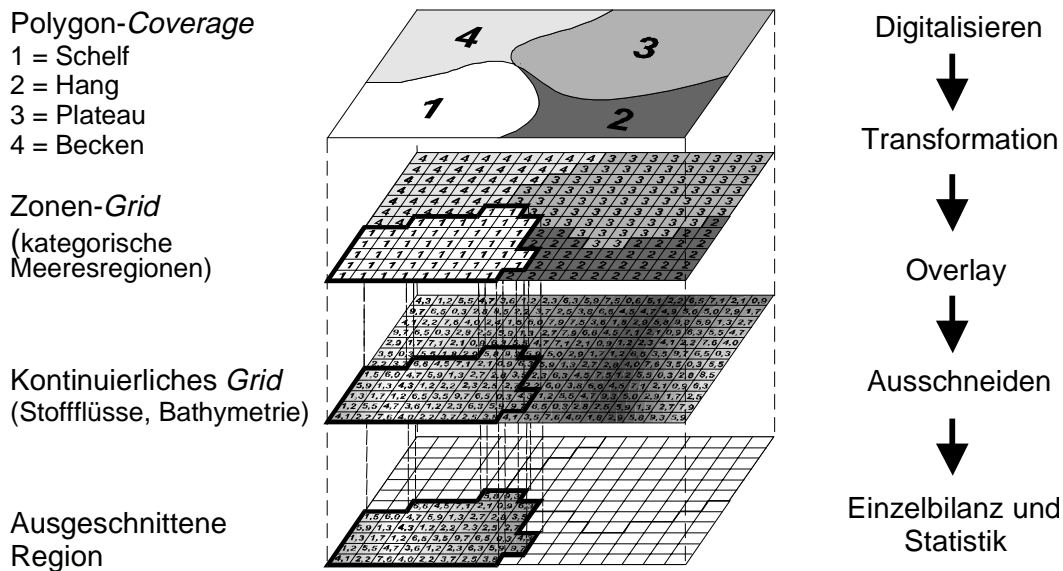


Abb. 22: Flächenbilanzierung mittels *Overlay*-Technik.

Jede Zellfläche einer Stoffflußkarte (kontinuierliches Oberflächenmodell) repräsentiert einen durchschnittlichen Stofffluß pro m². Da den Zellen aller *Grids* die gleiche, reale Flächengröße in m² zugewiesen wurde, konnte der jeweilige Stofffluß auf die gesamte Zellfläche umgerechnet werden. Durch Aufsummieren der Stoffflüsse jeder einzelnen Zelle pro Zone konnten so regional differenzierte Bilanzens erstellt werden, die im Ergebnisteil diskutiert werden. Außerdem wurden Wertebereich, Standardabweichung und Durchschnittswert pro Region betrachtet. Über die Verteilung der Standardabweichung konnten z.B. zusätzliche Regionen hoher Fehlerbereiche sowohl der Eingangsparameter als auch der Modellergebnisse dargestellt und ausgegrenzt werden, so daß diese nicht in die Gesamtbilanz einfließen konnten. Dazu gehören z.B. Gebiete der Primärproduktionskarte > 80° nördlicher Breite und die Schelfgebiete der benthischen Kohlenstoffflußverteilungskarte (siehe Kapitel 5.4.3). Der Vorteil einer derartigen Stoffflußbilanzierung liegt darin, daß bei einer differenzierten Bilanzierung

bestimmter Regionen der Informationsgehalt jeder einzelnen Zellen berücksichtigt wird. Da nicht mit einem einzigen Durchschnittswert auf die Gesamtfläche einer ganzen Region hochgerechnet werden muß, sondern alle Zellen aufsummiert werden, ist der Informationsverlust relativ gering und beschränkt sich auf die Annahme, daß jeder Zellenwert die relativ kleine Fläche der zugehörigen Zelle repräsentiert. Die Zellgröße, d.h. die Auflösung des Rasterdatensatzes richtete sich nach der Genauigkeit des Ursprungsdatensatzes aus dem das *Grid* erstellt wurde. Ein weiterer Vorteil ist, daß die exakte Flächenbestimmung einer jeden Region unabhängig von deren unregelmäßigen Begrenzungen keinen groben Abschätzungen unterliegt.

3.10 Eignung des Rasterdatenmodells (RDM) zur Modellierung und Bilanzierung

Im Verlauf dieser Arbeit hat sich das RDM zur Modellierung und Bilanzierung von Stoffflüssen als das geeignetste Datenmodell erwiesen. Folgende Gründe waren zur Wahl des RDM ausschlaggebend:

- RDM haben auf Grund ihrer effizienten Reihen- und Spaltenanordnung einen geringen Speicheraufwand und erlauben eine wesentlich schnellere Prozessierung als das Vektordatenmodell (VDM), besonders im Hinblick auf umfangreiche, weltweite Datensätze.
- RDM stellen die ideale Form flächendeckender, digitaler Datensätze für Satellitenbilder und *Remote Sensing* Daten dar (Bonham-Carter, 1996).
- Die Möglichkeiten in RDM sowohl fest umrissene Objekte in Form definierter Zonen mit diskreten Werten als auch kontinuierliche Oberflächen über Gleitkommazahlen darstellen zu können, ermöglicht innerhalb einer GIS-Umgebung vielfältige Verschneidungsoperationen mit VDM.
- *Map Algebra* ermöglicht direkt in der GIS-Umgebung via *cell-by-cell-processing* die Modellierung kontinuierlicher raumbezogener Variablen mit minimalem Informationsverlust.
- Mit Hilfe flächentreuer kartographischer Projektionen in GIS können den Rasterzellen eines RDM metrische Flächenmaße zugewiesen werden und so genaue Flächenbilanzierungen unregelmäßig begrenzter Gebieten von unterschiedlicher Dimension, wie z.B. Ozeanbecken oder Kontinentalhängen, erstellt werden.

Speziell die letztgenannten Punkte verdeutlichen die Möglichkeiten des effizienten Einsatzes von GIS zur Datenanalyse, -modellierung und Bilanzierung in den marinen Geowissenschaften. Beziehungen flächendeckender, ozeanographischer, physikalischer, geologischer, biologischer und geochemischer Parameter sowohl untereinander als auch in Bezug zu lokalen Meßwerten können so aufgedeckt, untersucht und letztendlich zur Entwicklung neuer Verteilungsmuster herangezogen werden.

3.11 Dateneinarbeitung und -prozessierung in GIS

In Abbildung 23 sind schematisch die Prozesse dargestellt, die im Rahmen dieser Arbeit angewandt wurden. Ziel war es, möglichst genaue flächendeckende Datensätze bzw. Karten zu erstellen bzw. zu kombinieren, um daraus Stoffflußkarten zu generieren, mit denen in möglichst hoher regionaler Auflösung flächenbezogene Budgets erstellt werden können. Aufwendige Interpolationsverfahren zur Isolinienherstellung wurden nicht hinzugezogen, da diese bei der generell geringen und unregelmäßig verteilten Meßlokationsdichte benthischer Daten zu hohen Fehlabschätzungen geführt hätten. Exemplarisch wird hier gezeigt, wie vier für diese Arbeit grundlegende Datensätze in GIS eingearbeitet und in passende Datenmodelle umgewandelt wurden. Die verwendeten Datensätze sind in Kapitel 5 beschrieben.

Es handelt sich erstens um einen flächendeckenden ASCII-Datensatz zur Bathymetrie, der bereits als Rasterdatensatz mit bestimmter Zellgröße und Tiefenwert pro Zelle vorlag und daher direkt in ein kontinuierliches Rasterdatenmodell (RDM) (Kapitel 3.5) umgewandelt werden konnte. Zweitens lag ein flächendeckender ASCII-Datensatz zur Primärproduktion vor, der jedoch gewisse Schwankungen in den Punktabständen aufwies. Aus diesem Grund wurde dieser erst als ein Punktdatenmodell (PDM) (*Punkt-Coverage*) aufgebaut und anschließend mittels bilinearer Interpolation (Kapitel 3.8.3) in ein kontinuierliches RDM von durchschnittlicher Zellgröße umgewandelt. Drittens wurde eine externe Datenbank integriert, die die Meßstationen mit geographischen Koordinaten und lokalen Meßdaten bereitstellte (Kapitel 3.4.2), die jeweils als PDM aufgebaut wurden. Diese Meßdaten konnten mittels *Overlay-Technik* mit allen anderen Datenmodellen verschnitten und sowohl rechnerisch als auch visuell verglichen werden (Kapitel 3.9). Zuletzt wurden weitere Kartenwerke aus Atlanten (z.B. Sedimentfazieskarten) eingescannt, in Rasterbilder mit Pixelauflösung umgewandelt, und über digitalisierte Kontrollpunkte entzerrt und georeferenziert (Kapitel 3.7). Diese Bilder wurden als Digitalisierungsgrundlage verwendet, um passende Vektordatenmodelle (VDM) (Kapitel 3.4) zu erstellen, die anschließend in kategorische RDM mit passender Zellgröße umgewandelt wurden, um für Verschneidungs- und Verrechnungszwecken zur Verfügung zu stehen.

Alle Datenmodelle wurden aufgrund ihrer originalen Koordinatenangaben in geographischer Ausgangsprojektion angelegt und anschließend in eine flächentreue Projektion in metrischer Einheit umgewandelt (Kapitel 3.7), wobei die Daten z.T. neu berechnet und die Zellgröße bzw. Auflösung neu bestimmt wurden, um eine paßgenaue Überlappung zu gewährleisten (Kapitel 3.8). Diese Datenmodelle wurden entsprechend der jeweiligen Zielsetzung weiter bearbeitet oder direkt zum Verschneiden und Verrechnen herangezogen. Die Rasterdatenmodelle zur Bathymetrie und zur Primärproduktion wurden über empirische Relationen zu den einzelnen Meßwerten der Felddaten (z.B. gemessene Stoffflußraten) mit Hilfe der *Map Alge-*

bra und *cell-by-cell-processing* verrechnet. Über die empirischen Beziehungen konnten die Felddaten in die Fläche projiziert werden und daraus neue Stoffflußkarten in Form von Rasterdatenmodelle erstellt (Kapitel 3.5.5) werden.

Zur regionalen flächenbezogenen Bilanzierung wurde der Rasterdatensatz der Bathymetrie in verschiedene Zonen unterteilt. Einmal in Flächen bestimmter Tiefenabstufungen und einmal in Einzelregionen mit bestimmten ozeanographische oder biogeochemische Eigenschaften. Da der Ursprungsdatensatz in genügend hoher Auflösung vorlag, mußte kein spezielles Interpolationsverfahren zur Erstellung von Isolinien durchgeführt werden. Mittels *Map Algebra* konnten Rasterzellen bestimmter Tiefenintervalle direkt zu Zonen zusammengefaßt werden und in ein kategorisches RDM (Abb. 5, Kapitel 2) überführt werden (Kapitel 3.5.4). Weiterhin wurde die Bathymetrie als dreidimensionale Reliefdarstellung generiert (Abb. 4, Kapitel 2), um morphologische Strukturen wie z.B. Becken besser digitalisieren zu können. Dieser Vektordatensatz wurde ebenfalls in eine kategorisches RDM (ZONEN) transformiert.

Die RDM zur Sedimentfazies wurden zum einen in Zonen bestimmter Faziesverbreitung umgewandelt und zum anderen konnten daraus kontinuierliche RDM zu Konzentrationsangaben von geochemischen Komponenten wie z.B. C_{org} und zu Sedimentationsraten generiert werden. Diese konnten mit den neuen Stoffflußkarten verrechnet werden, um weitere Aspekte mariner Stoffkreisläufe als RDM flächendeckend zur Verfügung zu haben (z.B. Einbettungsratenverbreitung von C_{org}). Einmal in GIS integrierte Datensätze können vielfach miteinander in Beziehung gesetzt, erweitert und verrechnet werden. Im Rahmen dieser Arbeit wurden auf diese Weise verschieden Datensätze bearbeitet und generiert, die in Kapitel 5 und Kapitel 6 vorgestellt werden.

Zur abschließenden Bilanzierung der Stoffflüsse wurden mit Hilfe der Zonen der kategorischen RDM die entsprechenden Regionen aus den kontinuierlichen RDM der Stoffflüsse ausgeschnitten und statistisch analysiert (Kapitel 3.9). Über die bekannte Zellgröße in metrischer Einheit wurde der jeweilige Stofffluß pro Zellfläche bestimmt und konnte so zu einem regionalen Budget aufsummiert werden. Außerdem wurden weitere statistische Größen wie Mittelwerte, Median, Standardabweichungen, Maximal- und Minimalwerte berechnet. Diese Ergebnisse konnte in Bezug zu anderen RDM-Ergebnissen gesetzt werden oder zu Vergleichszwecken (Korrelationen, Abweichungen etc.) mit veröffentlichten Bilanzierungen herangezogen werden (siehe Kapitel 6).

-

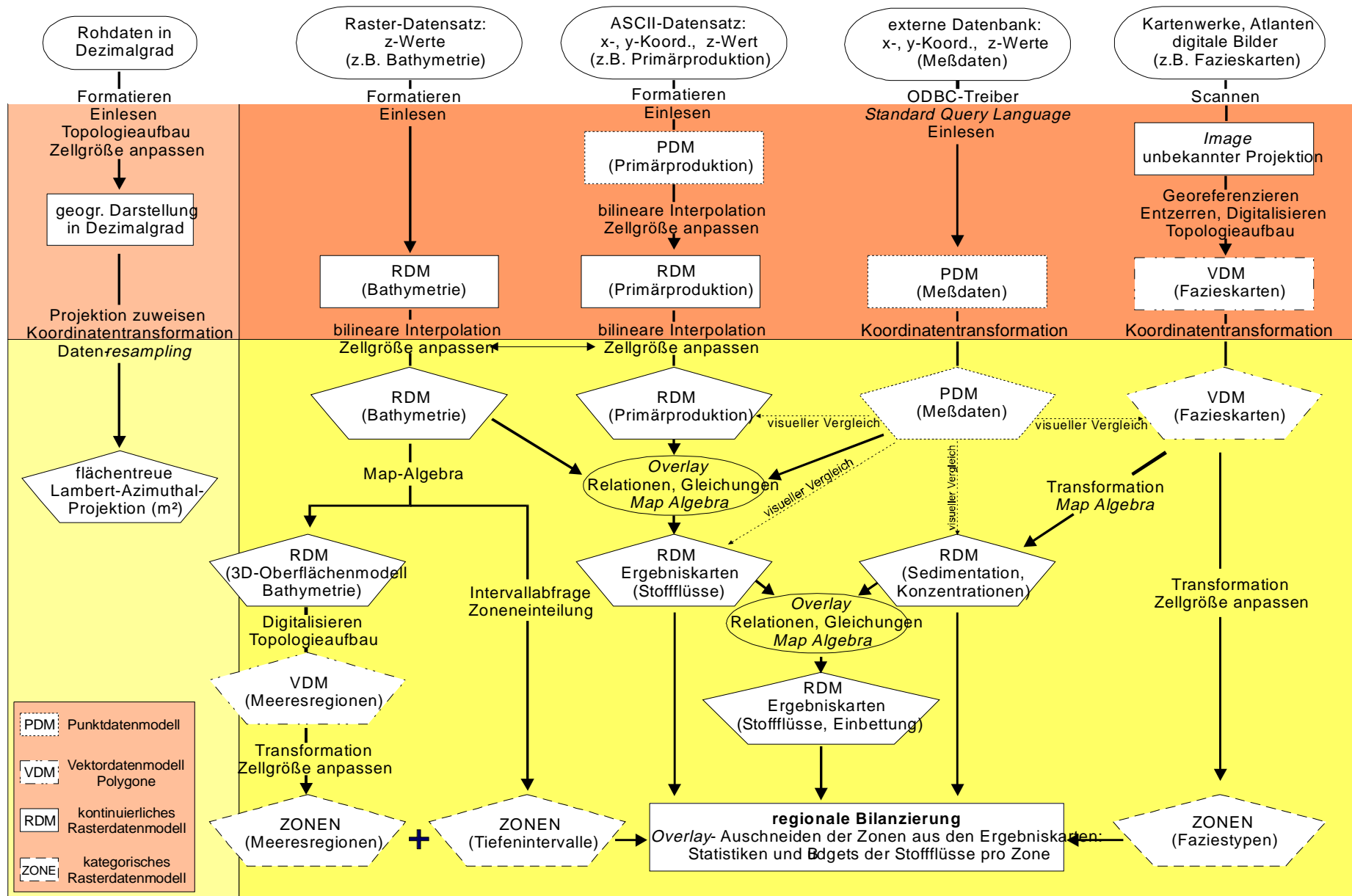


Abb. 23: Ablaufdiagramm zur marinen Kohlenstoffflußbilanzierung mit GIS.

4 Mariner biogeochemischer Kohlenstoffkreislauf

Bei der Quantifizierung mariner biogeochemischer Stoffflüsse nimmt der organische Kohlenstoffkreislauf eine Schlüsselrolle ein. In den folgenden Kapiteln werden die chemischen und biologischen Prozesse detailliert skizziert, die für die in dieser Arbeit verwendeten Daten zur Bilanzierung eines benthischen Kohlenstoffbudgets von Bedeutung sind. Dies erfolgte zum einen hinsichtlich der qualitativen Einordnung der jeweiligen Daten (Kapitel 5) und zum anderen bezüglich der hier erstellten empirischen Relationen zur Beschreibung natürlicher Prozesse (Kapitel 6). Dieses Kapitel stellt eine Vorwegnahme der Diskussion zur Qualität der Daten dar, die in die Regressionsanalysen zur Kohlenstoffflußbilanzierung einfließen. Letztendlich ist die Datengrundlage immer als limitierender Faktor für die Qualität jeglicher Modellergebnisse zu berücksichtigen. Vor dem Hintergrund der hier beschriebenen Kriterien wurde die in Kapitel 5 vorgestellte Datengrundlage dieser Arbeit kritisch ausgewählt und eingesetzt. Für ein umfassendes Verständnis des marinen Kohlenstoffkreislaufes sei auf Lehrbücher und zusammenfassende Arbeiten hingewiesen (Broecker und Peng, 1982; Berger et al., 1989a; Butcher et al., 1992; Rowe und Pariente, 1992). Im Rahmen dieser Arbeit sind die vorrangigen Fragen zum marinen organischen Kohlenstoffkreislauf folgende:

1. Wieviel organische Substanz wird an der Meeresoberfläche produziert?
2. Wieviel davon wird in die Tiefsee und zur Sedimentoberfläche exportiert?
3. Welcher Anteil des organischen Materials, der das Sediment erreicht, wird in das Sediment eingebettet bzw. wird durch Remineralisierung (Abbau) wieder in das Bodenwasser zurückgeführt?

4.1 Primärproduktion

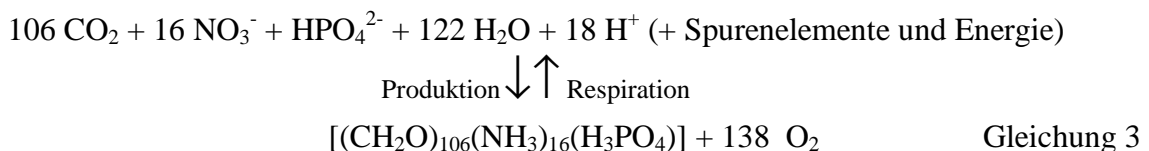
Der Primärproduktion von Biomasse durch Phytoplankton an der Meeresoberfläche kommt in dieser Arbeit eine entscheidende Rolle zu. Sie stellt einen wichtigen Bestandteil der empirischen Relationen dar, die zur Bilanzierung des benthischen Kohlenstoffbudgets aufgestellt wurden. Neben allgemeinen Aspekten zur Primärproduktion werden in diesem Kapitel verschiedene Methoden zur Abschätzung der Primärproduktion diskutiert, da die Auswahl des in dieser Arbeit verwendeten Datensatzes sowohl unter qualitativen Aspekten der Meßmethodik als auch im Hinblick einer ausreichenden räumlichen Abdeckung und einer guten regionalen Auflösung getroffen wurde.

Marine Pflanzen und Organismen greifen hauptsächlich auf zwei Arten in den marinen Kohlenstoffkreislauf ein: 1. Durch die Bildung von partikulärem organischem Material (POM) und dessen Remineralisation und 2. Durch die Bildung von Kalziumkarbonatskeletten. Unter der **Primärproduktion (PP)** versteht man die Menge an Kohlenstoff, die durch marines

Phytoplankton in der euphotischen Zone mit Hilfe gelöster anorganischer Verbindungen (CO₂, Nährstoffe) und Sonnenenergie in Form organischer Biomasse während der Photosynthese fixiert wird (Berger et al., 1989a). Die euphotische Zone, in der aufgrund ausreichender Lichtverhältnisse Photosynthese stattfinden kann, umfaßt im globalen Mittel die oberen 100m der Wassersäule, variiert aber beträchtlich von Ort zu Ort (Thurman, 1997). Die gesamte Menge organisch gebundenen Kohlenstoffs, die durch Photosynthese pro Zeiteinheit produziert wird, bildet die „**Totale Produktion**“ (**P_t**). Ein gewisser Teil der organischen Substanz wird jedoch von den Algen selber für den eigenen Stoffwechsel durch Respiration wieder verbraucht. Der Teil der "Totalen Produktion", der übrig bleibt, wird als „**Netto Produktion**“ bezeichnet. Die P_t setzt sich aus zwei Komponenten zusammen: „**Neue Produktion**“ (**P_n**) und „**Regenerierte Produktion**“ (**P_r**). Die „Neue Produktion“ ist der Teil organischer Substanz, der durch Nährstoffe aufgebaut wird, die von außen in das lokale System eingebracht werden, z.B. durch Auftrieb oder terrestrischen Eintrag. Je größer die „Neue Produktion“ ist, desto höher ist auch die Exportrate organischer Substanz, die das System verläßt und Organismen außerhalb der euphotischen Zone in der tieferen Wassersäule und den benthischen Lebensgemeinschaften als Nahrungsgrundlage dient. Die „Regenerierte Produktion“ hingegen verbleibt in der euphotischen Zone und beruht auf Nährstoffen, die innerhalb der selbigen Zone recycelt werden. Ein Teil des organischen Materials, das in der euphotischen Zone produziert wird, sinkt in partikulärer Form (POM) durch die Wassersäule und verbindet die Meeresoberfläche mit der Tiefsee. Unter *steady state*-Annahme über das ganze Jahr betrachtet, entspricht PP_n dem vertikalen Partikelfluß aus der euphotischen Zone, der dann als **Exportproduktion** (**PP_e**) bezeichnet wird (Eppley und Peterson, 1979) (siehe Kapitel 4.2).

4.1.1 Photosynthese

Phytoplankton ist das erste Glied der marinen Nahrungskette und bildet die Grundlage für den Stoffwechsel heterotrophen Zooplanktons und aller höheren Organismen. Unter stationären Bedingungen kann die marine photosynthetische Produktion und heterotrophe Respiration chemisch mit dem vereinfachten stöchiometrischen Verhältniß nach Redfield et al. (1963) ausgedrückt werden:



Diese Summenformel kennzeichnet die mittlere chemische Zusammensetzung des Zellgewebes von Phytoplankton mit einem charakteristischen Elementverhältnisse von C/N/P = 106/16/1, das als **Redfield-Ratio** bezeichnet wird.

Nach Gleichung 3 ist das Remineralisierungsverhältnis beim Abbau organischer Substanz in der Wassersäule zwischen O_2 und C_{org} gleich 138/106. Auf der Grundlage eines größeren Datensatzes wurde dieses Verhältnis für verschiedene Gebiete des Weltozeans von Anderson und Sarmiento (1994) modifiziert. Sie definierten ein mittleres über die gesamte Wassersäule konstantes C/N/P/ O_2 -Verhältnis von 117/16/1/170. Die zugrundeliegenden Nährstoffdaten stammen in erster Linie aus dem Südatlantik, dem Pazifik und dem Indik. Der Nordatlantik blieb wegen zu geringer Datenlage unberücksichtigt. Anderson und Sarmiento (1994) erklären den höheren Kohlenstoffanteil damit, daß der Anteil ungesättigter Komponenten im organischem Material höher ist als bisher angenommen. Diese Annahme wird von anderen Autoren geteilt (Takahashi et al., 1985; Martin et al., 1987). Das Remineralisierungsverhältnis zwischen O_2 und C_{org} ist beim benthischen Abbau organischer Substanz wichtig, da hier nur mittels meßbarer Sauerstoffzehrung indirekt auf die Abbauraten von C_{org} geschlossen werden kann (siehe Kapitel 4.3).

4.1.1.1 Lichtintensität

Die Lichtintensität ist ein wichtiger Faktor für die marine Primärproduktion (PP) und sorgt sowohl auf regionaler- als auch lokaler Basis horizontal wie vertikal für unterschiedliche PP-Verteilungsmuster. Besonders in den mittleren und höheren Breiten unterliegt die PP aufgrund der saisonal limitierten Verfügbarkeit des Sonnenlichts starken Schwankungen. Nach Koblenz-Mishke und Vedernikov (1977) wird zur Photosynthese mindestens eine Strahlungsenergie von $0.75 \text{ J cm}^{-2} \text{ h}^{-1}$ benötigt, die maximal bis zu einer Wassertiefe von 250 m vorkommen kann. Das Strahlungsoptimum liegt bei $7.5 - 37.7 \text{ J cm}^{-2} \text{ h}^{-1}$. Die Lichtintensität nimmt aufgrund von Absorption und Lichtbrechung mit der Wassertiefe exponentiell ab (*attenuation*). Lichtbrechung entsteht durch vielfache Reflektion an gelösten Partikeln, wobei Wasserturbulenzen (vor allem an Küsten) diesen Effekt verstärken. Für Lichtabsorption im Wasser sind das Phytoplankton (Chlorophyll), partikuläre anorganische und organische Substanzen, gelöste Komponenten und das Wasser selbst verantwortlich. Eine hohe biologische Produktion bedingt dadurch eine hohe Lichtabsorption.

Die Ausdehnung der euphotische Zone hängt von der jeweiligen Lichtintensität ab, die für eine photosynthetische Primärproduktion notwendig ist. Je klarer das Wasser und je intensiver die Sonneneinstrahlung, desto tiefer die euphotische Zone. Im offenen, nährstoffarmen Ozean kann die euphotische Zone bis zu 250 m tief sein, wohingegen in Schelfregionen, in denen Wasser generell turbulenter ist und es durch erhöhten Partikel- und Nährstoffeintrag zu einer gesteigerten biologischen Produktivität bzw. Trübung kommt, durchschnittlich nur 40 m erreicht werden (Thurman, 1997). Neben der Wassertiefe schwankt die Intensität der Strahlungsenergie mit der Tages- und Jahreszeit. Eine weitere wichtige Größe ist die Sauerstoffkompensationstiefe. Sie repräsentiert die Grenze der euphotischen Zone, an der die Sauerstoffproduktion durch Photosynthese gleich dem Sauerstoffverbrauch durch Respiration ist

und daher kein Zuwachs an Biomasse mehr möglich ist. Unterhalb dieser Tiefe können Pflanzen nicht mehr überleben. Bei regionalen, wie globalen Abschätzungen zur Primärproduktion müssen sowohl unterschiedlich tiefe euphotische Zonen als auch jahreszeitliche Schwankungen der Sonneneinstrahlung berücksichtigt werden.

4.1.1.2 Hydrodynamische Stabilität

Die hydrodynamische Stabilität der ozeanischen Deckschicht ist ein weiterer wichtiger Faktor für die Effizienz der Photosynthese (Polovina et al., 1995). Die Durchmischungstiefe der oberen Wasserschicht ist hinsichtlich des maximal möglichen Aufenthaltsraumes für Primärproduzenten von Bedeutung. Bei geringer Durchmischungstiefe ist die Sauerstoffkompensationstiefe die Verbreitungsgrenze stationäre Pflanzen, die sich nur in der euphotischen Zone aufhalten können. Das für diese Pflanzen erreichbare Nährstoffangebot ist auf diese Zone begrenzt. Da das marine Phytoplankton jedoch meist in der Wassersäule frei schweben kann, ist bei einer hohen Durchmischungstiefe zeitweise ein Aufenthalt unterhalb der euphotischen Zone möglich. Erst bei Erreichen der sogenannten „kritischen Tiefe“, an der die Respirationsrate die Photosyntheserate ausgleicht, wird keine Biomasse mehr aufgebaut und die Nettoproduktion ist gleich Null (Thurman, 1997). Dieser Umstand muß bei Bilanzierungen der Primärproduktion berücksichtigt werden.

Die Durchmischungstiefe ist abhängig von der Stratifizierung durch unterschiedlich schwere Wassermassen (Temperatur- und Salinitätsunterschiede) entlang ozeanischer Fronten. Besonders die gemäßigten Breiten zeigen starke saisonale Schwankungen der Durchmischungstiefe. Unterschiedliche Wassermassen an der Meeresoberfläche können z.B. aufgrund der Ausbildung einer Thermokline durch jahreszeitlich bedingte Temperaturunterschiede entstehen. Stabile Thermoklinen nahe der Meeresoberfläche verhindern das Durchmischen mit kühlerem, nährstoffreichem Tiefenwasser. Ein weiterer Grund kann die Ausbildung unterschiedlicher Salzgehalte durch verstärkte Verdunstung oder Eisbildung bzw. –schmelze sein (Thurman, 1997). Des weiteren ist in den gemäßigten und polaren Gebieten die saisonal unterschiedlich starke windinduzierte Durchmischung der Oberflächenschicht wichtig.

4.1.1.3 Nährstoffangebot

Neben ausreichenden Lichtverhältnissen und Durchmischung ist ein hinreichendes Nährstoffangebot für die Photosynthese essentiell. Inwieweit Phosphat (Broecker und Peng, 1982; Brand, 1991) oder Nitrat (Falkowski, 1997) auf langfristigen Zeitskalen die marine Produktion limitieren, ist noch nicht abschließend geklärt (Codispoti, 1997; Falkowski et al., 1998). Daneben wird die Bedeutung von Spurenelementen, wie z.B. Eisen, als limitierende Faktoren diskutiert (Martin et al., 1994; De Baar et al., 1995). Spurenelemente sind im Meerwasser nur in geringen Mengen vorhanden und werden durch Süßwassereintrag und äolischen Transport bestimmt.

Die generelle Zufuhr von Nährstoffen ist von der Ausbildung einer Thermokline unterhalb der durchmischten Deckschicht abhängig, da diese eine Durchmischung mit nährstoffreichem Tiefenwasser verhindert und in Zeiten hoher Produktion (Planktonblüte) schnell zu einer Limitierung von Nährstoffen in der euphotischen Zone führt. Vor allem in den gemäßigten und tropischen Breiten spielt diese Tatsache eine wichtige Rolle. Die wichtigsten Nährstoffquellen sind Auftrieb, Süßwassereintrag und terrestrischer Eintrag, vor allem in Küsten- und Schelfbereichen. Diese externen Nährstoffquellen bilden die Grundlage für die Neue Produktion (P_n) (Eppley und Peterson, 1979).

4.1.2 Bestimmungsmethoden der Primärproduktion

4.1.2.1 Direkte *in situ*-Messungen

Direkte und akkurate *in situ*-Messungen der Primärproduktion als zeitabhängige Rate im Ozean sind aufwendig und unterliegen seit den 20'er Jahren einer anhaltenden methodischen Entwicklung (Thurman, 1997). Seit der Etablierung durch Steeman-Nielsen (1952) wurde die ^{14}C -Technik (^{14}C -Fixierungsraten in Flaschenexperimenten) schnell von vielen Arbeitsgruppen übernommen. Bis heute ist diese die gängigste Methode, um direkte PP-Bestimmungen vor Ort durchzuführen. Neben zahlreicher Kritiken an der Methodik und mangelnder Standardisierung wird angenommen, daß mittels der ^{14}C -Methode bestimmte Produktivitätsraten eher unterschätzt werden (Chavez und Barber, 1987; Martin et al., 1987; Knauer, 1993; Sathyendranath et al., 1995). Ein weiterer Nachteil ist, daß die Häufigkeit und Verteilung lokaler Messungen, wie sie heute bestehen, für eine großräumige Extrapolation in globaler Hinsicht nicht ausreichen (Platt, 1984; Longhurst et al., 1995a).

Globale Abschätzungen der marinen PP sind zum Verständnis des gesamten Kohlenstoffkreislaufes wichtig. Daher wurden von verschiedenen Autoren Karten zur globalen marinen PP entwickelt, die auf direkten PP-Bestimmungen beruhen. Koblentz-Mishke et al. (1970) veröffentlichten eine weltweite Karte und schätzten die globale PP auf 23 Gt C y^{-1} . Berger et al. (1987) berechneten 31 Gt C y^{-1} für die globale PP aufgrund ihrer 1987 veröffentlichten weltweiten Karte, in die 8000 Einzelmessungen neueren Datums (nach 1970) eingingen. Longhurst et al. (1995) faßten zusammen, daß alle bis *dato* veröffentlichten Karten und Budgets in erster Linie sekundäre, über Korrekturfaktoren abgeleitete Berechnungen derselben Datengrundlage sind. Die große Spannbreite veröffentlichter PP-Abschätzungen zeigt die Unsicherheit in der Bestimmung globaler PP, besonders im Bezug auf Massenbilanzen und neueren, indirekten Berechnungsmethoden (Longhurst et al., 1995a). Der größte Nachteil solchermaßen bestimmter PP-Budgets liegt sicherlich in der umstrittenen Methodik und der geringen Verteilungsdichte der zur Verfügung stehenden ^{14}C -Messungen, besonders im Bezug auf regional charakteristische Unterschiede und z.T. großen jahreszeitlichen Schwankungen in der marinen Algenproduktion.

4.1.2.2 Indirekte Bestimmung aus Satellitenfernerkundungsdaten

Moderne Satellitentechnik ermöglichte seit 1978 mit Hilfe des *Coastal Zonar Color Scanners* (CZCS) an Bord des Nimbus 7-Satelliten die flächendeckende Langzeitbeobachtung der Farbverteilungsmuster der Meeresoberfläche. Über Satellitenfernerkundung können vier grundlegende Eigenschaften der Meeresoberfläche erfaßt werden. Das sind die Oberflächentemperatur, die Farbverteilung der oberflächennahen Wasserschicht, die morphologische Oberflächenbeschaffenheit (Rauhigkeit) und die grob gemittelte Oberflächenneigung (Robinson und Guymmer, 1996). Von diesen primären Satellitenaufzeichnungen können weitere Eigenschaften abgeleitet werden. Für die Abschätzung der Primärproduktion sind die Temperatur- und Farbverteilung der Meeresoberfläche relevant.

Photosynthese nutzt den sichtbaren Spektralbereich von 400-700nm Wellenlänge. Dieser chlorophyll-spezifische Wellenlängenbereich wird als „*photosynthetically active radiation*“ (PAR) bezeichnet (Robinson und Guymmer, 1996). Der grüne Blattfarbstoff Chlorophyll absorbiert blaues Licht, so daß das im Oberflächenwasser reflektierte Licht, grüner erscheint. Das absorbierte Spektrum und die Helligkeit des reflektierten Lichts stellen eine qualitative Indikation für die Menge an im Wasser gelöster Partikeln dar (Robinson und Guymmer, 1996). Diesen Zusammenhang macht man sich bei Satellitenaufnahmen der Meeresoberfläche mit Hilfe eines Multi-Spektral-Scanners nutzbar. So können hochauflösende, flächendeckende Farbverteilungskarten der Meeresoberfläche erstellt werden, die durch eine passende zeitliche Auflösung auch saisonale Prozesse gut wiedergeben (Abb. 24). Über Jahre gemittelt können so auch Einflüsse von Wolken- und Eisbedeckung auf die PP besser abgeschätzt werden. Schlüssel (1996) gibt eine Übersicht der physikalischen *remote sensing* Parameter, die für die PP im Ozean wichtig sind. Hierzu zählen die Meeresoberflächentemperatur, Wolkenbedeckung, Niederschlag, Windgeschwindigkeiten, Einstrahlungsintensität- und -dauer, Strömungsgeschwindigkeiten und Seesregimes.

Eine Übersicht und ausführliche Diskussion zur Ableitung von Chlorophyllfeldern aus Radiometerdaten gibt Simpson (1993). Über die Chlorophyllkonzentration pro Volumen Meerwasser wird direkt auf die entsprechende Phytoplanktonmasse geschlossen (Kennish, 1989). Langzeitsatellitenaufnahmen der Chlorophyllkonzentrationen an der Meeresoberfläche zeigen die dynamischen Muster der marinen Produktivität und können als ein indirektes Maß für die PP von Phytoplankton dienen (Abb. 24). Da von der Phytoplanktonkonzentration nur indirekt auf die tatsächliche PP über die gesamte euphotische Zone geschlossen werden kann, sind in den letzten Jahren verschiedene Phytoplankton-Primärproduktionsmodelle entstanden, die auf Satellitenbeobachtungen basieren. Im Folgenden werden die gängigen Modellkategorien vorgestellt.

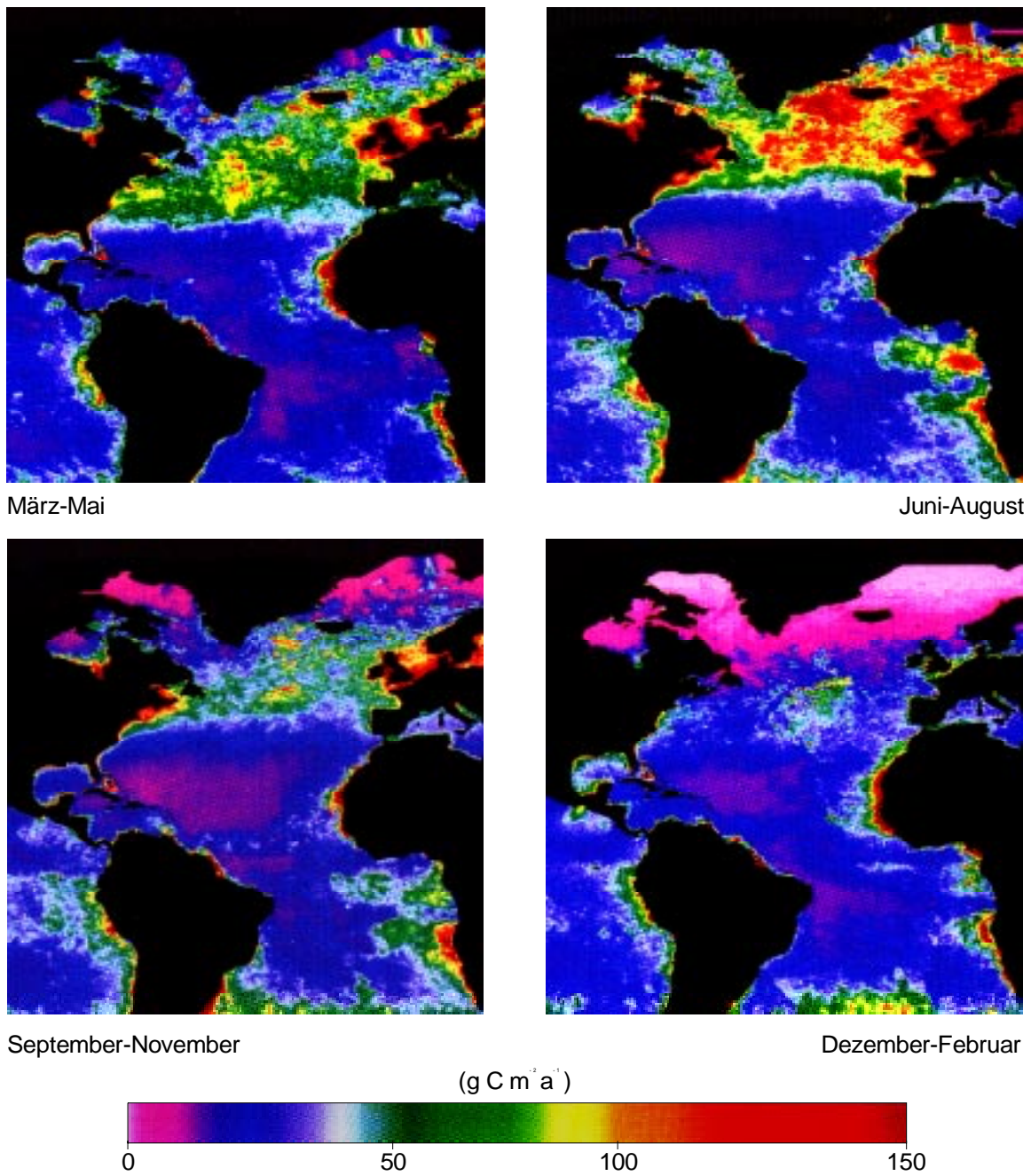


Abb. 24: Saisonale Verteilungsmuster der Phytoplanktonproduktion im Nordatlantik nach Behrenfeld und Falkowski (1997) anhand von Satellitenfernerkundungsdaten mit Hilfe des Coastal Zonar Color Scanner.

4.1.3 Primärproduktionsmodelle mit Hilfe des Multi-Spektral-Scanners

Innerhalb der letzten 40 Jahren sind regelmäßig neue, über die Tiefe integrierte PP-Modelle veröffentlicht worden, die auf Multi-Spektral-Farbbildaufnahmen mittels Satellitenfernerkundungsdaten basieren. Behrenfeld und Falkowski (1997b) haben diese Modelle erstmals aufgrund einer Parameteranpassung kategorisiert und verglichen. Alle diese Modelle versuchen die tägliche Kohlenstofffixierungsrate durch Phytoplankton pro Meeresflächeneinheit durch idealisierter Beziehungen zwischen der Nettophotosyntheserate und der Lichteinstrahlungsintensität oder der Nettoprimärproduktion zu bestimmen. Die meisten über die Tiefe integrierten PP-Modelle können auf eine einfache mathematische Formulierung zurückgeführt werden, welche die über die euphotische Tiefe aufsummierte, gesamte Primärproduktion (PP_t) mit der Phytoplanktonbiomasse der Oberfläche ($C_{\text{Chl surf}}$) berechnet. In diese Formel gehen die Tiefe der euphotischen Zone (Z_{eu}), eine photoadaptive Variable (P_{opt}^b), eine strahlungsabhängige Funktion [$f(E_0)$] und die Tageslänge (DL) ein (Behrenfeld und Falkowski, 1997b). Die euphotische Zone wird in den meisten Modellen über die Eindringtiefe von 1% der Oberflächenbelichtung definiert. Alle Modelle basieren letztendlich auf empirisch ermittelten Parametern.

4.1.3.1 Modelltypen

WRM (*wavelength-resolved model*)

Die weitreichendsten Modelle sind die WRM. Sie berechnen die gesamte Primärproduktion (PP_t) über die Nettophotosyntheserate pro diskrete Tiefe (z_i) der euphotischen Zone als eine Funktion der wellenlängen-spezifischen Absorption (λ) der PAR (*photosynthetically active radiation*) (400-700nm):

$$\sum PP_t = \iiint f(\lambda_{\text{PAR}}, z_i, t) d\lambda dz dt - R \quad \text{Gleichung 4}$$

Die absorbierte Strahlung wird in Nettophotosyntheseleistung umgerechnet, indem eine Reihe empirisch ermittelter Quanten-Effektivitätsmodelle angewandt werden, die auf Variablen von Photosynthese-Strahlungsintensitätsrelationen basieren (Sathyendranath und Platt, 1989a; Morel, 1991; Antoine et al., 1996) oder auf Variablen des Photosystems selber (Dubinsky, 1992).

WIM (*wavelength-integrated model*)

Beim zweiten Modelltyp bleibt die Wellenlängenabhängigkeit unberücksichtigt, da die Totale Primärproduktion (PP_t) über die Nettophotosynthese als eine Funktion der PAR beschrieben wird. Diese über die Wellenlänge integrierten Modelle berechnen PP_t indem PAR-abhängige Photosynthese-Strahlungsintensität-Funktionen über die Tiefe und Zeit integriert werden:

$$\sum PP_t = \iint f(z_i, t) dz dt - R \quad \text{Gleichung 5}$$

Da diese beiden Modelltypen die einzigen sind, die auf einer Berechnung der Nettophotosynthese (Photosynthese-Strahlungsintensität-Messungen) beruhen, muß zusätzlich die tägliche Phytoplanktonrespiration (R) abgezogen werden, um auf PP_t zu kommen. Nur bei diesen Modellen kann von echten Photosynthese-Strahlungsintensität-Variablen (P_{opt}^b) gesprochen werden, da P_{opt}^b -Modelle die chlorophyll-spezifische, lichtsättigungsabhängige Photosyntheserate bestimmen (Behrenfeld und Falkowski, 1997b).

TIM (*time-resolved model*)

Beim dritten Modelltyp bleibt die zeitabhängige Auflösung der Sonneneinstrahlungsintensität unberücksichtigt. Diese über die Zeit integrierten Modelle erhalten zwar die vertikale Auflösung mit der Tiefe, ersetzen aber die Berechnung der Nettophotosynthese durch die Nettoprimärproduktion um PP_t zu berechnen:

$$\sum PP_t = \int f(z_i) dz \quad \text{Gleichung 6}$$

Die zur Ermittlung der Parameter verwendeten Daten basieren auf Messungen über längere Zeiträume (meist 6-24 h) unter verschiedenen Sonneneinstrahlungsintensitäten. Hierbei wird unweigerlich auf einen einzigen Produktivitätswert hin über eine ganzen Spannweite von Photosyntheseraten integriert. Aus diesem Grund sind diesbezügliche TIM-Variablen den echten Photosynthese-Strahlungsintensitäts-Variablen (P_{opt}^b) der WRM und WIM nicht gleichzusetzten (Behrenfeld und Falkowski, 1997b).

DIM (*depth-integrated model*)

Zu den über die Tiefe integrierten Modelle des letzten Typus gehören alle Modelle, bei denen eine ausdrückliche Beschreibung der vertikal auflösenden Komponente fehlt. In diesen Modelle werden vertikal integrierende Funktionen verwendet, die umweltbedingte physikalische meßbare Variablen an der Oberfläche mit der totalen Primärproduktion verknüpfen. Die einfachsten DIM berechnen PP_t allein über die Chlorophyllkonzentration (Smith und Baker, 1978b; Eppley et al., 1985) oder als das Produkt der über die Tiefe integrierten Gesamtchlorophyllmenge ($\sum C_{Chl}$) und der über den Tag integrierten PAR (E_0) an der Meeresoberfläche (Falkowski, 1981; Platt, 1986). Weiter entwickelte DIM berücksichtigen neben $\sum C_{Chl}$ unterschiedliche Abschätzungen der Tiefe der euphotischen Zone (Z_{eu}) und der Tageslänge (DL) zusammen mit Strahlungsintensität-abhängigen Funktionen (F) und photoadaptiven Parametern (P_{opt}^b) (Platt und Sathyendranath, 1993; Behrenfeld und Falkowski, 1997a). Als vereinfachte Standardformulierung geben Behrenfeld und Falkowski (1997b) folgenden Ausdruck an:

$$\sum PP_t = C_{Chl\ surf} \times Z_{eu} \times P_{opt}^b \times DL \times F \quad \text{Gleichung 7}$$

Nach Behrenfeld und Falkowski (1997b) entstehen unterschiedliche DIM-Ergebnisse nicht aufgrund fundamentaler Unterschiede in der Modellstruktur, sondern repräsentieren vielmehr Abweichungen in der Parametrisierung der photoadaptiven Variablen. Demnach wird zwischen solchen DIM unterschieden, bei denen mathematische Ableitungen auf Photosynthese-Strahlungsintensitäts-Relationen basieren und diese auch vollkommen im Modell ausgedrückt werden und solchen DIM, die auf Beobachtungen beruhen und deshalb DIM-Variablen durch Konstanten ersetzen. Behrenfeld und Falkowski (1997b) schließen aufgrund ihrer vergleichenden Testergebnisse, daß die Möglichkeit der Verbesserung von PP_t -Abschätzungen durch Anwendung von über die Tiefe auflösenden Modellen gegenüber DIM zu vernachlässigen sei.

4.1.3.2 Einfluß der Modellvariablen auf Primärproduktionsbestimmungen

Da alle Modelltypen auf eine einfache mathematische Formulierung unter Parameteranpassung reduziert wurden, konnten Behrenfeld und Falkowski (1997b) den Einfluß einzelner Variablen verschiedener Modelle auf die Variabilität in der Totalen Primärproduktion (PP_t) testen. Die Variabilität der berechneten PP_t umfaßt global bis zu drei Größenordnungen und resultiert in erster Linie aus unterschiedlichen Bestimmungen der über die Tiefe integrierten in das jeweilige Modell eingehenden Phytoplanktonbiomasse ΣC_{Chl} mit einer Spannweite von ca. 2 – 500 mg Chl m^{-2} . Behrenfeld und Falkowski (1997b) geben folgende Abstufung der Modellvariablen im Bezug auf die Variabilität in PP_t -Berechnungen an:

$$\Sigma C_{Chl} \gg P_{opt}^b \gg f(E_0) > DL.$$

Insgesamt zeigen sich für 85% der Variabilität in PP_t -Abschätzungen Unterschiede in der über die Tiefe integrierten Biomasse ($C_{Chl\ sat} \times Z_{eu}$) und die räumliche (horizontale) Variabilität der photoadaptiven Variable (P_{opt}^b) verantwortlich.

ΣC_{Chl} ist die über die Tiefe integrierte Phytoplanktonbiomasse. Sie ist zum einen davon abhängig, welche Chlorophyllfelder aus Satellitenbeobachtungen ($C_{Chl\ surf}$) als Datengrundlage eingehen und zum anderen, wie und in welcher regionalen und vertikalen Auflösung die produktive Zone für das jeweilige Modell definiert ist. Entscheidend dabei ist, wie die an der Oberfläche erfaßten Chlorophyllkonzentrationen für unterschiedliche Tiefen der euphotische Zone unter Berücksichtigung der Temperaturunterschiede und der maximalen Durchmischungstiefe über die gesamte produktive Zone integriert werden. Hier bestehen deutliche Unterschiede (Longhurst et al., 1995a; Antoine et al., 1996; Behrenfeld und Falkowski, 1997b).

Nach ΣC_{Chl} ist P_{opt}^b am stärksten für Unterschiede in PP_t -Berechnungen verantwortlich. Trotz hoher Diversität in P_{opt}^b -Modellen, ist diese Variable die am schlechtesten beschriebene, so daß gängige Parametrisierungen nur dann gut funktionieren, wenn sie für weniger als 20% der beobachteten Variabilität verantwortlich sind. Anfänglich wurden für P_{opt}^b -Abschätzungen Konstanten der Größenordnung $2.5 - 4.8 \text{ mg C (mg Chl)}^{-1} \text{ h}^{-1}$ aufgestellt (Ryther und Yentsch, 1957; Falkowski, 1981; Cullen, 1990). Später kamen Variablenmodelle dazu, die P_{opt}^b als eine Funktion der Wassertemperatur betrachteten (Megard, 1972), entweder im Bezug auf die maximale (Eppley, 1972) oder auf die mediane Phytoplanktonwachstumsrate (Behrenfeld und Falkowski, 1997a) und unter Hinzuziehung der Tageslänge (Balch et al., 1992). Alternativ dazu teilte Longhurst et al. (1995a) den Ozean global in ozeanographisch definierte Provinzen mit einheitlichen P_{opt}^b -Stadien pro Jahreszeit auf. Diese Einteilung entstand u.a. anhand einer historischen Datenbank mit Photosynthese-Strahlungsintensitätsmessungen. Wie bei allen anderen P_{opt}^b -Modellen erklärt auch diese Charakterisierung nur begrenzt die Summe der beobachteten P_{opt}^b -Variabilitäten, da Unterschiede innerhalb einer Provinz die Variabilität zwischen einzelnen Provinzen übersteigt (Platt et al., 1991; Behrenfeld und Falkowski, 1997b). In der Summe schwanken realistische Angaben von P_{opt}^b um den Faktor 4 und liegen im Wertebereich von 0.5 bis $20 \text{ mg C (mg Chl)}^{-1} \text{ h}^{-1}$ (Behrenfeld und Falkowski, 1997a).

Nur ein kleiner Teil ($< 15\%$) der Variabilität in PP_t kann den kumulativen Effekten von E_0 -abhängigen Veränderlichkeiten der Lichtsättigung $f(E_0)$ mit der Wassertiefe zugeschrieben werden. Behrenfeld und Falkowski (1997b) geben hier für alle Modelle einen max. Faktor von 4 an, in den meisten Fällen jedoch kleiner 2. Variabilitäten in den berücksichtigten Tageslängen (**DL**) zeigen nur einen geringen Effekt auf PP_t .

4.1.4 Abschätzungen zur globalen Primärproduktion

Eine übliche Anwendung der PP -Modelle sind Abschätzungen zur jährlichen globalen Primärproduktion (PP_{annu}) (Tabelle 1). Veröffentlichte Budgets variieren von 27.1 (Eppley und Peterson, 1979) bis 50.2 Gt C a^{-1} (Longhurst et al., 1995a) (Tabelle 1). Nach Behrenfeld und Falkowski (1997b) sind diese Diskrepanzen zu groß und können nicht mit fundamentalen Unterschieden in den Modellstrukturen erklärt werden, da deren Einfluß auf die Berechnung der täglichen PP_t nicht in diesen Größenordnungen liegen, auch unter Berücksichtigung einer Verstärkung der strukturellen Unterschiede der Modelle bei einer jährlichen Hochrechnung. Vielmehr zeigt sich, daß diese Diskrepanzen auf der Eingabe unterschiedlicher primärer Chlorophyllfelder beruhen. Die PP_{annu} -Abschätzungen von Eppley und Peterson (1979) basieren auf Chlorophyllverteilungen, die von Platt und Subba Rao (1975) erstellt wurden und auf direkten *in situ*-Beobachtungen beruhen, die die globale Biomasse im Vergleich zu Satellitendaten generell unterschätzen (Kapitel 4.1.2). Im Gegensatz dazu basieren die höchsten Werte von Longhurst et al. (1995) auf ungebräuchlicheren Satellitenchlorophyllfeldern als Eingangsdaten. Diese wurden mit einem Algorithmus von Sathyendranath und Platt (1989b) zur

Berechnung von Chlorophyllfelder erstellt, der höhere Chlorophyllkonzentrationen produziert als die Standardalgorithmen der NASA, die von den meisten Arbeitsgruppen verwendet werden (Behrenfeld und Falkowski, 1997b).

Verglichen mit den Werten von Platt et al. (1991) für den Nordatlantik ergaben diese alternativen Algorithmen Oberflächenkonzentrationen von Chlorophyll (ebenfalls auf CZCS basierend), die durchschnittlich 100% höher lagen als die der NASA-Standardalgorithmen. Behrenfeld und Falkowski (1997a) verwendeten in ihrem DIM die Standardchlorophylldaten der NASA und errechneten eine PP_{annu} von 43.5 Gt C a^{-1} . In der hier vorliegenden Arbeit wurde auf den weltweiten Datensatz zur PP_{annu} von Antoine et al. (1996) zurückgegriffen, der mit einem WRM erstellt wurde. Deren globale Abschätzungen beruhen ebenfalls auf den NASA-Daten und liegen mit 46.9 Gt C a^{-1} in derselben Größenordnung wie die Ergebnisse von Behrenfeld und Falkowski (1997a), obwohl unterschiedliche Modelle angewandt wurden. Dahingehend sieht man, daß verschiedene Modellstrukturen bei der Berechnung von PP_t eine relativ untergeordnete Rolle spielen, solange die Eingangs-Chlorophylldaten standardisiert werden.

Primärproduktion (Gt C a⁻¹)	Modelltyp	Autor
23	inter-/extrapolierte Karte (direkte ¹⁴ C-Messungen)	Koblentz-Mishke et al. (1970)
27.1	inter-/extrapolierte Karte (direkte ¹⁴ C-Messungen)	Eppley und Peterson (1979)
31	inter-/extrapolierte Karte über Relation PP (¹⁴ C-Messungen) zu PO_4 Verteilung in 100 m Wassertiefe	Berger et al. (1987)
50.2	WRM	Sathyendranath und Platt (1989a) Longhurst et al. (1995)
46.9	WRM	Morel, 1991; Antoine et al. (1996)
43.5	DIM	Behrenfeld und Falkowski (1997a)

Tab. 1: Vergleich weltweit geschätzter mariner Primärproduktion (Gt C a^{-1}).

4.2 Export und Transport in die Tiefsee

In dieser Arbeit wird untersucht, inwieweit die Primärproduktion an der Meeresoberfläche mit der benthischen Respiration über empirische Korrelationen für unterschiedliche Meeresregionen gekoppelt werden kann. Verschiedene Arbeitsgruppen zeigten in langfristigen Sinkstofffallenbeobachtungen und statistischen Korrelationen, daß sich die biologischen Prozesse an der Meeresoberfläche als Signale in der gesamten Wassersäule bis zum Meeresboden abbilden (Deuser et al., 1983; Degens et al., 1987; Martin et al., 1987; Graf, 1989; Honjo, 1990; Asper et al., 1992; Wefer und Fischer, 1993; Bodungen et al., 1995; Lampitt, 1996; Lampitt und Antia, 1997). In der Regel wird die zeitliche Variabilität der Biomasse in der euphotischen Zone durch ein Gleichgewicht zwischen der primären Algenproduktivitätsrate und den Verlusten der Planktonlebensgemeinschaft durch Respiration, Herbivoren und Sedimentation intakter Zellen kontrolliert (Purdie, 1996). Ein Teil des organischen Materials, das in der euphotischen Zone produziert wird, sinkt als Export in partikulärer Form (POM) durch die Wassersäule und verbindet die Meeresoberfläche mit der Tiefsee. POM repräsentiert die Hauptnahrungsquelle für die Tiefseeorganismen und die benthische Lebensgemeinschaft, wobei größere Partikel wie Makroaggregate und „*fecal pellets*“ besonders wichtig sind (Bruland et al., 1989).

4.2.1 Export

Der Transport durch die Wassersäule findet weitgehend in Form von sogenanntem „*marine snow*“ statt, der in erster Linie aus Aggregaten organischer und anorganischer Substanz besteht (Lampitt, 1996). Generell erreicht das in der durchmischten Zone produzierte Material die untere Grenze dieser Zone durch vertikale Durchmischung und gravitatives Herabsinken. Ist die Thermokline einmal unterschritten, sinken die Aggregate relativ schnell und weitgehend unabhängig von den Strömungsverhältnissen durch die Wassersäule (Lampitt, 1996). Bei Fowler und Knauer (1986) werden Größenordnungen für Sinkgeschwindigkeiten von POM um die 100 m d^{-1} angegeben.

Eine wichtige Annahme für den Export organischer Substanz aus der euphotischen Zone ist, daß in Gebieten mit hoher Produktion an der Meeresoberfläche diese auf einen großen Anteil von zusätzlich eingetragenen Nährstoffen basiert. Das Verhältnis von Primärproduktion (PP_t) zu „Neuer Produktion“ (PP_n) wurde von Eppley und Peterson (1979) als *f-ratio* definiert. Im Falle einer hohen PP_n ist die *f-ratio* hoch und der Anteil an Sedimentation organischer Substanz in die Tiefe stellt demnach ebenfalls einen hohen Prozentsatz der gesamten Primärproduktion (PP_t) dar. Unter einer *steady state*-Annahme, die den Nährstoffhaushalt über das ganze Jahr betrachtet, sollte PP_n dem vertikalen Partikelfluß aus der euphotischen Zone entsprechen (Eppley und Peterson, 1979), der dann als „Exportproduktion“ (PP_e) bezeichnet wird.

Eppley und Peterson (1979) stellten eine empirische Formel auf ($PP_e [\%] = a * PP_t^b$; mit a und b als Konstanten), mit der PP_e aus PP_t abgeleitet werden kann. Berger et al. (1989b) und Wassmann (1990) veränderten diese Beziehung für höhere PP_t -Werte ($> 200 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$) und boreale Küstengebiete. Globale Abschätzungen der Exportproduktion werden bei Berger et al. (1989b) und de Baar und Suess (1993) mit ca. 10% der Primärproduktion angegeben. Diese

Größenordnung wird bei Buesseler (1998) mit < 5-10 % für große Bereiche des Weltozeans aufgrund von ^{234}Th -Untersuchungen zum Export aus der oberen Ozeanschicht bestätigt. Ausnahmen wurden jedoch in Gebieten mit Planktonblüten höherer Breiten und untergeordnet mit Frühjahrsblüten mittlerer Breiten gefunden, in denen große Planktonarten wie Diatomeen vorherrschen. Da derartige episodische Ereignisse bis zur Hälfte der jährliche Exportproduktion ausmachen können, müssen genauere Untersuchungen zu episodischen und saisonalen Mustern hinsichtlich des Exportimpulses folgen. Hier greifen einfache Exportrelationen nicht, die auf Oberflächenprimärproduktion und Sinkstofffallenflüssen *versus* Wassertiefe beruhen (Buesseler, 1998).

4.2.2 Transport

Aus Sinkstofffallenuntersuchungen ist bekannt, daß der Fluß organischen Materials mit zunehmender Wassertiefe abnimmt. Die Remineralisation organischen Kohlenstoffs erfolgt jedoch nicht gleichmäßig über die Wassersäule. Suess (1980) faßte erstmals existierende Messungen zu POC-Flüssen aus Sinkstofffallendaten zusammen und stellte eine empirische Relation auf, mit der der vertikale organische Partikelfluß (F_{Corg}) für globale Abschätzungen mit Hilfe der jährlichen PP_i an der Meeresoberfläche und der entsprechenden Wassertiefe vorhergesagt werden konnte. Daraus ergab sich, daß durchschnittlich 96% des aus der photischen Zone exportierten Materials bereits in Tiefen oberhalb von 1000 m wieder remineralisiert werden. Zahlreiche weitere Transportrelationen wurden aufgestellt (Knauer und Martin, 1981; Betzer et al., 1984; Berger et al., 1987; Martin et al., 1987; Pace et al., 1987; Sarnthein et al., 1988). Ein Vergleich dieser Transportgleichungen findet sich bei Bishop (1989). Diese Gleichungen stellen eine Möglichkeit zur rechnerischen Bestimmung des vertikalen Kohlenstoffflusses dar. Da es sich um empirisch ermittelte Transportgleichungen lokaler Sinkstofffallenmessungen handelt, kann es regional zu hohen Abweichungen kommen. Bishop (1989) fand heraus, daß berechnete Daten im Vergleich zu gemessenen in einigen Regionen des Weltmeeres um den Faktor 2 bis 3 variieren. Unsicherheiten ergeben sich vor allem aus der limitierten räumlichen Verteilung und der z.T. ungenügenden zeitlichen Abdeckung von Sinkstofffallendaten (Lampitt und Antia, 1997). Generell ist die Effizienz von Sinkstofffallen bei der Untersuchung von vertikalen Partikelströmen hinsichtlich Partikeldrift und unterschiedlicher Anströmungswinkel und -geschwindigkeiten nicht unumstritten (Baker et al., 1988; Gust et al., 1992). Bei einer globalen Betrachtung ist eine Evaluierung der Sinkstofffallendaten hinsichtlich der Tiefe direkt unterhalb der euphotischen Zone (*Grazing*- oder Schwimmerproblematik, Advektion) (Toggweiler, 1989), der Höhe über dem Meeresboden in Bezug auf Resuspension (Jensen et al., 1992) und des möglichen advektiven Eintrages und der zeitlichen Abdeckung eines kompletten Jahreszyklus nötig (Lampitt und Antia, 1997).

Deuser et al. (1990) stellten eine gute Korrelation zwischen der Saisonalität von Pigmentkonzentrationen des Phytoplanktons an der Meeresoberfläche in der Sargasso See aus Langzeitsatellitenbeobachtungen (CZCS) und partikulärem Fluß in die Tiefsee fest. Die über den Jahresverlauf deutlich auftretende Saisonalität der Pigmentkonzentrationen konnte mit einer räumlichen und zeitlichen Phasenverschiebung von 1.5 Monaten mit dem POC-Fluß in die Tiefsee gekoppelt werden. Dies induziert eine direkte Beziehung zwischen PP aus Satellitenbeobachtungen und partikulärem Export in die Tiefsee. Weiterhin haben Sinkstofffallenunter-

suchungen, Aufnahmen von Sedimentoberflächen und *in situ*-Experimente gezeigt, mit welchen hohen Geschwindigkeiten biogenes Material herabsinkt und entsprechend schnelle und zahlreiche physiologische Reaktionen durch Nährstoffeintrag im Benthos hervorrufen kann (Billett et al., 1983; Lochte und Turley, 1988; Deuser et al., 1990; Hecker, 1990). Watts et al. (1992) zeigen eine signifikante positive Korrelation zwischen großräumigen Variationen der tiefenabhängigen Struktur benthischer Lebensgemeinschaften (benthischer Biomasse) und mesoskaliger Pigmentverteilung der Phytonplanktonbiomasse der Meeresoberfläche aus Satellitenbeobachtungen (CZCS).

4.3 Benthische Remineralisierung und Einbettung von C_{org}

Zur Erstellung eines benthischen C_{org} -Budgets wurden im Rahmen dieser Arbeit Daten zur benthischen Remineralisierung herangezogen, die über Sauerstoffflußbestimmungen ermittelt wurden. In diesem Kapitel folgt daher eine kritische Betrachtung der unterschiedlichen Methoden zur Datengewinnung, -berechnung und -einteilung benthischer organischer Kohlenstoffflußbestimmungen. In Kapitel 5.2 wird dahingehend für jedes Untersuchungsgebiete die unterschiedliche Datengrundlage vorgestellt, deren methodische und qualitative Einteilung nach den hier diskutierten Kriterien erfolgte.

4.3.1 Grundlagen der benthischen Remineralisierung

Ein wichtiges Bindeglied zwischen der Einbettung organischen Materials, das aus der photischen Zone des Ozeans in die Tiefsee exportiert wird, und der auf Nährstoffrücktransport angewiesenen Primärproduktion ist die Effektivität der biogeochemischen Remineralisation im Tiefenwasser und in den Oberflächensedimenten. Jahnke und Jackson (1992) schlußfolgern aufgrund von Untersuchungen der Sauerstoffzehrungsraten am Meeresboden des Nordpazifiks, daß unterhalb einer Wassertiefe von 3000 m die benthische Respiration der wichtigste Prozess des gesamten Tiefseemetabolismus ist. Im Gegensatz dazu wird schätzungsweise nur ein verschwindend geringer Teil (< 3 %) des POC, das den Meeresboden erreicht, an Kontinentabhängen oder im offenen Ozean in das Sediment eingebettet (Bender und Heggie, 1984; Jahnke und Jackson, 1992). Die Quantifizierung benthischer Remineralisierungsraten ist daher für die Abschätzung des Stoffumsatzes in der Tiefsee eine wichtige Größe.

In den letzten 25 Jahren sind Nährstoffflußraten an der Sediment-Wassergrenze mit unterschiedlichen Methoden in der Tiefsee bestimmt worden. Hierfür wurden entweder Inkubationsversuche oder Messungen von Porenwasserkonzentrationsprofilen verwendet, die sowohl *in situ* als auch *ex situ* gemessen wurden. In einigen Fällen sind solche Daten mit POC-Flüssen auf das Sediment aus Sinkstofffallendaten verglichen worden, um eine lokale Gesamtbilanz des Kohlenstoffflusses aufstellen zu können (Smith, 1987; Smith, 1989; Jahnke et al., 1990a; Smith und Baldwin, 1992b; Anderson et al., 1994; Lampitt et al., 1995; Berelson et al., 1997; Lohse et al., 1998). In dieser Arbeit wird eine flächenbezogene, detaillierte Ab-

schätzung der benthischen Remineralisation von C_{org} für unterschiedliche Meeresregionen durchgeführt, die nicht auf einen direkten oder empirischen Vergleich mit POC-Flüssen aus Sinkstoffallen beruht, sondern auf einer Beziehung zwischen der Primärproduktion, der Wassertiefe und der benthischen Remineralisierung von C_{org} (F_{Crem}), die über Sauerstoffzehrungsraten (F_{O_2}) ermittelt wurden. Hinsichtlich der Bilanzierung benthischer Stoffflüsse bietet dies den Vorteil einen einheitlichen Datensatz, der direkt auf benthische Stoffflüsse basiert, zu verwenden.

4.3.1.1 Frühdiagenese im Sediment

Seit Froelich et al. (1979) und Berner (1980) hat sich eine vereinheitlichte Prozessbeschreibung des frühdiagenetischen Abbaus von C_{org} in marinen Sedimenten entwickelt. Demnach wird sedimentiertes C_{org} mit fortlaufender Präferenz durch Reduktion von O_2 , NO_3^- , MnO_2 , Fe_2O_3 , SO_4^{2-} und Methanogenese im Sediment abgebaut. Diese Abfolge basiert auf der bei der Oxidation von C_{org} freiwerdenden Energie und manifestiert sich in charakteristischen Porenwasserkonzentrationsprofilen der einzelnen Elektronenakzeptoren. Da es keine direkten Bestimmungsmöglichkeiten für den Abbau von C_{org} im Sediment gibt, wird die Remineralisierungsrate von C_{org} durch Porenwasserkonzentrationsprofile bestimmt.

Zur Abschätzung der benthischen Remineralisierungsrate von C_{org} in der Tiefsee wird angenommen, daß bei sauerstoffreichen Sedimenten fast die gesamte Remineralisation organischen Materials aerob stattfindet und die meßbare Sauerstoffzehrung des Sediments diese dokumentiert (Hargrave und Phillips, 1989). Bender und Heggie (1984) zeigen, daß sowohl bei Diffusions- und Reaktionsmodellen als auch bei theoretisch diskutierten Ansätzen die sekundären Oxidanten in pelagischen Gebieten nie mehr als maximal 5-10% des partikulären C_{org} (POC) an der Sedimentoberfläche oxidieren. Neuere Untersuchungen von Balzer et al. (1998) und Lohse et al. (1998) bestätigen diesen Befund. In Gebieten mit hoher Oberflächenproduktion und hoher C_{org} -rain rate steigt jedoch der Anteil der sekundären Oxidanten an der Remineralisierung von C_{org} (Bender und Heggie, 1984). Archer und Devol (1992) postulierten, daß in Regionen mit einem deutlichen Sauerstoffdefizit im Bodenwasser sichtlich verminderte Sedimentsauerstoffzehrungsraten festgestellt werden und anaerobe Prozesse die Remineralisation von C_{org} dominieren.

Bei Emerson und Hedges (1988) und Emerson et al. (1985) werden der Abbau und die Erhaltung von C_{org} in marinen Sedimenten diskutiert. Es werden zwei Extremfälle im Hinblick auf die Sauerstoff- und C_{org} -Verteilung im Sediment unterschieden: 1. In Sauerstoff limitierten Regionen wird O_2 im Porenwasser vollkommen gezehrt, das O_2 -Profil (siehe Abb. 25) läuft gegen Null und residuales, reaktives C_{org} wird unterhalb der Sauerstoffeindringtiefe abgelagert. 2. In C_{org} limitierten Regionen wird O_2 nicht vollkommen verbraucht, hier erreicht C_{org} einen niedrigen konstanten Wert, aber keinen Nullwert, und repräsentiert den refraktären

Anteil an C_{org} , der nicht weiter abgebaut wird. Sauerstoffgehalte des Bodenwassers, die Höhe der C_{org} -rain rate auf das Sediment und der Verlauf von Porenwasserkurven können als Einschätzung der jeweiligen Situation dienen. Reimers et al. (1986), Smith und Hinga (1983), Jahnke und Christiansen (1989), Jahnke et al. (1989) und Archer und Devol (1992) haben in den letzten Jahren Techniken zur Bestimmung benthischer Sauerstoffzehrungsraten mit Hilfe von *benthic flux chambers* oder O_2 -Porenwasserprofilen etabliert, die die Bestimmung benthischer C_{org} -Flüsse ermöglichen. Speziell die Messungen von Sauerstoffprofilen ermöglicht es sowohl den Fluß an organischem Kohlenstoff, der in das Sediment eingetragen wird, als auch die Abbauraten von POC zu quantifizieren. Abbildung 25 zeigt zwei typische Sauerstoffprofile aus dem nördlichen Nordatlantik.

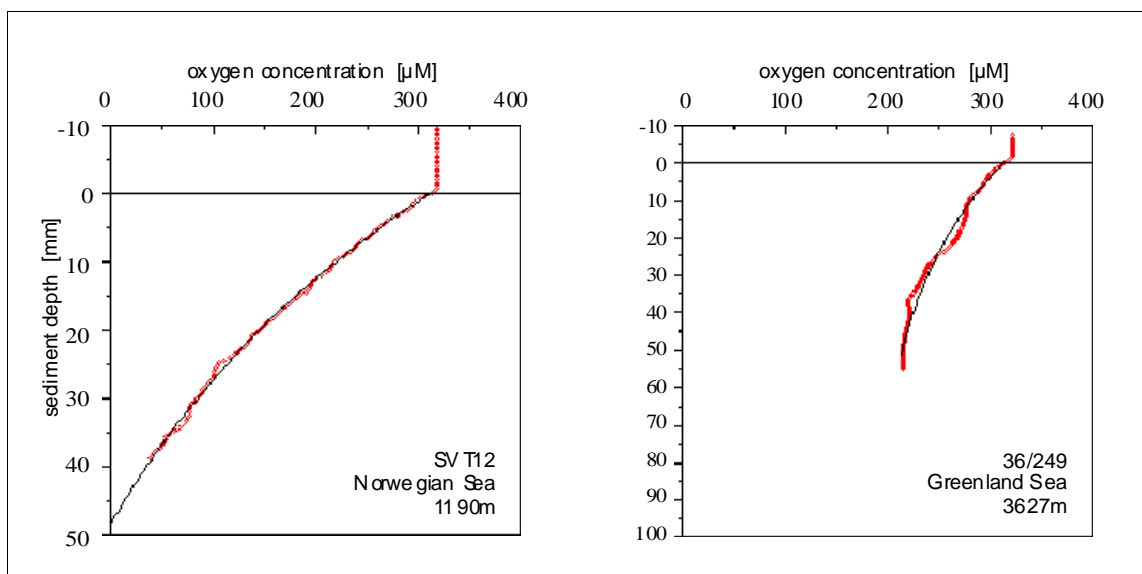


Abb. 25: Hochauflösende *in situ*-Sauerstoffprofile aus dem nördlichen Nordatlantik nach Sauter (1997).

4.3.1.2 Berechnung benthischer Stoffflüsse

Mit Hilfe des 1. Fick'schen Gesetzes können benthische Stoffflüsse aus Porenwasserdaten berechnet werden (Boudreau, 1996):

$$J = -\phi * D_s * \frac{\partial C}{\partial x}$$

Gleichung 8

mit J = molekularer Stofffluß

ϕ = Sedimentporosität

D_s = Sedimentdiffusionskoeffizient

$\partial C / \partial x$ = Konzentrationsgradient

Dabei werden vereinfachende Annahme dahingehend getroffen, daß *steady state* Bedingungen vorliegen und die Diffusion der Haupttransportmechanismus für gelöste Substanzen an der Sediment-Wassergrenzschicht ist (Boudreau, 1996). Zur Bestimmung des O_2 -Flusses an

der Sediment-Wassergrenze wird neben der Porosität (ϕ) der lineare O_2 -Konzentrationsunterschied ($\partial C/\partial x$) zwischen dem Bodenwasser und dem ersten im Sediment gemessenen Wert bestimmt. Über den molekularen Diffusionskoeffizient (Himmelblau, 1964; Broecker und Peng, 1974; Li und Gregory, 1974) wird der an *in situ*-Temperatur- und Druckbedingungen angepaßte Sedimentdiffusionskoeffizient (D_s) abgeleitet (Lerman, 1988; Boudreau, 1996). Oftmals wird zusätzlich ein Formationsfaktor angegeben, in den neben der Porosität die Tortuosität einfließt (Boudreau, 1996). Mittels Leitfähigkeitsprofilen kann der jeweilige Formationsfaktor als der Quotient der Leitfähigkeit im Sediment und im überstehenden Bodenwasser ermittelt werden (Andrews und Bennett, 1981).

Außerdem kann zur Berechnung der diffusiven Sedimentsauerstoffzehrung der lineare O_2 -Konzentrationsgradient in der sogenannten „diffusive boundary layer“ (DBL) herangezogen werden. Bei genügend guter vertikaler Auflösung (μm) ist die DBL ($<1\text{mm}$) an der Sediment-Wassergrenze zu erkennen (Jørgensen und Revsbech, 1985; Gundersen und Jørgensen, 1990; Sauter, 1997), die einen linearen Übergang vom Bodenwasserwert zum Sauerstoffgradienten im Sediment bildet. Die Ausprägung der DBL wird bestimmt durch Druck, Temperatur, Bodenströmungsgeschwindigkeit und der Unebenheit der Sedimentoberfläche (Boudreau und Guinasso, 1982). Bei einer Bestimmung der Sedimentsauerstoffzehrung (SOD) über die DBL müssen schlecht abschätzbare diffusive Sedimenteigenschaften nicht berücksichtigt werden (Glud et al., 1994).

Bioturbation und Bioirrigation bleiben beim 1. Fick'schen Gesetz unberücksichtigt. Bei Tiefseesedimenten ist die Bioturbation im Vergleich zur Porenwasserdiffusion ein eher langsamer Durchmischungsprozeß und kann in der Regel vernachlässigt werden (Balzer, 1996). Glud et al. (1994) und DeMaster und Cochran (1982) weisen aufgrund ihrer Untersuchungen darauf hin, daß lokal der Sauerstoffverbrauch mitunter signifikant durch die Aktivität der Tiefseefauna erhöht sein kann. Für großräumige Betrachtungen des benthischen O_2 -Flusses wird jedoch nach Smith und Hinga (1983), Reimers et al. (1986), Reimers und Smith (1986), Jahnke et al. (1990b) und Archer und Devol (1992) angenommen, daß die Tiefseefauna eine geringe Rolle spielt und daher für Tiefseesedimente vernachlässigbar ist. Auch neuere Untersuchungen von Lohse et al. (1998) zeigten, daß die Bioirrigation benthischer Organismen beim Vergleich gemessener benthischer Gesamtsauerstoff- und Nährstoffflüssen mit diffusiven Flüssen, die aus Porenwasserprofilen berechnet wurden, keinen signifikanten Einflüsse auf den Stofftransport an der Sediment-Wassergrenzfläche in der Tiefsee hat.

Je nach Güte der Porenwasserdaten in Abhängigkeit der Profilertechnik und der vertikalen Auflösung können für den Sauerstofffluß an der Sediment-Wassergrenze entweder ein einfacher linearer Ansatz gewählt werden (Maximalwerte) oder über das gesamte Profil angepaßte Kurven berechnet werden (Abb. 25), deren Verlauf exakt für die Sediment-Wassergrenze be-

stimmt werden kann (Berg et al., 1998). Eine andere Berechnungsmethode ist, den Sauerstoffverbrauch bestimmter Sedimenttiefenintervalle zu ermitteln, indem pro Flächeneinheit mit der jeweiligen Schichtmächtigkeit multipliziert wird. Die Summe des pro Intervall modellierten O_2 -Verbrauchs ergibt die über die Tiefe integrierte Sauerstoffzehrung, die theoretisch der diffusiven Sauerstoffzehrung an der Sediment-Wassergrenze entspricht (Rasmussen und Jørgensen, 1992).

Des Weiteren sind im Laufe der letzten Jahre Diagenesemodelle entwickelt worden, die komplexere Abbaureaktionen und -raten unter Einbeziehung weiterer Elektronenakzeptoren bei der Frühdiagenese beschreiben (Berner, 1980; Jahnke et al., 1982a; Jahnke et al., 1982b; Bender und Heggie, 1984; Schlüter, 1991; Gaillard und Rabouille, 1992; Van Cappellen et al., 1993; Hales et al., 1994; Tromp et al., 1995; Boudreau, 1996; Soetaert et al., 1996; Van Cappellen und Wang, 1996; Schlüter et al., 1997; Balzer et al., 1998).

4.3.1.3 Umrechnung von O_2 -Respiration in C_{org} -Remineralisation

In erster Linie wird der remineralisierbare (labile) Anteil an C_{org} , der den Meeresboden erreicht, sofort an der Sediment-Wassergrenze unter Verbrauch von gelöstem Sauerstoff abgebaut (Jahnke et al., 1982a; Bender und Heggie, 1984; Murray und Kuivila, 1990). Dieser C_{org} -Fluß wird im Folgenden als benthische Remineralisierung (F_{Crem}) bezeichnet und läßt sich quantitativ aus den gemessenen Sauerstoffzehrungsraten ableiten. Dies gilt insbesondere für die Tiefsee, da bei großen Wassertiefen die totale Remineralisation organischen Materials von aerober Oxidation dominiert wird (Jahnke und Christiansen, 1989b; Canfield, 1993).

In küstenfernen Bereichen ist der terrigene laterale C_{org} -Eintrag im Bezug auf die Remineralisierung von sedimentierendem OM gering (van Weering et al., 1998). Aus diesem Grund wird für pelagische Gebiete zur Umrechnung der O_2 -Respiration in C_{org} -Remineralisation das stöchiometrische Verhältnis CO_2/O_2 der mittleren chemischen Zusammensetzung des Zellgewebes von Phytoplankton herangezogen (Redfield et al., 1963). In der Arbeit von Anderson und Sarmiento (1994) wird dieses Verhältnis aufgrund eines umfangreicheren Datensatzes unter Berücksichtigung der Temperaturunterschiede und des Abbaus mit der Wassertiefe neu evaluiert (siehe Kapitel 4.1.1) und neuere, veröffentlichte Untersuchungen hinsichtlich der Stöchiometrie von mariner Produktion und marinem Abbau ausführlich diskutiert. Zur Verdeutlichung sind in Tabelle 2 CO_2/O_2 -Verhältnisse verschiedener Autoren angegeben:

	CO_2/O_2 -Verhältnis
Redfield et al. (1963)	0.768
Takahashi et al. (1985)	0.60
Anderson und Sarmiento (1994)	0.69

Tab. 2: CO_2/O_2 -Verhältnisse der marinen Produktion.

4.3.2 Techniken und Qualität benthischer Sauerstoffmessungen

In dieser Arbeit wurden veröffentlichte benthische Sauerstoffflußdaten zusammengefaßt, gesichtet, selektiert und anschließend zur regionalen Bilanzierung benthischer C_{org} -Flüsse herangezogen. Die qualitative Unterscheidung der verschiedenen Meßtechniken hinsichtlich der ermittelten Sauerstoffflüsse ist ein wichtiger Aspekt. In der vorliegenden Arbeit wird zwischen der gesamten Sauerstoffzehrung des Sediments (TSOD = *total sediment oxygen demand*), die über benthische Flußkammern (bfch) ermittelt wird und der diffusiven Sauerstoffzehrung (DSOD = *diffusive sediment oxygen demand*) aus Porenwasserdaten unterschieden.

4.3.2.1 Diffusive Sedimentsauerstoffzehrung (DSOD)

In den letzten Jahren wurden mit Hilfe von Mikroelektroden Sauerstoffkonzentrationsprofile in Oberflächensedimenten gemessen, um die diffusive Sauerstoffaufnahme des Sediments (DSOD) zu berechnen und die Respiration der oxischen oberflächennahen Zone zu ermitteln (Reimers et al., 1986; Revsbech und Jørgensen, 1986; Smith et al., 1987; Schlüter, 1991; Rasmussen und Jørgensen, 1992; Glud et al., 1994; Sauter et al., submitted-b). Qualitative Unterschiede ergeben sich zum einen durch die unterschiedliche vertikale Auflösung und zum anderen durch *in situ*- und *ex situ*-Meßverfahren. Ältere Probennahme- und Analysemethoden (vor ca. 1980) gelten als unzuverlässig und stellen daher keine sinnvolle Annäherung an benthische Sauerstoffflüsse dar (Jahnke, 1996).

Bei der ***ex situ*-Bestimmung** wird der Sauerstoffgehalt des überliegenden Bodenwassers direkt nach der Kerngewinnung gemessen. Zur Herstellung des *steady state*-Zustands werden die Kerne in Meerwassertanks bei *in situ*-Temperatur gehalten. Nach einer gewissen Adaptionszeit werden mit Mikroelektroden und computergesteuerter Tiefenkontrolle über einen motorgetriebenen Mikromanipulatoren Sauerstoffprofile im μm -Bereich (20-100 μm) gemessen. Für genauere Beschreibungen dieser Methode sei auf weitere Veröffentlichungen verwiesen (Reimers et al., 1984; Archer et al., 1989; Jahnke et al., 1989a; Rasmussen und Jørgensen, 1992; Glud et al., 1994; Hales et al., 1994; Cai und Reimers, 1995; Sauter et al., submitted a).

Für die ***in situ*-O₂-Messungen** wurden eigens Landertechniken entwickelt, die Porenwasserprofile in ungestörten Sediment mittels Mikroelektroden erfassen können (Reimers et al., 1986a; Reimers, 1987; Jahnke und Christiansen, 1989b; Archer und Devol, 1992; Glud et al., 1994). Die nachträgliche Bestimmung der genauen Sediment-Wassergrenze erfolgt über den markanten Wechsel im Gefälle der O₂-Konzentrationen, der durch die im Sediment veränderten Diffusionsbedingungen hervorgerufen wird (Reimers et al., 1986). Diese nachträglich festzulegende Grenzfläche kann bei geringer vertikaler Auflösung der Konzentrationsprofile ungenügend interpretiert werden und zu unterschiedlichen Berechnungen des Sauerstoffgradienten bzw. des O₂-Flusses an der Wasser-Sedimentgrenze führen. Ausführliche Beschrei-

bungen von *in situ*-Meßmethoden mit Hilfe von Mikroelektroden sind bei Reimers et al. (1986), Archer et al. (1989), Reimers et al. (1992) und Hales et al. (1994) nachzulesen.

4.3.2.2 Totale Sedimentsauerstoffzehrung (TSOD)

Zur direkten Bestimmung des gesamten benthischen Sauerstoffflusses (TSOD) im Sediment wurden *in situ*-Inkubationskammern entwickelt (Smith, 1978a; Smith et al., 1978c; Hinga et al., 1979; Smith et al., 1979; Jahnke und Christiansen, 1989b). Hierbei werden Inkubationskammern auf das Sediment aufgesetzt, die nach einer Adaptionsphase geschlossen werden. Während der Inkubationszeit verhindert ein motorgetriebener Propeller die Stratifizierung der eingeschlossenen Wassersäule. Entweder messen mehrere O₂-Elektroden über die Zeit die entstehenden Konzentrationsänderungen in den Kammern oder die O₂-Konzentrationen werden aus regelmäßig den Kammern entnommenen Wasserproben an Deck mit der Winklermethode bestimmt. TSOD wird anschließend aus der Sauerstoffabnahme über die Zeit durch linearen Regression berechnet.

In den Inkubationskammern wird der gesamte Sauerstoffverbrauch an der Wasser-Sediment-Grenzfläche inklusive der O₂-Zehrung im Sediment gemessen. Der Sauerstoffverbrauch spiegelt die heterotrophe Respiration und damit den Abbau organischer Substanz. Unter oxischen Bedingungen dient Sauerstoff als Hauptelektronenakzeptor bei der Remineralisierung von C_{org}. Zusätzlich kann ein geringer Anteil C_{org} durch andere Elektronenakzeptoren wie z.B. Nitrat oder Sulfat oxidiert werden. Liegen diese Spezies dann in reduzierter Form vor, werden sie von Sauerstoff reoxidiert. Unter diesen Bedingungen entsprechen die gemessenen Sauerstoffflüsse in benthischen Inkubationskammern der gesamten Remineralisation von C_{org} (Anderson et al., 1994). Demnach sind in TSOD sowohl der diffusive O₂-Sedimentverbrauch enthalten als auch die gesamte Respirationstätigkeiten der in der Kammer erfaßten benthischen Fauna (Devol, 1987). Bei *ex situ*-Inkubationsversuchen werden im Unterschied zu den benthischen Kammern nur die gewonnenen Kerne inkubiert, die jedoch eine wesentlich kleinere Sedimentoberfläche repräsentieren und vor allem die Respiration durch Makrofauna nicht erfassen (Glud et al., 1994). Einen Überblick verschiedener Techniken zu benthischen Inkubationskammern geben Berelson et al. (1990) und Tengberg et al. (1995).

4.3.2.3 *ex situ*- versus *in situ*-Messungen

Reimers (1987) und Glud et al. (1994) weisen auf die Wichtigkeit von *in situ*-Messungen hin, um Meßfehler und Artefakte durch Probennahme und Druckunterschied während der Kerngewinnung zu vermeiden. Im Vergleich sind die *ex situ* gemessenen Sauerstoffeindringtiefen meist geringer als die *in situ* bestimmten Tiefen (Smith und Hinga, 1983; Reimers et al., 1986a; Jahnke et al., 1989a). In der Arbeit von Glud et al. (1994) liegen sowohl die Werte für den diffusiven Sauerstofffluß (DSOD) als auch die Werte für den tiefenintegrierten Sauerstofffluß aus Labormessungen um 70% höher als bei den über *in situ*-Daten bestimmten Flüssen, wobei das Verhältnis zwischen *ex situ*- und *in situ*-Werten linear mit der Tiefe zunimmt. Bei 600 m Wassertiefe sind *ex situ*- und *in situ*-Werte nahezu gleich, während bei ca. 5000 m Tiefe die Laborwerte 3.5 mal höher als die entsprechenden *in situ*-Werte sind. Für die totale Sedimentsauerstoffzehrung (TSOD) werden bei Glud et al. (1994) ebenfalls *ex situ*- und *in situ*-Abweichungen festgestellt. Bei Stationen mit einer hohen Makrofaunendichte sind *ex situ*-Sauerstoffzehrungsraten niedriger als *in situ*, da Kerninkubationen aufgrund der geringen Sedimentoberfläche nicht die gesamte Respiration einer intakten benthischen Makrofauna wiedergeben (Glud et al., 1994). Dies betrifft vor allem faunenreiche Sedimente im Küsten- und Schelfbereichen. Bei geringer Besiedlungsdichte hingegen und größeren Wassertiefen sind die Laborwerte höher als die *in situ*-Werte, vergleichbar mit dem Verhalten der *ex situ*- und *in situ*-Werte für DSOD (Glud et al., 1994). Bei Lampitt et al. (1995) werden ebenfalls höhere TSOD-Werten für *ex situ*-Kerninkubationen festgestellt als für *in situ*, wobei an der beprobten Tiefseestation (4800 m) die *ex situ*-Werte fast doppelt so hoch waren wie die *in situ* gewonnenen.

Zur Erklärung dieser Unterschiede werden bei Reimers und Smith (1986), Reimers (1987), Jahnke et al. (1989a) und Glud et al. (1994) folgende Faktoren diskutiert: 1. Störung oder Kompression des Sediments bei der Probennahme. 2. Temperatur- und Dekompressionseffekte auf den Porenwasserchemismus. 3. Die mikrobielle Aktivität bei Kerngewinnung; Porenwasserexpansion durch Dekompression in der Wassersäule; Zerstörung von Organismen durch Dekompression und dadurch erhöhte Verfügbarkeit labilen organischen Materials. Berechnungen zur Druckentlastung ergaben, daß die Expulsion von Porenwasser nur für 5–25% der beobachteten Veränderung der O₂-Eindringtiefe verantwortlich sein kann (Reimers et al., 1986a; Glud et al., 1994). Daher wird angenommen, daß vor allem die Temperaturveränderungen bei der Kerngewinnung für eine gesteigerte mikrobielle Aktivität sorgt, die für erhöhten Sauerstoffverbrauch und die Verminderung der O₂-Eindringtiefe verantwortlich sind.

4.3.3 Quantifizierung benthischer O₂- und C_{org}-Flüsse

Zur Quantifizierung der gesamten O₂-Respiration benthischer Fauna wird die diffusive Sauerstoffzehrung aus Porenwasserdaten (DSOD) von der totalen Sauerstoffzehrung (TSOD) aus benthischen Inkubationskammern subtrahiert (Graf et al., 1982; Archer und Devol, 1992; Rasmussen und Jørgensen, 1992).

$$\text{TSOD} \approx \text{Respiration}_{\text{Fauna}} + \text{DSOD} \quad \text{Gleichung 9}$$

Die Einheiten der Stoffflüsse werden für Sauerstoff in mol pro Flächen- und Zeiteinheit ($\text{mol O}_2 \text{ m}^{-2} \text{ a}^{-1}$) und für C_{org} in Gewicht Kohlenstoff pro Flächen- und Zeiteinheit ($\text{g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$) angegeben.

Glud et al. (1994) stellen fest, daß der Unterschied zwischen gemessenen TSOD und DSOD gut mit der quantitativen Anwesenheit von Makrofauna korreliert. Dort wo Makrofauna in und auf dem Sediment fehlt, kommt der Wert für TSOD dem Wert der DSOD sehr nah. Jedoch selbst bei offensichtlicher Abwesenheit von Fauna tendiert die TSOD aufgrund der Sedimenttopographie, der DBL-Mächtigkeit und der Sauerstoffeindringtiefe zu höheren Werten als die DSOD (Gundersen und Jørgensen, 1990; Jørgensen et al., 1990). Weitere Vergleiche zwischen SOD durch Kerngewinnung und benthischen Inkubationskammern sind bei Graf et al. (1995) und Rowe et al. (1997) zu finden.

Smith (1978), Towe & Gardner (1979), Hinga et al. (1979) und Smith & Hinga (1983) stellten in ihren Arbeiten fest, daß die Sauerstoffzehrung der Sedimente in der Tiefsee im Großen dem Eintrag und Schicksal von partikulärem Material am Meeresboden entspricht. Da die benthische Respiration in der Tiefsee von der Nachlieferung organischen Materials durch die Wassersäule abhängt, spiegelt TSOD die C_{org}-rain rate auf das Sediment wider, wenn verstärkter lateraler Transport, Resuspension und hoher terrigener Eintrag von refraktärem C_{org} vernachlässigt werden (Bender und Heggie, 1984). Das meiste organische Material wird direkt an der Sedimentoberfläche abgebaut und nur ein verschwindend geringer Teil wird letztendlich in das Sediment eingebettet (Rowe et al., 1991). Aus diesem Grund gilt in küstenfernen pelagischen Regionen für erste Abschätzungen folgende Annahme unter Einbeziehung der C_{org}-Einbettungsrate (C_{bur}) und der Umrechnung von TSOD in benthische Remineralisierung von C_{org} (F_{Crem}):

$$\text{rain rate}_{\text{Corg}} \approx \text{F}_{\text{Crem}} + \text{C}_{\text{bur}} \quad \text{Gleichung 10}$$

Diesen Zusammenhang untersuchten Hinga et al. (1979) entlang des nordwestamerikanischen Kontinents. Der Vergleich zwischen gemessenen Flüssen organischen Materials in Sinkstofffallen und benthischen Sauerstoffzehrungsraten ergibt in der Tiefsee einen adäquaten

vertikale Materialfluß, der den entsprechenden benthischen Lebensraum versorgt. In seichteren Gebieten (< 1300m) ist jedoch nach Hinga et al. (1979) ein zusätzlicher Eintrag an organischem Material nötig. Hierzu wird entlang der Kontinentalränder der größte Teil durch lateralen Materialeintrag und vertikalen Transport durch migrierende Organismen beigesteuert. Für den oberen Bereich (400 – 1000 m Tiefe) des nordöstlichen amerikanischen Kontinentalhangs definieren Anderson et al. (1994) aufgrund neuerer ausführlicher Untersuchungen ein C_{org} -Depositionszentrum, das mit erhöhtem lateralem Eintrag aus dem Schelf- und Hangbereich zu erklären ist und nicht ausschließlich mit der vertikalen C_{org} -rain rate korreliert werden kann. Auf die Problematik der genauen Bestimmung von POC-Flüssen mittels Sinkstofffallen wurde bereits in Kapitel 4.2.2 eingegangen. Unterschiede zwischen vertikalen C_{org} -Flüssen aus Sinkstofffallendaten und der Sauerstoffzehrung am Meeresboden weisen auf benthische Prozesse hin. Hierzu zählen Umlagerung, Verweildauer und Reaktivität des organischen Detritus (Murray und Kuivila, 1990).

4.3.4 Saisonalität benthischer O_2 -Flüsse

Inwieweit saisonale Änderungen der Oberflächenproduktion in Form von erhöhtem vertikalem Partikelfluß die benthische Remineralisation bzw. die Sauerstoffzehrung beeinflussen, ist eine bisher nicht abschließend geklärte Frage. Saisonale Unterschiede im Auftreten, Wachstum und in der Reproduktion benthischer Lebensgemeinschaften (Tyler, 1988; Gooday und Turley, 1990; Lampitt et al., 1990) lassen jahreszeitlich bedingte Schwankungen im gesamten benthischen Sauerstoffverbrauch (TSOD) vermuten.

Smith und Baldwin (1984) berichten von Variationen um den Faktor 4 für TSOD in zwei gegensätzlichen Meeresregionen des Pazifiks, deren Maxima mit erwarteten POC-Flüssen auf das Sediment einhergingen. Weiterhin lieferten die Ergebnisse aus dem BIOTRANS-Gebiet im gemäßigten NE-Atlantik von Pfannkuche (1992) und aus den Arbeiten im borealen nördlichen Nordatlantik von Graf (1989) und Graf et al. (1995) Hinweise auf eine Kopplung zwischen der Saisonalität der POC-Flüsse und dem Sauerstoffverbrauch der benthischen Lebensgemeinschaft (SCOC). Pfannkuche (1993) berichtete von TSOD-Werten für Juli und August, die doppelt so hoch waren wie die für Mai. Eine statistische Analyse dieser Trends konnte jedoch nicht durchgeführt werden. Aufgrund der unzureichenden weltweiten Verteilung von vorhandenen TSOD-Bestimmungen und einer offensichtlichen räumlichen und zeitlichen Varianz dieser Kopplung wird vor einer Verallgemeinerung dieser regionalen Ergebnisse auf die generelle Dynamik des weltweiten Ozeansystems gewarnt (Pfannkuche, 1992). Genauer betrachtet stellen Graf et al. (1995) für einen Meßzeitraum von Mai bis September fest, daß die Unterschiede in der Respiration des Benthos mit erhöhter Sedimentation von Chlorophyllpigmenten korreliert werden kann. Für die Monate Juni und August wurden doppelt so hohe SOD-Raten beobachtet wie für den Rest des Jahres. Die Sedimentationsmuster von Chlorophyll und POC sind jedoch unterschiedlich. Daher bedeutet ein saisonal erhöhter POC-Fluß

nicht gleich eine erhöhte Nährstoffversorgung des Benthos. Über mehrere Jahre gemittelt entspricht bei Graf et al. (1995) die benthische Remineralisierung jedoch den POC-Flüssen aus Sinkstoffallen, wobei geringe auftretende Differenzen mit zusätzlichen Prozessen in der nepheloiden Bodengrenzschicht (BNL) erklärt werden. Die Rolle der benthischen Fauna bei der Einarbeitung von C_{org} in das Sediment und die Tiefe der Durchmischung, bzw. der Einfluß auf den Porenwasserchemismus können noch nicht abgeschätzt werden.

Martin und Bender (1988) postulierten, daß die Bioturbation nicht schnell genug ist, um die labilste Fraktion der C_{org} -rain rate signifikant einzubetten, bevor diese abgebaut worden ist. Weiterhin stellten sie aufgrund ihrer Modellstudie zur Reaktivität von C_{org} fest, daß die Konstante der Abbaurrate von sedimentärem C_{org} in der Regel zu klein ($< 4 \text{ a}^{-1}$), d.h. der Abbau zu langsam ist, um saisonale Variabilität im Sediment zuzulassen. Sayles et al. (1994) geben sogar Konstanten in der Größenordnung von 5 bis 10 a^{-1} an, um Saisonalität beobachten zu können. Saisonale Variabilität in der C_{org} -rain rate ist zwar mit benthischen O_2 -Flüssen konsistent, aber die Amplitude des saisonalen benthischen Flußsignals wird durch das langsam degradierende organische Material so stark gedämpft, daß ein signifikantes saisonales Signal im Sediment nicht erzeugt werden kann (Martin und Bender, 1988). Vor allem für Tiefseesedimente ist diese Annahme relevant. Saisonale Unterschiede in benthischen Flüssen kann die Variabilität in Remineralisationsraten von organischem Material auf oder direkt unterhalb der Grenzfläche reflektieren, im Sediment jedoch nicht, da dort vornehmlich *steady state*-Bedingungen herrschen (Martin und Bender, 1988; Sauter et al., submitted b).

Bei ihren *in situ*-Untersuchungen zeigen Glud et al. (1994), daß die Faunenaktivität eng mit dem Eintrag abbaubaren organischen Materials korreliert. In Gebieten mit hohen Sedimentationsraten ($\text{max. } 15 \text{ cm yr}^{-1}$) zeigt sich, daß ein größerer Einfluß der Saisonalität nur in Verbindung mit dem verstärkten Auftreten makro- und mikrobieller benthischer Aktivität möglich ist. Flußratenmessungen in Schelfbereichen sind daher mit größeren Unsicherheiten behaftet. Aus diesem Grund wurden Schelfgebiete im Gegensatz zu größeren Wassertiefen, in denen die Faunenaktivität weniger von Bedeutung ist (Glud et al., 1994), in der vorliegenden Arbeit nicht in die Regressionen und abschließenden Bilanzierungen einbezogen.

In weiteren Untersuchungen zur Saisonalität von benthischen Flüssen können Lampitt et al. (1995) aufgrund wiederholt durchgeführter *in situ*-Kerninkubationen in den Monaten April, Juni und August keine saisonalen Trends in TSOD feststellen. Sogar Kerne mit sichtbaren Beweisen für eine frisch abgelagerte Detritusschicht (Kammerbeobachtungen) lieferten keine anderen TSOD-Werte als solche ohne. Da keine gegenteiligen Hinweise vorliegen, folgerten sie, daß der zeitliche Abbau des sedimentierten organischen Materials so langsam ist, daß kein signifikantes saisonales Signal auftreten konnte. Außerdem zeigen neuere Studien im NW-Atlantik von Lohse et al. (1998), in denen DSOD und TSOD *in situ* bestimmt wurden,

ebenfalls keine saisonale Kopplung zwischen benthischen Sauerstoffflüssen und Impulsen sedimentierenden organischen Materials aus Sinkstofffallenmessungen, wodurch auf dominierende refraktäre Komponenten im organischen Material geschlossen wird. Diese Einschätzung wird durch *steady state*-Modellierung von O₂-Porenwasserprofilen unterstützt, die zeigt, daß das organische Material, das an Stationen unterhalb einer Wassertiefe von 200 m remineralisiert wird, sehr langsame Abbauratenkonstanten ($<1 \text{ a}^{-1}$) hat (Lohse et al., 1998).

Generell kann gesagt werden, daß benthische Remineralisationsraten von C_{org} wesentlich weniger zeitlichen Schwankungen unterliegen als POC-Flüsse in der Wassersäule (Martin und Bender, 1988; Smith und Baldwin, 1992b; Sayles et al., 1994). Dies wird mit dem stabilisierenden Einfluß der langsamer degradierenden organischen Fraktion und deren Einbettung erklärt. Um jahreszeitlich bedingte Unterschiede in der benthischen Remineralisierung zu verursachen, müssen die Variabilität des C_{org}-Flusses auf das Sediment entsprechend sehr hoch sein und die Abbauraten des sedimentierenden organischen Materials entsprechend kurz. Da bisher keine Anzeichen für signifikante saisonale Schwankungen benthischer Sauerstoffflüsse in der Tiefsee vorliegen und Abbauratenkonstanten des sedimentierenden organischen Materials dort sehr niedrig sind, können zu unterschiedlichen Jahreszeiten gemessene benthische Remineralisationsraten, die aus gemessenen Sauerstoffflüssen abgeleitet wurden, als ein Maß für den jährlichen benthischen Kohlenstoffumsatz in der Tiefsee herangezogen werden.

4.3.5 Einbettung von C_{org}

Die Einbettungsrate von C_{org} bestimmt den Anteil des Kohlenstoffs, der im Sediment überliefert wird. Obwohl die Einbettungsrate nach de Baar und Suess (1993) im Vergleich zu den Umsatzraten an der Meeresoberfläche verschwindend gering ist (0.1 % der PP und 10 % der F_{Creem}), bedeutet sie doch den langfristigen Entzug von organisch gebundenem Kohlenstoff aus dem globalen Kohlenstoffkreislauf.

4.3.5.1 Bestimmende Faktoren

Sedimentierendes organisches Material (OM) fördert die benthische Produktion, die in Wechselwirkung zur Biomasse des benthischen Lebensraum steht. Dadurch werden Signale verursacht, die geologische Aufzeichnungen benthischer Umweltbedingungen (Bodenwasserchemismus, Sedimentationsraten, C_{org}-Gehalte, charakteristische Vergesellschaftungen benthischer Foraminiferen) in der Sedimentsäule hinterlassen (Graf et al., 1995; Sarnthein und Altenbach, 1995) Der im Sediment vorliegende C_{org}-Gehalt ist dahingehend ein überliefertes Signal. Er entspricht dem Anteil an der C_{org}-rain rate auf das Sediment, der nicht remineralisiert sondern eingebettet wurde. Die Einbettung organischer Substanz ins Sediment ist abhängig von der Menge des POC-Flusses auf das Sediment, den jeweiligen Abbauraten (je nach Zusammensetzung des sedimentierenden OM) und den vorhandenen Oxidanten im Boden-

wasser (Berner, 1980). Nach Emerson und Hedges (1988) und Emerson et al. (1985) repräsentiert der eingebettete Anteil entweder stark refraktäres C_{org} , das nicht weiter oxidiert werden kann oder einer Mischung aus labilem und refraktärem C_{org} , das wegen Sauerstoffmangels bzw. Fehlens weiterer Oxidanten nicht abgebaut werden konnte. Weitere wichtige Faktoren für den Erhalt von C_{org} im Sediment sind die Sedimentations- bzw. die Akkumulationsrate, Transportprozesse (Erosion und Resuspension) und Bioirrigation bzw. Biodeposition (Emerson und Hedges, 1988; Graf et al., 1995).

Die regionale Verteilung organischen Materials in marinen Sedimenten ist komplex. Generell weisen Sedimente in den Schelfbereichen, an den oberen Kontinentalhängen und in marginalen Ozeanbecken höhere C_{org} -Gehalte auf als pelagische Sedimente. Stein (1991) faßt die Faktoren für hohe C_{org} -Akkumulationsraten folgendermaßen zusammen:

- (1) Hohe Produktionsraten in küstennahen- und äquatorialen Auftriebsgebieten und in Gebieten mit hohem fluviatilen Nährstoffeintrag.
- (2) Hohe Erhaltungsraten für sedimentäres organisches Material in Gebieten mit anoxischen bzw. suboxischen Bodenwasserbedingungen innerhalb einer O_2 -Minimumzone und mit hohen Sedimentationsraten (Deltabereiche, Turbidite, Kanyons).
- (3) Hoher Eintrag von terrigenem organischem Material entlang der Küsten, in Flußmündungsbereichen und intrakontinentalen Becken.

4.3.5.2 Berechnung der C_{org} -Einbettungsrate

Allgemein wird die C_{org} -Einbettungsrate (C_{bur}) mit Hilfe der C_{org} -Konzentration (C_{org}) im Sediment, der linearen Sedimentationsrate (ω) und den entsprechenden Sedimenteigenschaften berechnet (Müller und Suess, 1979):

$$C_{bur} = \omega \cdot (1 - \varphi) \cdot \rho_s \cdot C_{org} / 100 \quad \text{Gleichung 11}$$

mit

C_{bur}	= C_{org} -Einbettungsrate ($g\ cm^{-2}\ a^{-1}$)
φ	= Porosität
ρ_s	= Sedimenttrockenrohddichte ($g\ cm^{-3}$)
C_{org}	= C_{org} -Gehalt (Gew. %)
ω	= Sedimentationsrate ($cm\ a^{-1}$)

Die totale Sedimentakkumulationsrate (SAR) kann mit Hilfe der linearen Sedimentationsrate (ω) und der Gesamttrockenrohddichte (ρ) bestimmt werden (Koczy, 1951; Thiede et al., 1982):

$$\text{SAR} = \omega * \rho_{\text{dry}} \quad \text{Gleichung 12}$$

mit SAR = Sedimentakkumulationsrate ($\text{g cm}^{-2} \text{a}^{-1}$)
 ω = Sedimentationsrate (cm a^{-1})
 ρ_{dry} = Gesamttrockenrohddichte (g cm^{-3})

wobei

$$\rho_{\text{dry}} = \rho_{\text{wet}} - 1.026 * \varphi / 100 \quad \text{Gleichung 13}$$

mit ρ_{wet} = nasse Sedimentrohddichte (g cm^{-3})
 φ = Porosität
 1.026 = Porenwasserdichte (g cm^{-3})

Vereinfacht kann daher die C_{org} -Einbettungsrate (C_{bur}) über den prozentualen Gewichtsanteil der C_{org} -Konzentration (C_{org}) im Sediment und der Sedimentakkumulationsrate (SAR) ausgedrückt werden:

$$C_{\text{bur}} = \text{SAR} * C_{\text{org}} / 100 \quad \text{Gleichung 14}$$

Die Einbettungseffizienz von C_{org} (E) kann als ein Prozentsatz des POC-Flusses (F_C) (Sinkstofffallendaten) auf das Sediment angegeben werden (Henrichs und Reeburgh, 1987), wobei Lohse et al. (1998) anstelle des POC-Flusses (F_C) die Summe der benthischen Remineralisierungsrate (F_{Crem}) und der C_{org} -Einbettungsraten (C_{bur}) einsetzen:

$$F_C = F_{\text{Crem}} + C_{\text{bur}} \quad \text{Gleichung 15}$$

$$E = \frac{C_{\text{bur}}}{F_{\text{Crem}} + C_{\text{bur}}} * 100 \quad \text{Gleichung 16}$$

Mit diesem Hintergrund sind empirische Korrelationen entwickelt worden. Müller und Suess (1979) und Sarnthein et al. (1987) stellen z.B. den C_{org} -Gehalt des Sediments in Beziehung zur Paläoproduktivität. Boudreau (1996), Tromp et al. (1995) und Middelburg et al. (1997) hingegen entwickelten empirische Beziehungen zur Wassertiefe, die die großflächige Bilanzierung der Einbettungsrate ermöglichen sollen, wenn Eigenschaften wie Sedimentationsraten, C_{org} -Gehalte, Porosität und Dichte des Sediments nicht bekannt sind. Nach Middelburg et al. (1997) lautet eine solche empirische Beziehung folgendermaßen:

$$F_b = 10^{(a+bZ)} * CF \quad \text{Gleichung 17}$$

mit	F_b	= Einbettungsrate ($\text{mmol C cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$)
	Z	= Wassertiefe (m)
	CF	= 4.4 (Korrekturfaktor für log-Regression)
	a	= -0.8467
	b	= -0.0004
	n	= 105, $r^2 = 0.686$

Beziehungen zwischen der SAR und benthischer C_{org} -Remineralisierung (Canfield, 1993) oder der C_{org} -Einbettungsrate (Müller und Suess, 1979; Berner und Canfield, 1989) zeigen, inwieweit der Abbau von C_{org} im Sediment mit diesen Parametern verknüpft werden kann. Ebenfalls aufgrund empirischer Untersuchungen kann nach Henrichs und Reeburgh (1987) die Einbettungsrate von C_{org} als Funktion der Sedimentationsrate und der C_{org} -rain rate (F_C) auf das Sediment dargestellt werden:

$$C_{\text{bur}} = 0,476 * S^{0,4} * F_C \quad \text{Gleichung 18}$$

mit	C_{bur}	= Einbettungsrate ($\mu\text{mol C cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$)
	S	= Sedimentationsrate (cm a^{-1})
	F_C	= C_{org} -rain rate ($\mu\text{mol C cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$)

Middelburg et al. (1997) warnen davor, die Sedimentationsrate als unabhängige Variable in Regressionsmodellen zu verwenden, da die Bestimmungsmethoden z.T. beachtlichen Meßfehlern unterliegen. Obwohl eine gute Relation zwischen C_{org} -Einbettung (C_{bur}) und der Sedimentation von Partikeln angenommen werden kann (Mayer, 1994), ist es nicht ratsam, C_{bur} gegenüber SAR in Regressionmodellen zu verwenden, um deren Beziehung zu bestimmen, da C_{bur} und seine Varianz direkt von SAR abhängt (Hedges und Keil, 1995). Exakte Bilanzierungen werden jedoch hinsichtlich der Datendichte auf großräumiger Skala weiterhin finanziellen und logistischen Einschränkungen unterliegen und empirische Modelle unumgänglich machen.

4.3.5.3 Datenqualität der Sedimentakkumulationsraten und C_{org} -Gehalte

Sedimentakkumulationsraten und C_{org} -Konzentrationen im Sediment spielen bei der Berechnung von C_{org} -Einbettungsraten eine entscheidende Rolle. Marine Sedimentakkumulationsraten können entweder über Sinkstoffallendaten oder Altersdatierungen an Sedimentkernen bestimmt werden. Feldstudien hinsichtlich benthisch-pelagischer Zusammenhänge an Kontinentalhängen zeigten, daß primäre, vertikale Sedimentation aus Sinkstoffallenuntersuchungen für eine Bilanz zwischen benthischen Partikeln und dem sedimentären Kohlenstoffbudget nicht ausreichen, da benthische Prozesse und lateraler Stofftransport berücksichtigt werden müssen (Jahnke et al., 1990a; Biscaye et al., 1994; Graf et al., 1995).

Zur Altersbestimmung von Sedimenten werden in erster Linie $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven, AMS- ^{14}C -Analogalter und stratigraphische Leithorizonte herangezogen. Die Isotopenstratigraphie von Kernprofilen beruht auf globalen zeitgeichteten Sauerstoffisotopenkurven, die an Karbonatgehäusen planktonischer Foraminiferenarten gemessen werden (Shackleton, 1967). Die O-Isotopenstadien werden in der Regel anhand stratigraphischer Standardkurven festgelegt (Pujol, 1980; Prell et al., 1986). Zusätzlich wird zur Verbesserung der Auflösung für die letzten 30 000 Jahre eine chronostratigraphische Einstufung der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven nach AMS- ^{14}C -Analogaltern, die in Kalenderjahren umgerechnet werden, durchgeführt (Bard et al., 1990; Winn et al., 1991; Stuiver und Reimer, 1993; Weinelt, 1993; Sarnthein et al., 1995). Örtliche Meeresoberflächentemperatur-Effekte und Umlagerungen können die Isotopenstadien beeinflussen und eine Korrelation erschweren (Sarnthein und Tiedemann, 1990). Erschwerend kommt vor allem bei Sedimenten mit geringer Sedimentationsrate hinzu, daß ^{14}C -Altersangaben, die jünger als ca. 3000 Jahre sind, aufgrund des radioaktiven Fallouts bei Atombombentests als unzuverlässig eingestuft werden müssen (pers. Mitteilung R. Zahn). Des weiteren können zur zeitlichen Einordnung stratigraphische Leithorizonte hinzugezogen werden. Hierzu zählen vulkanische Aschenlagen (Mangerud et al., 1984; Gröneveld et al., 1995) und signifikante eistransportierter Ablagerungshorizonte (IRD) (Heinrich-Layers) (Broecker et al., 1992).

Rezente Sedimentationsraten aus $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven zu erhalten ist schwierig, da diese zu grobskali- g sind und in erster Linie zur Bestimmung des Paläoklimas durchgeführt werden. Oft beziehen sich die jüngsten Altersdatierungen auf Sedimenthorizonte des frühen Holozäns (10 ka) oder auf das letzte glaziale Maximum (LGM) (ca. 15 - 18 ka) (Vogelsang, 1990; Weinelt, 1993). Die Mittelung für rezente Sedimentationsraten über einen solch großen Zeitraum hinweg erfaßt die glaziale Abschmelzphase und führt zur Überschätzung der Sedimentationsraten (Jahnke, 1996). Van Weering et al. (1998) berichten von sehr unterschiedlichen Akkumulationsraten, je nachdem ob diese über das gesamte Holozän oder das jüngere oder frühere Holozän gemittelt wurden. Deshalb sollten die Sedimentationsraten zur Bestimmung rezenter Akkumulations- und C_{org} -Einbettungsraten maximal über einen Zeitraum von 7000 Jahren gemittelt werden (van Weering et al., 1998). Dies erfordert jedoch eine sehr hochauflösende und detaillierte Altersdatierung. Vor allem bei sehr niedrigen Sedimentationsraten z.B. in pelagischen Systemen ist dies schwierig. In den Untersuchungen von van Weering et al. (1998) zeigte sich, daß die Sedimentation karbonatloser Komponenten mit dem Abklingen der letzten Eiszeit und dem steigenden Meeresspiegel seit der jüngeren Dryaszeit (11-12 ka BP), beachtlich abgenommen hat, über die letzten 5000 Jahre sogar um 50%. Im Gegensatz dazu hat die Nettosedimentation von Karbonat seit der jüngeren Dryaszeit nur sehr gering abgenommen und zeigt weniger zeitliche Schwankungen (van Weering et al., 1998). Beim Vergleich rezenter benthischer Kohlenstoffflüsse mit C_{org} -Einbettungsraten, die über Sedimentationsraten bestimmt wurden, sollten deshalb gemittelte Akkumulationsraten kritisch betrachtet werden,

da dies zu einer Kopplung unterschiedlicher Zeitskalen führt (Graf et al., 1995). Im Gegensatz zu C_{org} -Einbettungsraten, die über eine größere geologische Zeitskala ermittelt werden, werden bei Bestimmungen benthischer Remineralisation nur rezente Prozesse am Meeresboden berücksichtigt. Die Kopplung verschiedener Zeitskalen kann sich daher bei der Erstellung ozeanweiter benthischer C_{org} -Budgets mit Hilfe von C_{org} -Einbettungsraten negativ auswirken.

Außer über Sedimentationsraten werden Akkumulationsraten mit Hilfe von Radionukliden abgeleitet (Bacon et al., 1985; Bacon et al., 1989). Radionuklide werden in der Wassersäule, in Sinkstoffallen und im Sediment gemessen, um den Sedimentfluß zu bestimmen. Das Radionuklid ^{230}Th wird z.B. durch den radioaktiven Zerfall von ^{234}U in der Wassersäule gebildet. ^{230}Th hat in Meerwasser eine kurze Aufenthaltszeit. Unter der Annahme, daß ^{230}Th gleich nach der Bildung in der Wassersäule rasch in das Sediment transportiert wird (Suman und Bacon, 1989), werden rezente Sedimentationsprozesse unter der Annahme eines konstanten ^{230}Th -Flusses auf die Sedimentoberfläche quantifiziert (Koczy, 1961; Schmitz et al., 1986; Paetsch et al., 1992). Diese Annahme ist fraglich, da aufgrund die ^{230}Th -*Scavenging-Efficiency* in der Wassersäule als nicht konstant angesehen wird (Cochran, 1982) und zusätzliche laterale Transportprozesse unberücksichtigt bleiben. Weiterhin begründete Paetsch et al. (1992) Abweichungen zwischen berechnetem und gemessenem Sedimentflüssen aus ^{230}Th -Bestimmungen mit Sedimenttransportprozessen, Bioturbation und einer nicht exakten Beprobung der Sediment-Wassergrenzschicht.

Hinsichtlich der unterschiedlichen Sedimentationsraten und des entsprechenden Alters ist die Sedimenttiefe der jeweiligen C_{org} -Gehaltsbestimmungen ebenfalls von entscheidender Wichtigkeit. Zum einen sollen die C_{org} -Gehalte zur Bestimmung rezenter C_{org} -Einbettungsraten (C_{bur}) in möglichst rezenten Schichten bestimmt werden, zum anderen unterliegen diese Schichten biologischer Aktivität, die eventuell vorhandene Zeitsignale vermischt (Graf et al., 1995; Sarnthein und Altenbach, 1995). Wird C_{bur} hingegen unterhalb der bioturbaten Zone gemessen (Anderson et al., 1994), kann das C_{org} -Signal signifikant älter sein als rezente Prozesse. Generell zeigen C_{org} -Konzentrationskurven einen typischen Verlauf: hohe Werte direkt an der Oberfläche (1 bis 2 cm) mit einem steil abnehmenden Gradienten zu einem relativ konstanten Hintergrundwert (Sauter, 1997; van Weering et al., 1998). Außer auf den höheren Anteil refraktären C_{org} , basiert dieser Hintergrundwert auf der Komplexbildung und die dauerhafte Adsorption von C_{org} an Tonminerale (Müller, 1977; Mayer, 1999). Beim Vergleich von C_{org} -Einbettungsraten und der Kompilierung flächendeckender Karten ist daher die Sedimenttiefe, über die die C_{org} -Gehaltsbestimmungen gemittelt wurden, zu berücksichtigen.

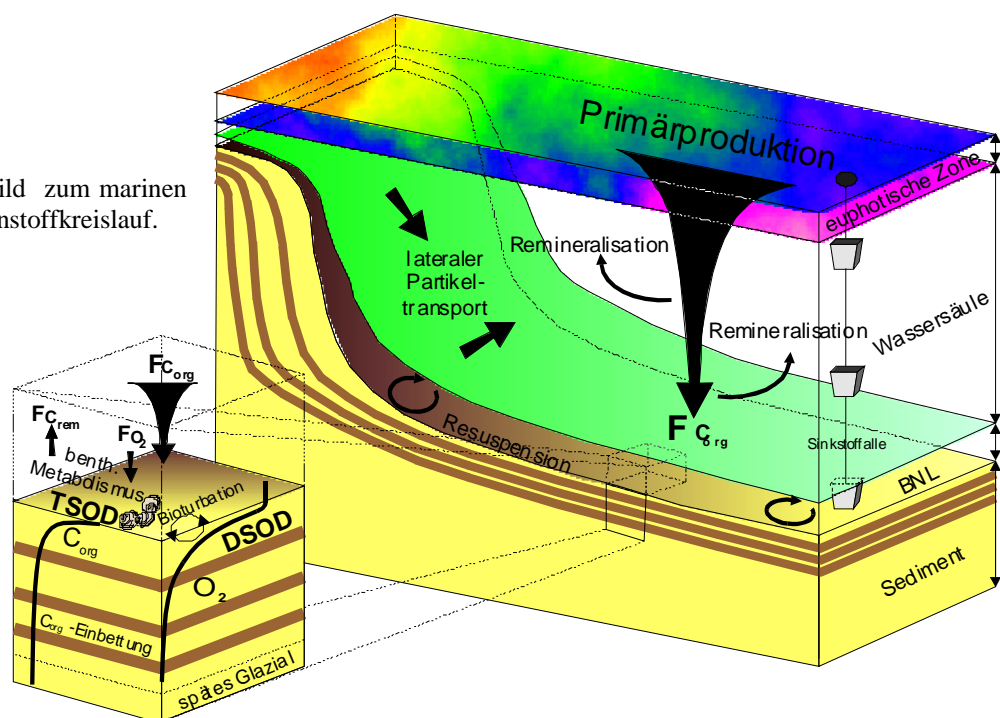
Im Bezug auf globale, aber auch regionale Bilanzen ist zu bedenken, daß Sedimentationsratenbestimmungen aufwendig und teuer sind und daher nicht in ausreichender flächendeckender Anzahl zur Verfügung stehen. Zusätzlich spielt die kleinräumige Morphologie eine wich-

tige Rolle (van Weering et al., 1998). Vor allem in Schelf- und Hangbereichen der Kontinente können laterale Sedimenttransportprozesse und Resuspension aufgrund starker Bodenströmung gegenüber vertikalen Prozessen in den Vordergrund treten und zu lokalen Erosions- oder Anreicherungserscheinungen führen. Im Gegensatz zum offenen Ozean weisen diese Gebiete hohe Sedimentationsraten und erhöhte morphologische Variabilität auf (z.B. Depressionen, *Canyons* und Deltabereiche) (van Weering et al., 1998). Dies macht die Extrapolation von Sedimentationsraten über große Gebiete schwierig.

4.4 Abschließendes Schema zum marinen organischen Kohlenstoffkreislauf

Abbildung 26 zeigt die in Kapitel 4 diskutierten benthischen Prozesse des organischen marinen Kohlenstoffkreislaufes schematisch zusammengefaßt. Ein Teil des organischen Materials der Primärproduktion wird aus der euphotischen Zone in die Tiefsee exportiert. Beim Transport in der Wassersäule ($F_{C_{org}}$) wird das partikuläre organische Material abgebaut (remineralisiert). Der remineralisierbare Anteil des organischen Materials, das die Sediment-Wassergrenzschicht erreicht ($F_{C_{rem}}$), wird dort unter Sauerstoffzehrung (F_{O_2}) abgebaut. Der refraktäre Anteil wird nicht weiter abgebaut, sondern eingebettet (C_{bur}). Der Detailausschnitt der Sedimentsäule in Abbildung 26 zeigt die diffusive Sauerstoffzehrung im Sediment (DSOD) anhand eines für die Tiefsee typischen Sauerstoffkonzentrationsprofils im Porenwasser und eine typische C_{org} -Konzentrationsverteilung im Oberflächensediment. Die totale Sauerstoffzehrung des Sediments (TSOD) beinhaltet zusätzlich die Respiration durch die benthische Lebensgemeinschaft. In der benthischen Trübungsschicht (benthic nepheloid layer = BNL) können diese Prozesse durch Resuspension, Bioturbation und lateralen Transport des sedimentierenden Materials beeinflusst werden.

Abb. 26: Schemabild zum marinen organischen Kohlenstoffkreislauf.



5 Datengrundlage und Methodik

Im Rahmen dieser Arbeit wurde eine umfassende Literaturrecherche durchgeführt, um Datensätze benthischer Stoffflüsse zusammenzufassen, die für die flächenbezogene Bilanzierung mit Hilfe eines Geoinformationssystems eingesetzt werden konnten. Zusätzlich wurden sowohl flächendeckende Rasterdatensätze und Kartenwerke aus Atlanten als auch lokale Felddaten herangezogen und in GIS eingearbeitet. Lokale Meßwerte zu benthischen Flüssen, Sedimentationsraten, C_{org} -Gehalten und Sinkstofffallendaten wurden der Literatur entnommen und in einer Datenbank zusammengefaßt, mit deren Hilfe diese in das GIS integriert werden konnten. Anschließend erfolgte eine qualitative und ozeanographische Auswahl der Daten um mittels Verschneidung und Verrechnung regionale Bilanzierungen durchführen zu können.

5.1 Flächendeckende Datensätze

5.1.1 Bathymetrie

Die bathymetrischen Daten, die hier sowohl zu Darstellungszwecken als auch zur Berechnung und Verschneidung der Stoffflußkarten herangezogen wurden, basieren auf dem ETOPO5-Datensatz der vom *National Geophysical Data Center* 1988 veröffentlicht und im Internet zur Verfügung steht (ETOPO5, 1988). ETOPO5 ist ein globaler rasterorientierter Datensatz, der die Topographie von Land- und Ozeanflächen beinhaltet und den Vorteil bietet aufgrund bekannter Raster- bzw. Zellgröße Flächenberechnungen durchführen zu können. Die Rasterauflösung von 5 x 5 Bogenminuten bietet im Bezug auf die Genauigkeit der Stoffflußberechnungen und die Dimension der drei untersuchten Teilregionen eine angemessen hohe Auflösung. Die Datenwerte sind in ganzen Metern angegeben und repräsentieren die Meerestiefe des jeweiligen Mittelpunkts einer jeden Zelle. Da der Abstand der einzelnen Zellmittelpunkte relativ gering ist, kann die Morphologie sowohl dreidimensional (Abb. 4, Kapitel 2.1) als auch durch Generierung von Isolinien (Abb. 5, Kapitel 2.1) mit GIS-Techniken ohne aufwendiges Interpolationsverfahren dargestellt werden (Kapitel 3.5). Angaben zur Genauigkeit des ETOPO5-Datensatzes sind schwer zu definieren, da dieser aus verschiedenen Quelldatensätzen erstellt wurde (ETOPO5, 1988). Die Datengrundlage für die Ozeangebiete lieferte das *U.S. Naval Oceanographic Office*, das hierfür eine "wahre" Auflösung von 5 Bogenminuten angibt. Lediglich in stark von Eis bedeckten Gebieten, wie z.B. in der Framstraße im nördlichen Nordatlantik ist eine ausreichende Qualität nicht sichergestellt, da die Bathymetrie hier teilweise für große Flächen nicht gemessen, sondern nur interpoliert werden konnte. Diese Gebiete wurden ausgespart und im Rahmen dieser Arbeit nicht betrachtet.

Abbildung 27 zeigt den originalen in GIS eingearbeiteten Rasterdatensatz für den gesamten Atlantik in ursprünglicher geographischer Darstellung aus dem die drei Untersuchungsgebiete zur regionalen Einzelbilanz ausgeschnitten wurden. Anschließend wurden die drei Gebiete in

flächentreue Lambert-Azimuthal-Projektionen überführt, indem die Zellwerte des originalen Datensatzes mit Hilfe einer bilinearen Interpolation und einer Neubestimmung der Zellfläche neu berechnet wurden (Kapitel 3.8). Die endgültige Zellgröße wurde für alle Gebiete auf 86 km² (9289m x 9289m) festgelegt. Alle weiteren Karten und Rasterdatensätze wurden der Auflösung und dem Format dieser drei flächentreuen bathymetrischen Grunddatensätzen angepaßt. Tabelle 3 faßt die grundlegenden Angaben der geographischen Darstellung und der flächentreuen Projektionen zur Flächenbilanz und Zellaufteilung pro Untersuchungsgebiet zusammen. Da Schelfgebiete im Gegensatz zu Gebieten mit größeren Wassertiefen eine hohe laterale Variabilität im Bezug auf den organischen Partikelfluß und eine starke Faunenaktivität aufweisen (Glud et al., 1994) (Kapitel 4.3.4), wurden in den Bilanzen zum benthischen Kohlenstoffbudget nur die Flächen mit einer Wassertiefe >500m berücksichtigt.

Zu Vergleichszwecken wurde ein anderer weltweiter bathymetrischer Datensatz, der GEBCO *Digital Atlas* (Jones et al., 1994) hinzugezogen. Dieser ist ein Vektordatensatz, der aus digitalisierten Linien erstellt wurde. Beim Übereinanderprojizieren beider Datensätze mittels GIS ergaben sich nur geringfügige Abweichungen, die sich hinsichtlich der Dimension der regionalen Flächenbilanzierungen als unerheblich erwiesen. Die bathymetrischen Informationen des ETOPO5-Datensatzes dienten als Grundlage der Berechnung der Kohlenstoffflüsse in den Untersuchungsgebieten und wurden zu diesem Zweck mit den Werten der Primärproduktion verschnitten.

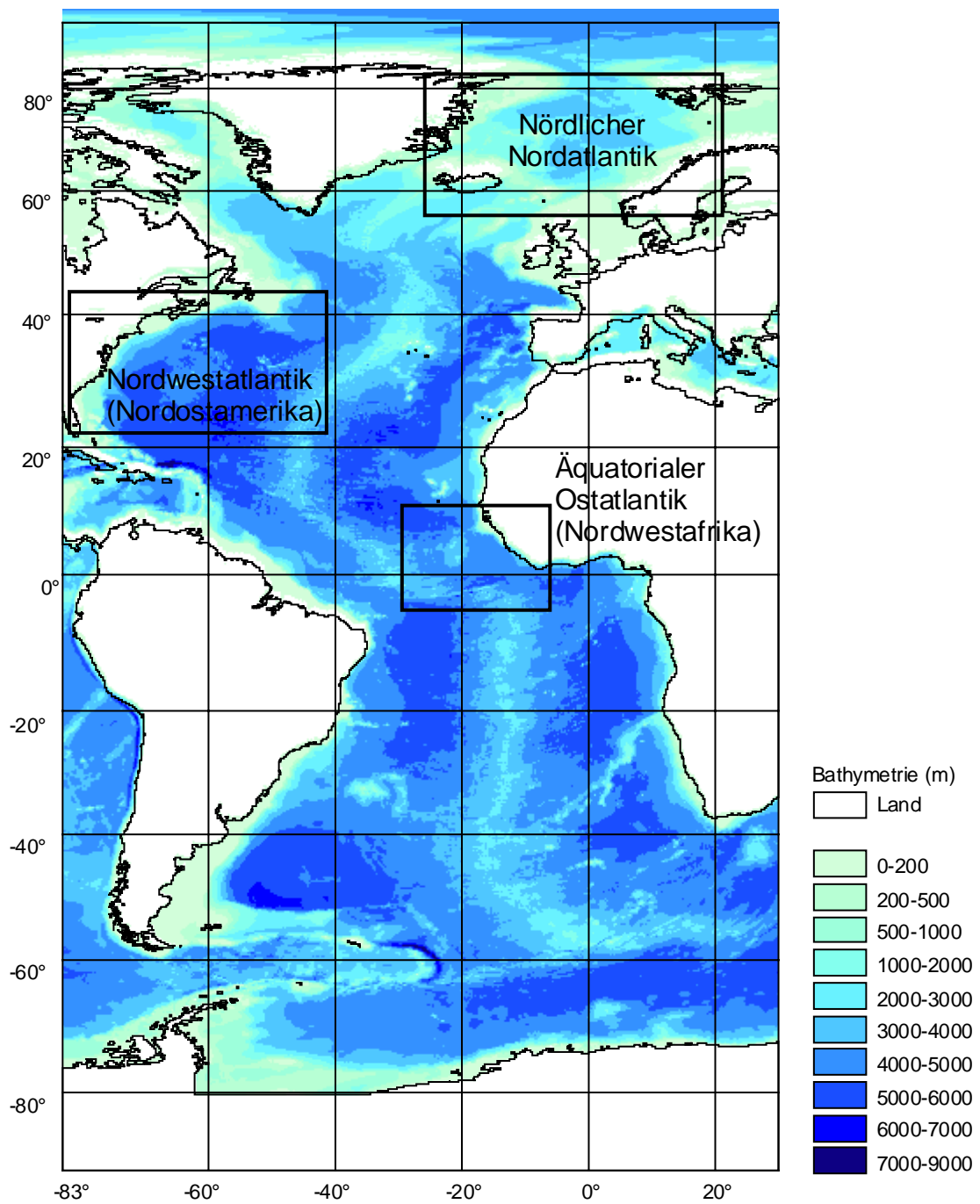


Abb. 27: Bathymetrie des Atlantischen Ozeans nach dem ETOPO5-Datensatz mit den drei Untersuchungsgebieten in originaler geographischer Darstellung (5x5Bogenminuten).

Nördlicher Nordatlantik	Koordinaten	Zellengröße	Zellenanzahl	Gesamtfläche
Geographische Darstellung	26°W / 60°N 21°E / 82°N	0.0833° * 0.0833° (5 * 5 Minuten)	264 * 564 (148 896)	22° * 47°
Lambert-Azimuthal-Projektion (flächentreu)	Proj.-Zentrum: 2.5°W / 71°N	9 289m * 9 289m (86 km ²)	271 * 276 (74 796)	10 ⁶ km ² 6.5
		Teilregionen:		
		Land	9 076	0.78
		Ozean	38 973	3.36
		Wassertiefe <500 m Wassertiefe >500 m ausgegrenzte Gebiete (Ostsee, Nordpassage)	11 884 24 361 2 728	1.03 2.10 0.24
		no data (kein Projektionsbereich)	26 747	2.31
Westlicher Nordatlantik	Koordinaten	Zellengröße	Zellenanzahl	Gesamtfläche
Geographische Darstellung	82°W / 25.8°N 41.5°W / 48°N	0.0833° * 0.0833° (5 * 5 Minuten)	266 * 486 (129 276)	22.2° * 40.5°
Lambert-Azimuthal-Projektion (flächentreu)	Proj.-Zentrum: -20.25°W / 36.9°N	9 289m * 9 289m (86 km ²)	409 * 439 (179 551)	10 ⁶ km ² 15.50
		Teilregionen:		
		Land	16 533	1.43
		Ozean	85 725	7.40
		Wassertiefe <500 m Wassertiefe >500 m	13 183 72 542	1.14 6.26
		no data (kein Projektionsbereich)	77 293	6.67
Äquatorialer Ostatlantik	Koordinaten	Zellengröße	Zellenanzahl	Gesamtfläche
Geographische Darstellung	29°W / 2°S 12°W / 15°N	0.0833° * 0.0833° (5 * 5 Minuten)	204 * 204 (41 616)	17° * 17°
Lambert-Azimuthal-Projektion (flächentreu)	Proj.-Zentrum: -20.5°W / 6.5°N	9 289m * 9 289m (86 km ²)	204 * 204 (41 616)	10 ⁶ km ² 3.59
		Teilregionen:		
		Land	3 218	0.28
		Ozean	37 806	3.26
		Wassertiefe <500 m Wassertiefe >500 m	1 871 35 935	0.16 3.10
		no data (kein Projektionsbereich)	592	0.05

Tab. 3: Angaben zu den bathymetrischen Rasterdatensätzen der drei Untersuchungsgebiete in geographischer Darstellung und zu den Rasterdatensätzen in flächentreuer Lambert-Azimuthal-Projektion, die mit Hilfe von GIS erstellt, zoniert und bilanziert wurden.

5.1.2 Primärproduktion

Um mit einem einheitlichen, weltweiten Datensatz zur Primärproduktion (PP) arbeiten zu können, wurden der Rasterdatensatz von Antoine et al. (1996) ausgewählt. Dieser Datensatz basiert auf Fernerkundungsdaten zur Chlorophyllpigmentkonzentration an der Meeresoberfläche, die per Satellit erstellt wurde und bietet den Vorteil, in ausreichender Deckung, die sich aus der Fernerkundung ergab, auch Gebiete höherer Breiten bis 80° zu erfassen. Der Datensatz liegt in einer für die regionalen Bilanzierungen genügend feinskaligen Auflösung vor: ca. 42×42 Bogenminuten (78×78 km) am Äquator und in höheren Breiten entsprechend höher. Im nördlichen Nordatlantik beträgt die Auflösung im Mittel ca. $10,5 \times 10,5$ Bogenminuten (ca. 20×20 km). In Kapitel 4.1.2.2 wurde bereits beschrieben, wie PP mittels verschiedener Modellansätze aus Chlorophyllkonzentrationen der Meeresoberfläche abgeleitet wird. Die globalen Chlorophyllfarbfelder wurden in den Jahren 1978 bis 1986 vom NASA Goddard Space Flight Center mittels eines Coastal Zone Color Scanner (CZCS) gewonnen und in 12 globale, klimatologische gemittelte Chlorophyllverteilungsbilder pro Monat überführt (Feldman, 1989). Die resultierende Abdeckung und Messstatistik wurde von Yoder et al. (1993) analysiert und korrigiert. Der PP-Datensatz von (Antoine et al., 1996) beruht auf einem WRM-Modell von Morel (1991) und Antoine und Morel (1996) (Kapitel 4.1.3.1), das mittels der folgenden globalen Gleichung von Morel und Berthon (1989) erstellt wurde:

$$P_t = (1/J_C) \cdot \langle \text{Chl} \rangle_{\text{tot}} \cdot \text{PAR}(0^+) \cdot \psi^* \quad \text{Gleichung 19}$$

mit	P_t	= Primärproduktion ($\text{g C m}^{-2} \text{d}^{-1}$)
	$\langle \text{Chl} \rangle_{\text{tot}}$	= tiefenintegrierte Chlorophyllkonzentration (g Chl m^{-2})
	$\text{PAR}(0^+)$	= photosynthetisch aktive Strahlungsenergie ($\lambda = 400\text{-}700$ nm) an der Meeresoberfläche pro Zeiteinheit ($\text{J m}^{-2} \text{d}^{-1}$)
	ψ^*	= Dimension des Algenquerschnitts für die Photosynthese pro Fläche bezogen auf die Chlorophyllbiomasse ($\text{m}^2 (\text{g Chl})^{-1}$)
	J_C	= energetisches Äquivalent der photosynthetischen Atmung ($\text{kJ} (\text{g C})^{-1}$)

Die Variable ψ^* wurde mittels des spektralen Licht-Photosynthese-Modell von (Morel, 1991), in das die lichtgesättigte maximale Photosyntheserate pro Einheit Biomasse (P_{max}^B) eingeht, für verschiedene klimatologische Felder definiert (Kapitel 4.1.3.2).

Die gesamte Meßzeit des CZCS wurde in globalen monatlichen PP-Mittelwertsbestimmungen berücksichtigt. Der hier eingesetzte jährliche Primärproduktionsdatensatz ($\text{g C m}^{-2} \text{a}^{-1}$) wurde aus den zwölf monatlichen Einzeldatensätzen von Antoine et al. (1996) berechnet. Zur Kompilierung des PP-Datensatzes erstellten Antoine et al. (1996) pro Pixel einen Index aus dem Satellitenfernerkundungswert für Chlorophyll an der Meeresoberfläche, dem Datum, dem Breitengrad, einem Bewölkungsindex, einer Einstrahlungsintensität aus astronomischen Kon-

stanten und einer Durchschnittstemperatur und -tiefe der euphotischen Zone. Zur Berechnung der gesamten Chlorophyllkonzentration (Chl_{tot}) wurden verschiedene vertikale Chlorophyllprofile der produktiven Zone der oberflächennahen Wassersäule erstellt. Antoine et al. (1996) beziehen zusätzlich zur Tiefe der euphotischen Zone, die maximal bis zu 1 % der „*photosynthetically active radiation*“ (PAR) definiert wird, eine produktive Zone bis zu 0,1 % PAR ein, da in vielen Fällen ein Chlorophyllmaximum insbesondere bei tiefen euphotischen Zone in klaren Gewässern erst im unteren Grenzbereich der euphotischen Zone beobachtet wurde (Longhurst et al., 1995a; Behrenfeld und Falkowski, 1997b). Die monatlichen Mittelwerte der oberflächennahen Durchmischungstiefen und Temperaturen wurden von Levitus (1982) übernommen und zu einer Indexerstellung für uniforme und stratifizierte Chlorophyllprofile herangezogen. Sowohl für hohe Breiten ($>70^\circ\text{N}$) als auch für Regionen, in denen die Durchmischungstiefe größer als 100 m ist oder die euphotische Zone überschreitet, wurde von homogenen Profilen ausgegangen. Ansonsten wurden global neun Typen unterschiedlicher Chlorophyllprofile definiert mit einem jeweils variierendem Maximum und Minimum (Antoine und Morel, 1996). Die polaren Eisregionen wurden mittels der nördlichen Seeiskonzentrationen von Walsh und Johnson (1979) festgelegt, wobei Zonen mit mehr als 50 % Eisbedeckung kein Anteil an der globalen PP zugeordnet wurde. Der Bewölkungsindex wurde anhand der Datenbank des *International Satellite Cloud Climatology Project* erstellt (Rossow et al., 1988).

In Bereichen hoher Wolkenbedeckung wurden mögliche Fehler nach Antoine et al. (1996) durch einen monatlichen Bewölkungsindex für das gesamte Jahr abgeschwächt und mit bestehenden jährlichen Zeitserien für Chlorophyllkonzentrationsmessungen ergänzt. Dennoch bleibt eine geringere Auflösung bzw. Genauigkeit in Gebieten hoher Breiten bestehen (Abb. XX, Kapitel 6). Mit Überschätzungen der PP ist nach Antoine et al. (1996) entlang von Küstenbereichen mit hohen Wasserturbulenzen zu rechnen, da bei der Fernerkundung mittels CZCS nicht zwischen Chlorophyll und erhöhter Partikeltrübung unterschieden werden kann. Antoine et al. (1996) geben für ihren Datensatz einen mittleren Fehler von ca. 17 % an. Schelfbereiche wurden hier in den Bilanzen nicht berücksichtigt.

In dem Primärproduktionsmodell von Antoine et al. (1996) wird aufgrund der Vorgaben seitens der Fernerkundungsdaten die Primärproduktion in jeder Rasterzelle pro Monat als konstant angesehen. Diese Begrenzung ist jedoch gering im Vergleich mit PP-Karten, bei denen schwerwiegende Annahmen hinsichtlich der Extrapolation von spärlich über Raum und Zeit verteilten Feldmessdaten getroffen werden mußten. Verglichen mit historischen PP-Karten (Koblentz-Mishke et al., 1970; Berger, 1989c) sind ozeanographische Provinzen mit ihren unterschiedlichen trophischen Zuständen in bemerkenswerter Detailgenauigkeit wiedergegeben. Abbildung 28 zeigt die jährliche PP von Antoine et al. (1996) im Atlantik mit den jeweiligen Untersuchungsgebieten.

Die PP-Datensätze von Platt et al. (1991), Longhurst et al. (1995a) und Sathyendranath et al. (1995), die ebenfalls auf Modellen zur Primärproduktion mit Hilfe von Satellitenfernerkundungsdaten basieren, wurden in dieser Arbeit nicht herangezogen, weil sie entweder die nördlichen Breiten nicht ausreichend erfassen, oder die Auflösung ($1^\circ \times 1^\circ$) für eine differenzierte regionale Bilanzierung zu grob ist. Außerdem zeigen ihre PP-Werte für den Nordatlantik Abweichungen von 100 % gegenüber den Ergebnissen von Antoine et al. (1996) und Falkowski et al. (1998) (Kapitel 4.1.4). Diese Abweichungen erwiesen sich als besonders kritisch im Untersuchungsgebiet des nördlichen Nordatlantiks (Kapitel 6) und werden anhand lokaler Abweichungen in Kapitel 6.2.1 eingehender diskutiert.

Der Datensatz zur Primärproduktion wurde aufgrund seiner ungleichen Rasterabständen erst als Punktdatensatz in GIS eingearbeitet und dann nachträglich mittels bilinearer Interpolation in einen gleichmäßigen Rasterdatensatz mittlerer Zellgröße ($10,5 * 10,5$ Bogenminuten) umgewandelt (Kapitel 3.8). Anschließend wurde dieser der Zellgröße des ETOPO5 Datensatzes angepaßt und in die gleiche flächentreue Projektion umgerechnet, so daß er deckungsgleich mit anderen Rasterdaten verrechnet werden konnte.

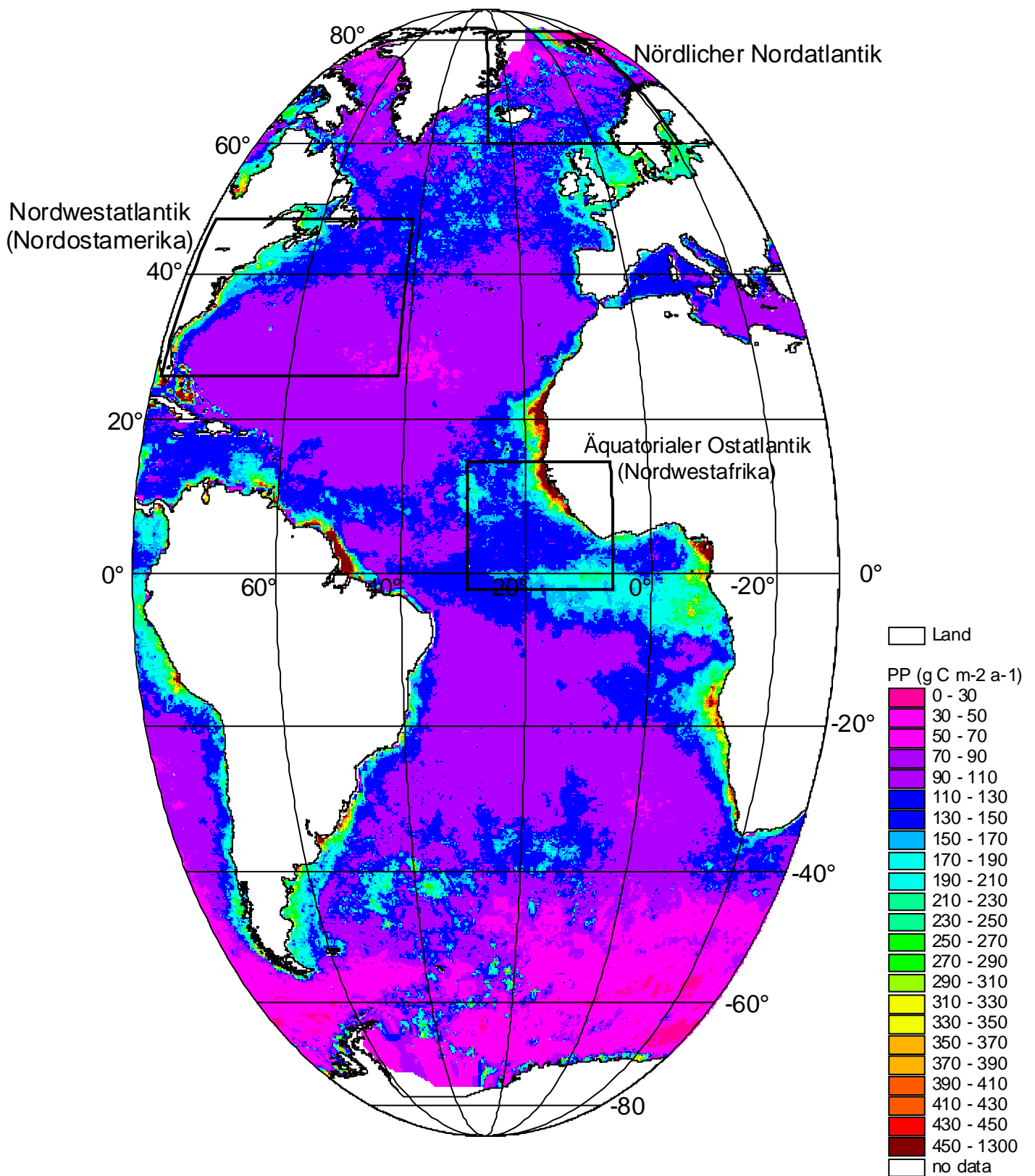


Abb. 28: Jährliche Primärproduktion ($\text{g C m}^{-2} \text{a}^{-1}$) im Atlantik nach Antoine et al. (1996) mit den drei Untersuchungsgebieten in flächentreuer Mollweide-Projektion.

5.1.3 Sedimentakkumulation

Datensätze zur linearen Sedimentation oder zur Sedimentakkumulation liegen nicht in umfassender Weise vor. Vielmehr handelt es sich meist um Detailstudien kleinerer Gebiete, die aufgrund von einigen wenigen Ratenbestimmungen anhand von ^{14}C - und $\delta^{18}\text{O}$ -Bestimmungen an Sedimentkernen interpoliert wurden. Die Ungenauigkeiten zu Sedimentationsratenbestimmungen im rezenten Bereich wurden bereits in Kapitel 4.3.5.3 diskutiert.

Aufgrund der relativ guten Datenlage wurde im **nördlichen Nordatlantik** eine neue flächendeckende Karte zu rezenten Akkumulationsraten generiert (Kapitel 5.4.2). Zurückgegriffen wurde dabei auf eine Karte zu Akkumulationsraten in der Grönland-Norwegensee von Paetsch et al. (1992), die auf insgesamt vierundvierzig ^{230}Th -Bestimmungen basiert (Abb. 29). Sedimentationsraten aus $\delta^{18}\text{O}$ - und ^{14}C -Bestimmungen von Vogelsang (1990) liegen für vergleichbare Lokationen im selben Wertebereich. Fehlermöglichkeiten wurden von Paetsch et al. (1992) dahingehend eingeräumt, daß der ^{230}Th -Fluß in der Wassersäule als konstant angenommen wurde. Für das Vöring-Plateau wurden die Akkumulationsraten nach Paetsch et al. (1992) unterschätzt, da es sich aufgrund stratigraphischer Untersuchungen um ein Hochakkumulationsgebiet handelt (Blaume, 1992; Vorren et al., 1998; Rumohr et al., in press). Zur Korrektur wurden weitere Felddaten zur Sedimentaltersdatierungen von M. Weinelt und E. Vogelsang (persönliche Mitteilungen) eingearbeitet (siehe Kapitel 5.2.2).

Abbildung 29 zeigt die in GIS digitalisierte Karte der Sedimentakkumulationsraten von Paetsch et al. (1992) mit dem Hintergrund der bathymetrischen ETOPO5-Karte in flächentreuer Projektion. Zusätzlich zu den originalen Daten von Paetsch et al. (1992) wurden aus der externen Datenbank weitere Raten einbezogen (pers. Mitteilung M. Weinelt und E. Vogelsang), die zu einer Neubearbeitung der Verteilung von Sedimentakkumulationsraten im nördlichen Nordatlantik verwendet wurden (siehe Kapitel 5.2.2).

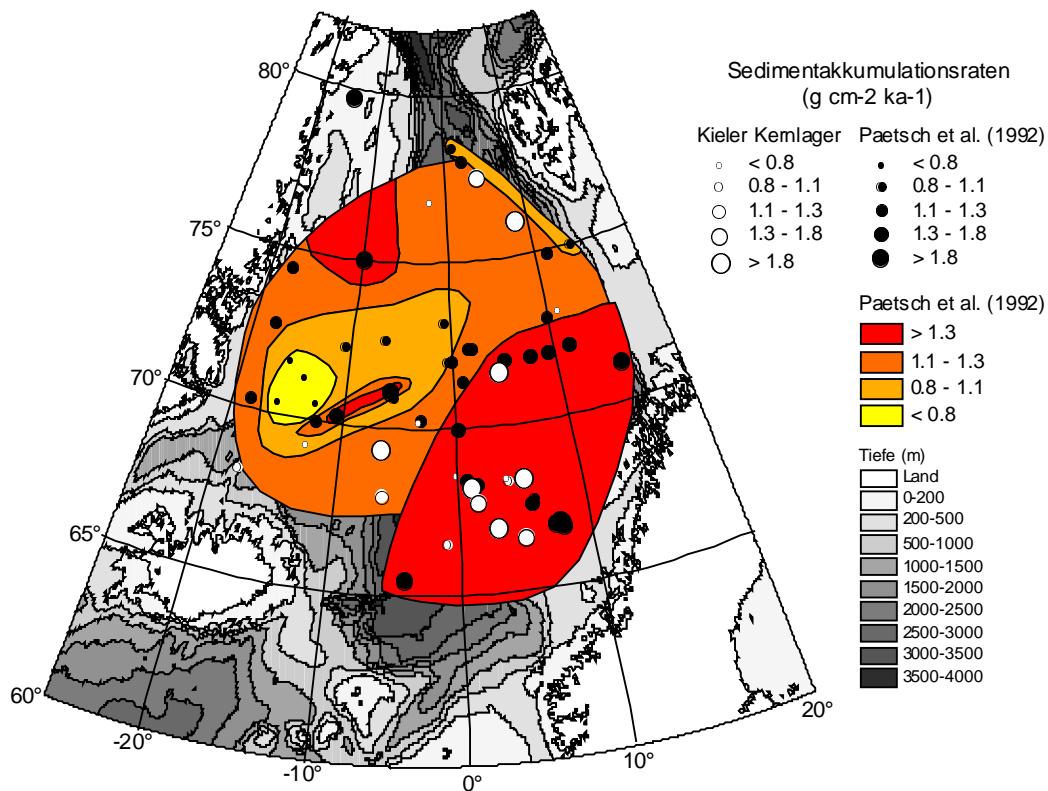


Abb. 29: Datengrundlage zur Sedimentakkumulation im nördlichen Nordatlantik: Kartengrundlage mit Stationen von Paetsch et al. (1992) ergänzt um die Stationen von M. Weinelt und E. Vogelsang (persönliche Mitteilung).

In den Untersuchungsgebieten des **nordwestlichen und äquatorialen Atlantiks** wurde der von Jahnke (1996) vereinfachte Rasterdatensatz in 2° x 2° Auflösung herangezogen, der auf der globalen Verbreitungskarte von Sedimentakkumulationsraten von Cwienk (1986) basiert. Jahnke (1996) modifizierte die originale Karte für Bereiche des westlichen Nordatlantiks, indem er die dort zu hoch angegebene Akkumulationsraten reduzierte (Abb. 30). Begründet wurde dieser Schritt damit, daß diese Region signifikanten Sedimenteintrag während der Endphase des letzten Glazials erhielt und die Akkumulationsraten z.T. über Intervalle berechnet wurden, die bis ins letzte glaziale Maximum zurückreichten und daher überschätzt wurden (Jahnke und Jackson, 1992). Die entsprechenden Rasterwerte wurden mit den Mittelwerten der jeweiligen Intervalle der Akkumulationsraten der originalen Karte belegt. Der korrigierte Datensatz wurde freundlicherweise von Richard Jahnke zur Verfügung gestellt und konnte direkt als Rasterdatensatz in GIS integriert werden. Nach Umprojizierung in die flächentreue Lambert-Azimuthal-Projektion unter Anpassung der Zellgröße konnte dieser Datensatz zur Verrechnung und Verschneidung mit anderen Stoffflußkarten herangezogen werden.

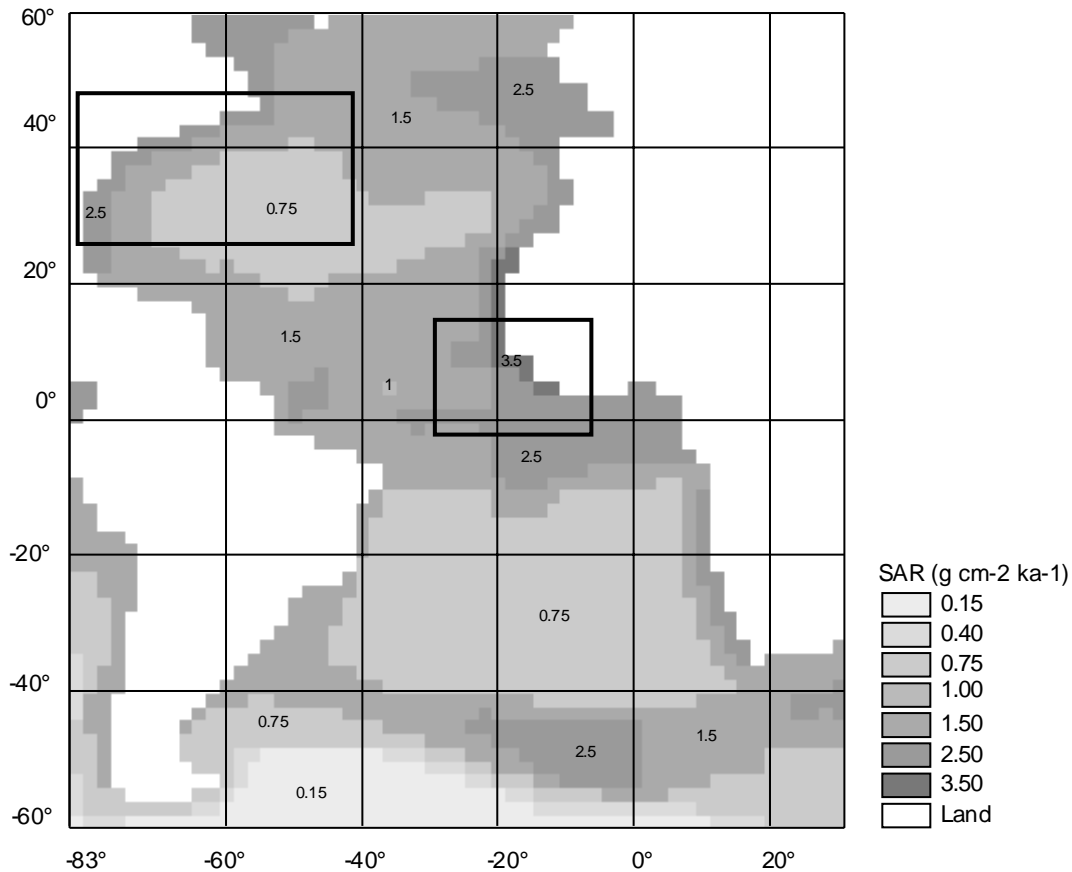


Abb. 30: Rasterdatensatz für den Atlantik zur Sedimentakkumulation ($\text{g cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$) nach Cwienk (1986) verändert nach Jahnke (1996) mit den Untersuchungsgebieten des nordwestlichen und äquatorialen Atlantiks.

5.1.4 Fazieskarten

Sedimentologische Kartenwerke wurden in erster Linie nur für den **nördlichen Nordatlantik** hinzugezogen, um einerseits Unterstützung zur Erstellung der Akkumulationsraten- und C_{org} -Verteilungskarten zu erhalten und andererseits um lokale Meßwerte und die endgültigen Stoffflußkarten auch unter sedimentologischen Gesichtspunkten betrachten zu können. Hierzu wurden auf das umfangreiche Kartenwerk des *International Geological Geophysical Atlas of the Atlantic Ocean* zurückgegriffen (Udintsev, 1989-1990). Die Sektion der Sedimentkarten umfaßt Korngrößenverteilungen sowie chemische, mineralogische und physikalische Eigenschaften der Meeresbodensedimente. Der Datensatz, der diesen Karten zugrundeliegt, basiert auf über 9000 über dem gesamten Atlantik verteilten geologischen Stationen, die vom *P.P. Shirshov Institute of Oceanology* und dem *N.N. Andreev Acoustical Institute of the USSR Academy of Science* aus internationalen Expeditionen zusammengetragen und analysiert wurden. Die Daten stammen generell aus den obersten 10 cm Sediment. Die hier ausgewählten Karten zur Korngrößenverteilung liegen im Maßstab 1:45 Millionen für die Sandfraktion ($> 1.0 \text{ mm}$), die Siltfraktion ($0.1-0.01 \text{ mm}$) und die Tonfraktion ($<0.01 \text{ mm}$) vor und im Maßstab 1:60 Millionen für die grobe Fraktion ($>1.0\text{mm}$ in kg m^{-3} pro 5 m Sedimenttiefe). Des weiteren wurden Karten im Maßstab 1:60 Millionen für CaCO_3 -, Eisen- und C_{org} -Gehalte in Gewichtsprozent der obersten 10 cm Sediment betrachtet.

Die originalen Karten wurden, wie in Kapitel 3.7 beschrieben, eingescannt, georeferenziert, umprojiziert und als Digitalisierungsgrundlage zur Erstellung analoger flächentreuer Vektordatensätze herangezogen. Abbildung 6 und 7 in Kapitel 2.1.3 zeigen die in GIS eingearbeiteten Karten zur Verteilung der Tonfraktion und groben Fraktion im nördlichen Nordatlantik.

5.1.5 C_{org}-Verteilungskarten

Um die C_{org}-Verteilung in Oberflächensedimenten flächendeckend zur Verrechnung heranziehen zu können, wurden mehrere Kartengrundlagen verwendet.

Für den **nördlichen Nordatlantik** wurde im Rahmen dieser Arbeit eine neue C_{org}-Verteilungskarte mit GIS-Techniken generiert, die auf Kartenwerken von Premuzic et al. (1982), Romankevich (1984) und Udintsev (1989-1990) basierte. Die Karten von Premuzic et al. (1982) und Romankevich (1984) unterscheiden sich in der hier betrachteten Region nicht, da sie auf der selben Datengrundlage basieren. Über 3000 geologische Stationen lieferten die Datengrundlage im gesamten Nordatlantik. Gehalte organischen Kohlenstoffs wurden an calciumkarbonatfreien Sedimentproben in den obersten 1-2 cm Sedimenttiefe bestimmt und als Prozentanteil des Trockengewichts des gesamten Sediments ausgedrückt (Premuzic et al., 1982; Udintsev, 1989-1990) Diese Kartenwerke wurden für den gesamten Weltozean erstellt und weisen daher relativ wenig Detailgenauigkeit in Regionen auf, die in kleinerem Maßstab betrachtet werden. Der *International Geological Geophysical Atlas of the Atlantic Ocean* stellt eine Neuauflage dieser Kartenwerke dar, die als Ausgangsbasis verwendet wurde, um für den nördlichen Nordatlantik neue C_{org}-Verteilungsmuster mit Hilfe weiterer Daten aus dem SFB 313 der Universität zu Kiel (pers. Mitteilung M.Schlüter) zu entwickeln. Abbildung 31 zeigt die, analog zu dem Verfahren der Sedimentfazieskarten in GIS eingearbeitete Karte von Udintsev (1989-1990), die als Grundlage zur Erstellung einer erweiterten C_{org}-Verteilungskarte für den nördlichen Nordatlantik verwendet wurde (Kapitel 5.4.2).

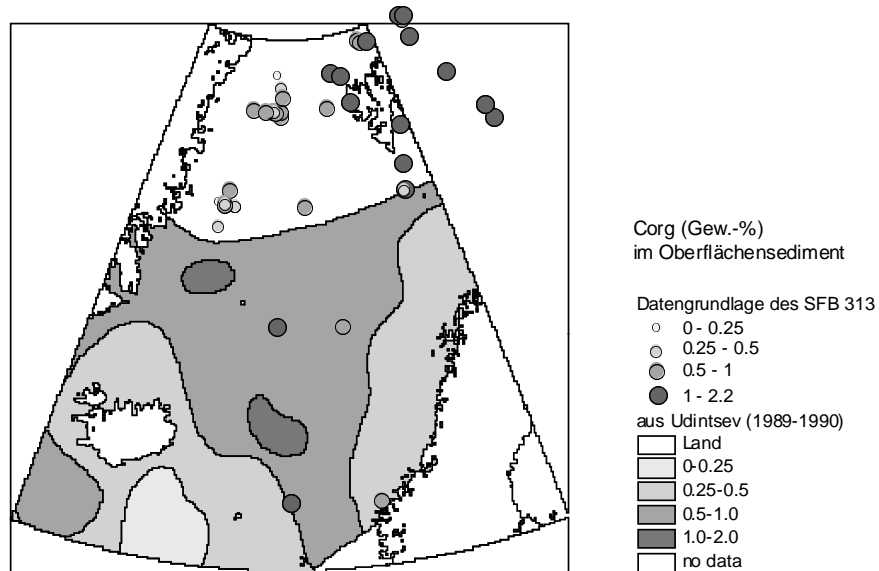


Abb. 31: Datengrundlage zur Erstellung der C_{org} -Verteilungskarte (Gew.-%) der Oberflächensedimente des nördlichen Nordatlantiks: Kartengrundlage aus Udintsev (1989-1990) ergänzt um die Stationen des SFB 313 der Universität zu Kiel (pers. Mitteilung M. Schlüter).

Für die Untersuchungsgebiete des **nordwestlichen- und äquatorialen Atlantiks** wurde der von Jahnke (1996) erstellte Rasterdatensatz verwendet, der als $2^\circ \times 2^\circ$ Raster aus der Karte von Premuzic et al. (1982) abgeleitet wurde (Abb. 32). Die entsprechenden Rasterwerte wurden mit den Mittelwerten der jeweiligen Intervalle der C_{org} -Gehalte der originalen Karte belegt.

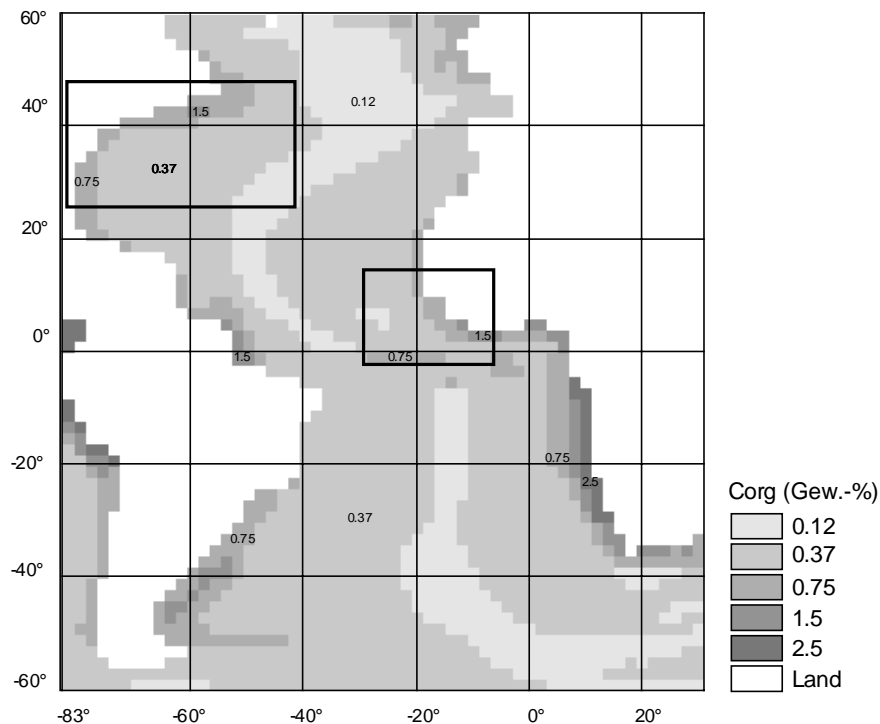


Abb. 32: Rasterdatensatz zur C_{org} -Verteilung (Gew.-%) in den Oberflächensedimenten des Atlantiks nach Premuzic et al. (1982) erstellt von Jahnke (1996) mit den Untersuchungsgebieten des nordwestlichen und äquatorialen Atlantiks.

5.2 Lokale Meßwerte

Aus einer umfassenden Literaturrecherche wurden benthische Meßdaten zu Sauerstoffflüssen, Sedimentations- und Akkumulationsraten, C_{org} -Konzentrationen in Oberflächensedimenten und Sinkstofffallendaten in einer Datenbank zusammengestellt. Zur Berechnung der Stoffflüsse und zur Auswahl der Untersuchungsgebiete wurden diese nach qualitativen und geographischen Gesichtspunkten unterteilt. Die jeweiligen Datenquellen, Auswahlkriterien und berücksichtigten Meßdaten für jedes Untersuchungsgebiet werden in diesem Kapitel vorgestellt. Die in dieser Arbeit verwendeten Daten sind in tabellarischer Form im Anhang zusammengestellt.

5.2.1 Benthische F_{O_2} - und F_{Crem} -Daten

Die Auswahl der drei Untersuchungsgebieten richtete sich in erster Linie nach der Güte und der räumlichen Verteilung benthischer C_{org} -Flußbestimmungen. Diese Flüsse wurden mit Hilfe von Sauerstoffkonzentrationsprofilen in Porenwässern oder Sauerstoffzehrungsraten aus Inkubationsversuchen ermittelt und stellen die momentan genauesten Bestimmungsmöglichkeiten benthischer Remineralisierung dar. Wie in Kapitel 4.3.2 ausführlich erläutert, gibt es dahingehend qualitativ unterschiedliche Bestimmungsmethoden. Da auf einer regionalen Ebene der benthische C_{org} -Fluß bilanziert werden sollte, war es wichtig, sowohl möglichst genaue als auch in sich homogene Datensätze auszuwählen, die in empirische Regressionsanalysen einfließen konnten. Daher wurde erstens eine Einteilung nach *in situ*- und *ex situ*-Daten durchgeführt und zweitens wurde zwischen der gesamten benthischen Sauerstoffzehrung des Sediments (TSOD) und der Sauerstoffzehrung im Sediment (DSOD) unterschieden (siehe Kapitel 4.3.2). Wo *in situ*-Daten in ausreichender Anzahl vorhanden waren, wurden diese bevorzugt und *ex situ*-Daten nur zu Vergleichszwecken herangezogen.

Da in der Tiefsee der Abbau organischer Substanz an der Sediment-Wassergrenzschicht in erster Linie über den Verbrauch von Sauerstoff erfolgt, kann der C_{org} -Fluß an der Grenzschicht über die gemessene Sauerstoffzehrung berechnet werden (siehe Kapitel 4.3.3). Hierzu werden unterschiedliche stöchiometrische Elementverhältnisse angenommen (Redfield et al., 1963; Takahashi et al., 1985; Anderson und Sarmiento, 1994). Da im Rahmen dieser Arbeit Daten verschiedener veröffentlichter Studien pro Region zusammengefaßt wurden, wurde deren jeweiliges Umrechnungsverfahren berücksichtigt, einerseits, um vergleichbare Werte diskutieren zu können und andererseits, um bereits veröffentlichte Stoffflußraten nicht neu zu berechnen. Wie aus Tabelle 2 (Kapitel 4.3.1.3) ersichtlich ist, sind die Unterschiede in den stöchiometrischen CO_2/O_2 -Verhältnissen vergleichsweise gering. Zur Kontrolle des Einflusses unterschiedlicher Umrechnungsverhältnisse wurden die Flächenbilanzen mit verschiedenen Verhältnissen nachgerechnet. Bei einer großskaligen Bilanzierung benthischer Remineralisation führte der Umrechnungsfaktor von Anderson und Sarmiento (1994) gegenüber dem

von Redfield et al. (1963) zu einer maximalen Abweichung von kleiner 10 % im regionalen Gesamtbudget.

Wegen der hohen lateralen Variabilität organischer Kohlenstoffflüsse in Schelfregionen, die mit den gegenwärtig verfügbaren Daten nicht großräumig beschrieben werden kann (Kapitel 4.3.4), wurden in den Regressionsanalysen nur Daten aus einer Wassertiefe von mehr als 500m berücksichtigt. Schelfsedimente wurden daher von den flächenbezogenen Bilanzen ausgenommen.

Nördlicher Nordatlantik

Dank der Arbeiten des Sonderforschungsbereiches 313 (SFB) der Universität zu Kiel stand ein qualitativ sehr guter und in sich homogener Datensatz neueren Datums für den nördlichen Nordatlantik zur Verfügung. In Rahmen der Untersuchungen frühdiagenetischer Prozesse in Oberflächensedimenten des europäischen Nordmeeres wurden von Sauter (1997) und Sauter et al. (submitted) Messungen benthischer Sauerstoffflüsse durchgeführt. Anhand hochauflösender *in situ*-Messungen von Sauerstoffprofilen und Formationsfaktoren wurden der benthische C_{org} -Fluß (F_{Crem}) an der Sediment-Wassergrenze über die diffusive Sedimentsauerstoffzehrung (DSOD) ermittelt. Dazu wurde ein mit einem Kerngewinnungsgerät kombiniertes *in situ*-Profilmessgerät (*profiler*) eingesetzt, das am Schiffsdraht geführt wurde. Während einer Einsatzdauer von 30 bis 45 Minuten wurden *in situ* Sauerstoffprofile und elektrische Leitfähigkeit im Oberflächensediment gemessen. Der eingesetzte *profiler* war mit Sauerstoffmessa Elektroden vom Clark-Typus (Revsbech und Jørgensen, 1986) und mit einer Leitfähigkeitsmesssonde bestückt, mit deren Hilfe der Formationsfaktor nach Andrews und Bennett (1981) ermittelt wurde. Die vertikale Auflösung der Sauerstoffprofile lag bei 100 bis 400 μm . Dies ermöglichte eine genaue Sauerstoffflußbestimmung. Die Kalibrierung der Mikroelektrode wurde mit Hilfe der Sauerstoffkonzentrationen im Bodenwasser und sauerstofffreier Meerwasserproben in Bodentemperatur durchgeführt. Beispiele für diese hochauflösenden *in situ*-Sauerstoffprofile sind in Abbildung 25 in Kapitel 4.3.1.1 gegeben. Anhand der Sauerstoffprofile wurde der Fluß nach dem 1. Fick'schen Gesetz berechnet (Boudreau, 1997), wobei der Diffusionskoeffizient nach Himmelblau (1964) bestimmt wurde und die Tortuosität des Sediments mit Hilfe des *in situ* gemessenen Formationsfaktors über *Archie's Law* (Boudreau, 1997) ermittelt wurde (Sauter, 1997). Zur Berechnung der benthischen Remineralisierung von C_{org} wurde das nach Anderson und Sarmiento (1994) abgewandelte *Redfield Ratio* (Kapitel 4.3.3) angewandt, was mit den vorgefundenen C/N-Verhältnissen des organischen Materials begründet wurde, $\text{CO}_2/\text{O}_2 = 0.69$. Genauere Angaben zur Probenahme, Meßmethode und Bestimmung der benthischen C_{org} -Flüsse sind den Arbeiten von Sauter (1997) und Sauter et al. (submitted) zu entnehmen. Zu Vergleichszwecken wurde ein unabhängiger Datensatz herangezogen, der nicht in die Regressionsanalyse einfloß, bestehend aus C_{org} -Flüssen, die über *ex situ*-Porenwasserprofilen von Sauter (1997), Sinkstoffallendaten von Honjo (1990) und Bodungen (1995) und *ex situ*-Inkubationsversuche von Graf (1989) ermit-

telt wurden. Tabelle 4 und Abbildung 33 stellen die Datenlage im nördlichen Nordatlantik dar, die zur Regressionsanalyse und zu Vergleichszwecken aufgestellt wurde.

Bearbeiter	Respiration	Qualität	Technik	Anzahl	Regression
(Sauter, 1997)	DSOD	<i>in situ</i>	<i>microelectrode profiler</i>	18	ja
(Sauter, 1997)	DSOD	<i>in situ</i>	<i>microelectrode profiler</i>	2	nein
(Sauter, 1997)	DSOD	<i>ex situ</i>	<i>microelectrode profiler</i>	17	nein
(Honjo, 1990) (Bodungen, 1995)	F _{C_{org}}	-	Sinkstofffallen	34	nein

Tab. 4: Datengrundlage für die Berechnung des benthischen C_{org}-Flusses im nördlichen Nordatlantik: in der Regressionsanalyse berücksichtigte und unberücksichtigte *in situ*-Daten von Sauter (1997) und zu Vergleichszwecken herangezogene *ex situ*-Daten und Sinkstoffallendaten.

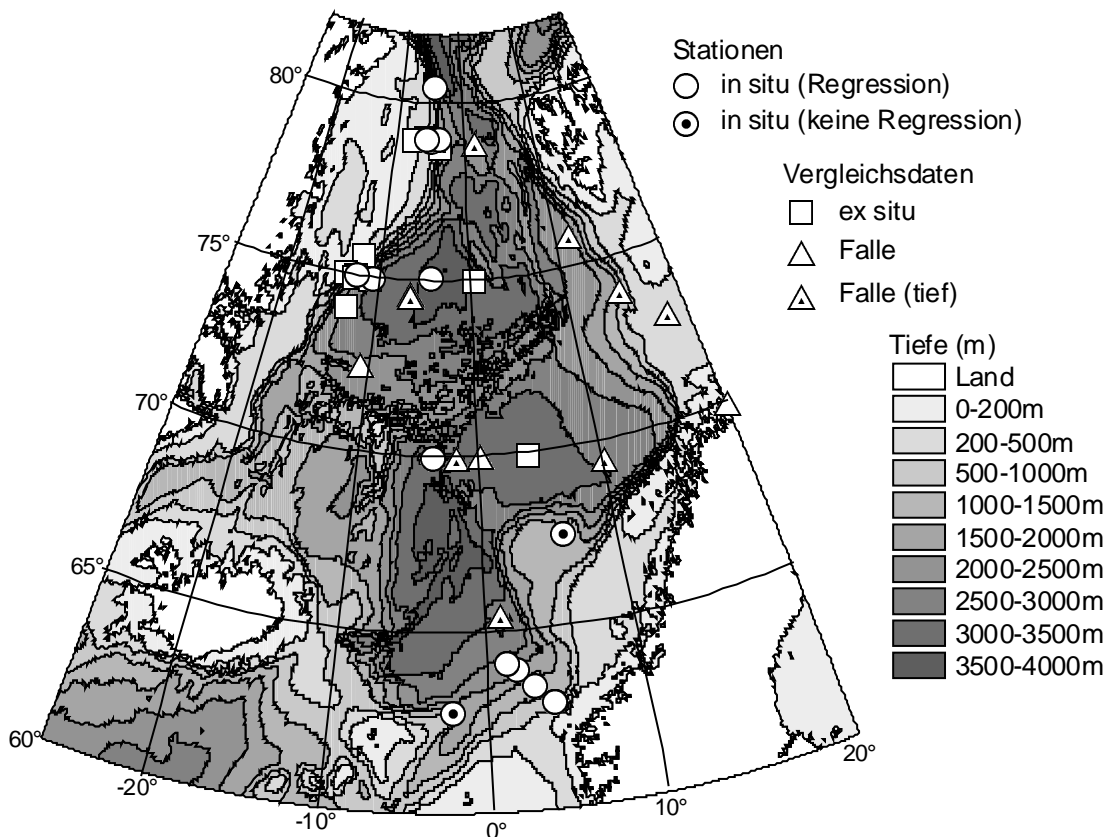


Abb. 33: Datengrundlage für die Berechnung des benthischen C_{org}-Flusses im nördlichen Nordatlantik: in der Regressionsanalyse berücksichtigte und unberücksichtigte *in situ*-Daten der diffusiven Sedimentsauerstoffzehrung (DSOD) mit Hilfe von O₂-Porenwasserkonzentrationsprofilen von Sauter (1997) und zu Vergleichszwecken herangezogene *ex situ*-Daten von Sauter (1997) und Sinkstoffallendaten von Honjo (1990) und Bodungen (1995).

Westlicher Nordatlantik

In diesem Untersuchungsgebiet wurden veröffentlichte Daten unterschiedlicher Bearbeiter zur benthischen Remineralisierung zusammengestellt. Es lagen keine benthischen *in situ*-Sauerstoffmessungen (DSOD) mittels Mikroelektroden in ausreichender Anzahl vor, um ausschließlich damit eine Regressionsanalyse durchführen zu können. Um dennoch einen möglichst homogenen Datensatz verlässlicher Qualität zu erhalten, wurden in diesem Fall nur Daten aus benthischen *in situ*-Inkubationsversuchen (TSOD) zur Regressionsanalyse herangezogen. *Ex situ*-Daten der gleichen Bearbeiter wurden in der Regressionsanalyse nicht berücksichtigt. In Tabelle 5 sind die einzelnen Bearbeiter mit der jeweils eingesetzten Inkubationsmethode und der Anzahl der zur Regressionsanalyse verwendeten Messungen angegeben. Abbildung 34 zeigt die Verteilung der Felddaten im Untersuchungsgebiet im Bezug auf die jeweiligen Bearbeiter und deren Methode.

Bearbeiter	Respiration	Qualität	Technik	Anzahl	Regression
Anderson et al. (1994)	TSOD	<i>in situ</i>	<i>free vehicle lander incubation chamber</i>	3	ja
Rowe et al. (1994)	TSOD	<i>in situ</i>	<i>free vehicle lander incubation chamber</i>	2	ja
Sayles et al. (1994)	TSOD	<i>in situ</i>	<i>free vehicle lander incubation chamber</i>	1	ja
Smith & Hinga (1983)	TSOD	<i>in situ</i>	<i>grap respirometer</i>	1	ja
Hinga et al. (1979)	TSOD	<i>in situ</i>	<i>benthic respirometer</i>	3	ja
Smith (1978a)	TSOD	<i>in situ</i>	<i>free vehicle respirometer, grap respirometer</i>	10	ja
Smith und Teal (1973)	TSOD	<i>in situ</i>	<i>bell jar respirometer</i>	2	ja
Hales et al. (1994)	DSOD	<i>in situ</i>	<i>microelectrode profiler</i>	5	nein
Biscaye & Anderson (1994) Deuser (1987) Sarnthein et al. (1987)	F _{Corg}	-	Sinkstofffallen	17	nein

Tab. 5: Datengrundlage für die Berechnung des benthischen C_{org}-Flusses im Nordwestatlantik: in der Regressionsanalyse berücksichtigte Daten verschiedener Bearbeiter zur gesamten Sauerstoffzehrung des Sediments aus Inkubationsversuchen (TSOD) und zu Vergleichszwecken herangezogene *in situ*-Daten aus Porenwasserkonzentrationsprofilen (DSOD).

Die hier eingesetzte Methode zur Gewinnung von *in situ*-Respirationsraten mittels Lander-technik und Inkubationskammern sind ausführlich bei den einzelnen Bearbeitern beschrieben (siehe auch Kapitel 4.3.2.2). Zur Berechnung der benthischen Remineralisierung von C_{org} wurde das von den Bearbeitern vorgegebenen *Redfield Ratio* (siehe Kapitel 4.3.3) angewandt, CO₂/O₂ = 0.768 (Redfield et al., 1963). Die Daten von Anderson et al. (1994) und Rowe et al. (1994) wurden im Rahmen des *Shelf Edge Exchange Processes*-Experimentes (SEEP) gewonnen und liegen in einem eng begrenzten Gebiet innerhalb der *Middle Atlantic Bight* vor

Cape Hatteras. *Ex situ* bestimmte Sauerstoffzehrungsraten der gleichen Studie wurden nicht in der Regressionsanalyse berücksichtigt. Die einzelnen Stationen mit den verwendeten Stoffflußbestimmungen sind dem Anhang in tabellarischer Form beigefügt.

Zu Vergleichszwecken wurde als unabhängiger Datensatz auf *in situ*-Daten zur diffusiven Sedimentsauerstoffzehrung (DSOD) von Hales et al. (1994) zurückgegriffen. Dieser Datensatz stellt eine mit der von Sauter (1997) im nördlichen Nordatlantik vergleichbare gute Qualität benthischer Sauerstoffflußbestimmungen mittels Mikroelektrodenteknik dar. Diese Daten liegen jedoch hinsichtlich einer Flächenbilanzierung nicht in ausreichender Anzahl vor. Ebenfalls qualitativ gute *in situ*-Daten aus Mikroprofilmessungen wurden von Sayles et al. (1996) für diese Region veröffentlicht. Diese Daten konnten nicht herangezogen werden, da sie zur Untersuchung belasteter Meeresbodensedimente im Zuge der mehrjährigen Abfallentsorgung am Kontinentalhang vor New York erstellt wurden und daher auf regionaler Ebene nicht repräsentativ sind.

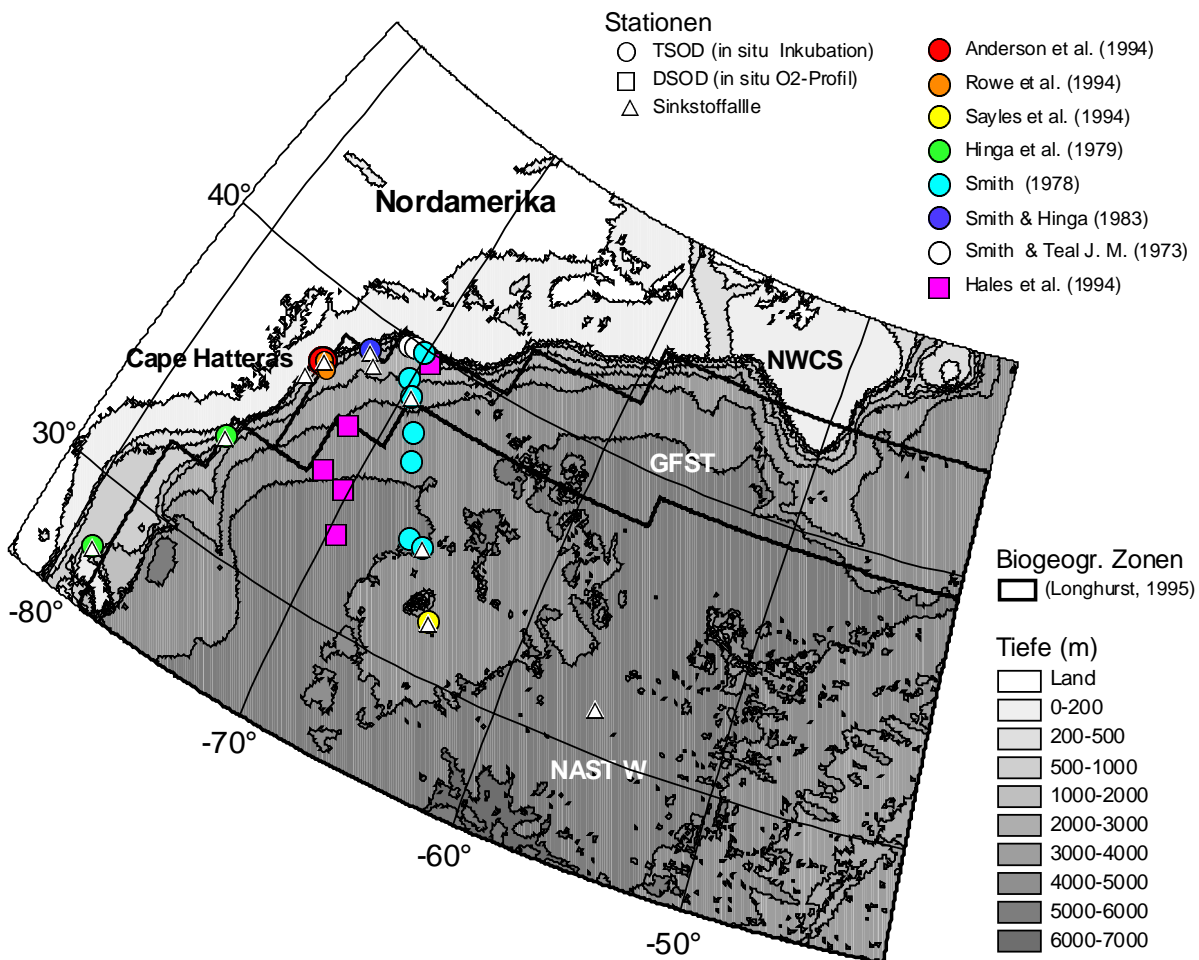


Abb. 34: Datenlage für die Berechnung des benthischen C_{org} -Flusses im Untersuchungsgebiet des westlichen Nordatlantiks. Zur Regressionsanalyse wurden nur *in situ*-Daten der totalen Sedimentsauerstoffzehrung (TSOD) berücksichtigt. Diffusive Sedimentsauerstoffzehrung (DSOD) wurde als unabhängiger Vergleichsdatsatz herangezogen; Biogeographische Zonen nach Longhurst (1996): NWCS = *Northeast Atlantic Continental Shelf*, GFST = *Gulf Stream*, NAST W = *North Atlantic Subtropical Gyre (West)*.

Äquatorialer Ostatlantik

Die Datenlage zur benthischen Remineralisation im äquatorialen Ostatlantik erwies sich als qualitativ inhomogen im Bezug auf die verwendeten Techniken. In diesem Fall konnte die Trennung von *in situ*- und *ex situ*-Daten nicht eingehalten werden. Zur Erstellung eines homogenen Datensatzes zur Regressionsanalyse wurden nur vergleichbare Daten einer gemeinsamen Studie von Archer et al. (1989) und Jahnke et al. (1989a) verwendet, die sowohl horizontal als auch über die Meerestiefe in guter regionaler Verteilung vorlagen (Tab. 6). Es handelt sich hierbei um Bestimmungen zur diffusiven Sedimentsauerstoffzehrung (DSOD) mit Hilfe von O₂-Porenwasserkonzentrationsprofilen. Zu Vergleichszwecken wurden zwei Stationen benthischer Inkubationskammermessungen (TSOD) von Pfannkuche et al. (1995) herangezogen, die innerhalb der hier betrachteten Region liegen. Abbildung 35 stellt die Datenlage in diesem Untersuchungsgebiet hinsichtlich der Meßmethode dar.

Bearbeiter	Respiration	Qualität	Technik	Anzahl	Regression
Archer et al. (1989)	DSOD	<i>in situ</i>	<i>microelectrode profiles</i>	4	ja
Jahnke et al. (1989a)	DSOD	<i>in situ</i>	<i>microelectrode profiles</i>	2	ja
	DSOD	<i>ex situ</i>	<i>microelectrode profiles</i>	11	ja
Pfannkuche et al. (1995)	TSOD	<i>in situ</i>	<i>benthic flux chamber</i>	2	nein

Tab. 6: Datengrundlage für die Berechnung des benthischen C_{org}-Flusses im äquatorialen Ostatlantik: Zur Regressionsanalyse berücksichtigte *in situ*- und *ex situ*-Daten der diffusiven Sedimentsauerstoffzehrung (DSOD); O₂-Zehrungsraten benthischer Inkubationskammern (bfch) wurden nur zu Vergleichszwecken herangezogen.

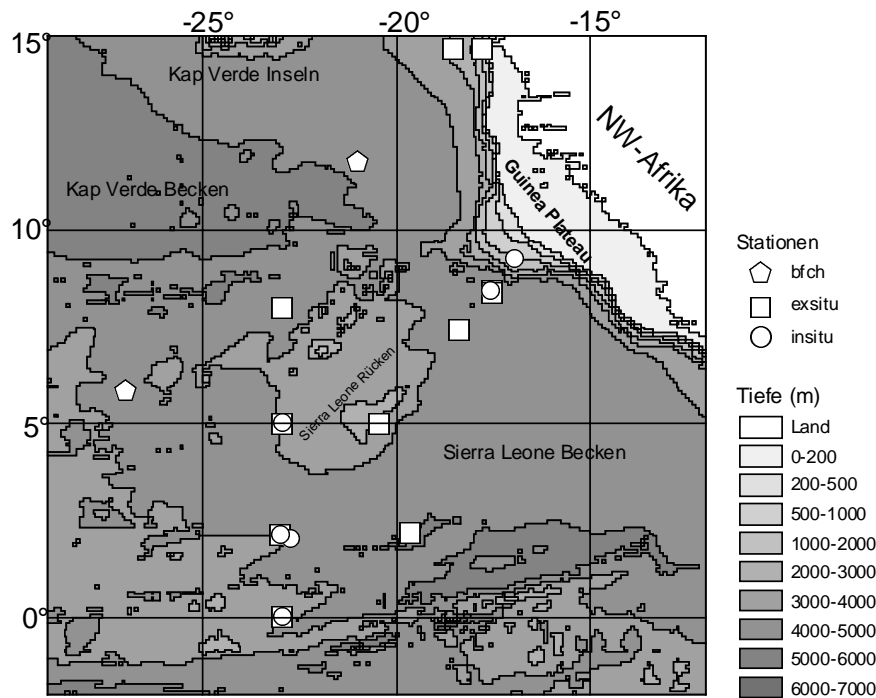


Abb. 35: Datengrundlage für die Berechnung des benthischen C_{org}-Flusses im äquatorialen Ostatlantik: Zur Regressionsanalyse berücksichtigte *in situ*- und *ex situ*-Daten der diffusiven Sedimentsauerstoffzehrung (DSOD) mit Hilfe von O₂-Porenwasserkonzentrationsprofilen von Archer et al. (1989) und Jahnke et al. (1989a); O₂-Zehrungsraten (TSOD) benthischer Inkubationskammern (bfch) wurden nur zu Vergleichszwecken herangezogen.

Der Fluß von remineralisierbarem C_{org} (F_{Crem}) an der Sediment-Wassergrenze wurde über die diffusive Sedimentsauerstoffzehrung (DSOD) ermittelt. Zur *in situ* Messung der Sauerstoffkonzentrationsprofile im Porenwasser wurde ein *in situ*-Profilmessgerät (*profiler*) nach Reimers (1987) eingesetzt, ausgerüstet mit Sauerstoffmikroelektroden vom Clark-Typus (Revsbech und Jørgensen, 1986) und zusätzlichen Mikroelektroden zur Bestimmung des pH-Wertes und der Leitfähigkeit (Archer et al., 1989). Die vertikale Auflösung der Sauerstoffprofile lag bei 1mm im Gegensatz zu der hohen Auflösung von 100 bis 400 μm der Daten aus dem nördlichen Nordatlantik von Sauter (1997). Da Sauerstoffflüsse für die Sediment-Wassergrenze in den Arbeiten von Archer et al. (1989) und Jahnke et al. (1989a) nicht explizit, sondern nur als gemittelte grafische Darstellungen pro Station veröffentlicht worden sind, wurden die Flüsse nach den originalen Daten mit Hilfe des 1. Fick'schen Gesetzes (Boudreau, 1997) für die *in situ*- und *ex situ*-Daten berechnet, wobei der Diffusionskoeffizient nach Himmelblau (1964) verwendet wurde. Die Tortuosität des Sediments konnte mangels Angaben nicht berücksichtigt werden. Aufgrund der geringen Auflösung dieser Profile im Vergleich mit denen von Sauter (1997) im nördlichen Nordatlantik wurden keine Profilkurven an die Meßwerte angepaßt. Wie in Jahnke et al. (1989a) angegeben, wurde der Sauerstofffluß über die Sediment-Wassergrenze als maximale Annäherung bestimmt. Für die *in situ*-Daten von Archer et al. (1989) wurden hierzu der Fluß zwischen dem Bodenwasserwert und dem ersten Wert im Sediment bestimmt, für die *in situ*-Daten von Jahnke et al. (1989a) zwischen den Werten bei 0.5 und 1.0 cm Sedimenttiefe und für die *ex situ*-Daten zum Ausgleich der Dekompressionseffekte bei 0.7 und 1.2 cm (Jahnke et al., 1989a). Die so ermittelten Flüsse stimmen mit den grafisch veröffentlichten Daten (Jahnke et al., 1989a) für jede Station überein und sind im Anhang in tabellarischer Form zusammengefaßt. Zur Berechnung der benthischen Remineralisierung von C_{org} (F_{Crem}) wurde das von den Bearbeitern vorgegebenen *Redfield Ratio* (siehe Kapitel 4.3.3) angewandt, $\text{CO}_2/\text{O}_2 = 0.768$ (Redfield et al., 1963). Im Vergleich zur Datenlage der beiden anderen Gebiete sind die hier verwendeten Sauerstoffdaten als weniger gut einzustufen. Einerseits, weil aufgrund der Datenlage sowohl *ex situ*- als auch *in situ*-Daten zur Regressionsanalyse zusammengefaßt wurden und andererseits, weil die vertikale Auflösung der O_2 -Konzentrationsprofile relativ grob ist, so daß eine exakte Bestimmung des Sauerstoffflusses über die Sediment-Wassergrenzfläche nicht möglich ist, sondern eine Annäherung darstellt.

5.2.2 Sedimentakkumulationsraten

Zusätzliche lokale Angaben zu Sedimentationsraten wurden nur im **nördlichen Nordatlantik** verwendet, um die Kartengrundlage zur Sedimentakkumulation von Paetsch et al. (1992) neu zu bearbeiten und für das gesamte Untersuchungsgebiet zu erweitern (Abb. 29, Kapitel 5.1.3). Hierbei wurde auf die originalen Daten zur Altersdatierung von Sedimentkernen zurückgegriffen, die freundlicherweise von Mara Weinelt und Elke Vogelsang zur Verfügung gestellt wurden. Es handelt sich hierbei um Altersdatierungen anhand von $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopie, AMS- ^{14}C -Analogaltern und stratigraphischen Leithorizonten von Sarnthein et al. (1988), Vogelsang (1990), Nees (1993), Weinelt (1993) und Schulz (1995). Auf die Problematik der Altersdatierung und der Bestimmung rezenter Sedimentationsraten wurde bereits in Kapitel 4.3.5.3 eingegangen. Um einer Überschätzung rezenter Sedimentationsraten zu entgehen, wurden Kerne, deren jüngste Altersdatierung älter als 10 000 Jahre ist, nicht verwendet. Von der jüngsten Altersdatierung ausgehend wurde über die restliche Kernlänge auf die rezente Sedimentationsrate gemittelt. Maximal ist das frühe Holozän in dieser Mittelung über die Sedimentsäule beinhaltet. Im Anhang ist eine Liste der so berechneten zwanzig Sedimentationsraten mit Bearbeitern der Alterskontrolle, dem Alter der jüngsten Datierung und der entsprechenden Sedimenttiefe für den nördlichen Nordatlantik beigefügt. Die Sedimentakkumulationsraten (SAR) wurden nach Koczy (1951) mit Hilfe der Angaben zur Sedimenttrockenrohddichte (ρ) und der linearen Sedimentationsrate (ω) berechnet:

$$\text{SAR} = \omega * \rho_{\text{dry}} \quad \text{Gleichung 20}$$

mit

- SAR = Sedimentakkumulationsrate ($\text{g cm}^{-2} \text{a}^{-1}$)
- ω = Sedimentationsrate (cm a^{-1})
- ρ_{dry} = Gesamttrockenrohddichte (g cm^{-3})

In den Fällen, in denen Angaben zur Sedimenttrockenrohddichte fehlten, wurde ein Durchschnittswert von 0.66 angenommen, der sich aus den vierundvierzig Werten von Paetsch et al. (1992) ergab.

5.2.3 C_{org} -Gehalte im Oberflächensediment

Die Felddaten zum Gehalt organischen Kohlenstoffs in den Oberflächensedimenten des **nördlichen Nordatlantiks** wurden im Rahmen des SBF 313 erhoben und konnten aufgrund der persönlichen Mitteilung seitens Michael Schlüter in diese Arbeit übernommen werden. Die Daten geben den prozentualen Trochengewichtsanteil am Gesamtsediment wieder und stammen aus den obersten Zentimetern des Sediments. Diese Daten dienen zur Erweiterung der bestehenden Karten von Udintsev (1989-1990) (Abb. 31, Kapitel 5.1.5)

5.3 Berechnung der C_{org} -Flüsse

5.3.1 Benthische Remineralisierung

5.3.1.1 Empirische Beziehung zwischen Primärproduktion, Wassertiefe und C_{org} -Fluß

Benthische Remineralisation und Austauschprozesse an der Sediment-Wassergrenze können im allgemeinen mit Hilfe von Frühdiagenesemodellen beschrieben werden (Berner, 1980). Diese Transport-Reaktions-Modelle basieren auf Massenerhaltungsgesetzen und beinhalten die wichtigsten physikalischen, chemischen und biologischen Prozesse, die an der Sedimentoberfläche auftreten. Diagenesemodelle können zwar aufgrund ihres universellen Charakters auf einer globalen Skala angewandt werden, benötigen jedoch eine Vielzahl im Voraus bestimmter Stoffflüsse, Reaktionsraten und Sedimenteigenschaften als Eingangsparameter. Die spärlich verteilte und unvollständige Datenabdeckung hinsichtlich dieser Parameter über weite Ozeanbereiche hinweg wird auch in Zukunft aus finanziellen und logistischen Gründen eine Einschränkung dieser Modelle im Bezug auf großräumige Bilanzierungen darstellen. Aus diesem Grund werden Stoffflüsse und Sedimenteigenschaften über empirische Modelle abgeschätzt.

Die benthische Remineralisierung wird in erster Linie durch den Fluß organischen Materials auf die Sedimentoberfläche bestimmt, der wiederum von der Produktivität an der Meeresoberfläche und der Wassertiefe abhängt (Suess, 1980). Gekoppelt mit den biogeochemischen Prozessen in der Wassersäule nehmen die Raten benthischer Remineralisierung von schnell akkumulierenden küstennahen Sedimenten zu langsam akkumulierenden Tiefseesedimenten hin über mehrere Größenordnungen ab. Um diesen Gegebenheiten gerecht zu werden, können empirische Beziehungen zwischen Primärproduktion, Wassertiefe und C_{org} -Fluß durch die Wassersäule aufgestellt werden (Suess, 1980; Berger et al., 1989a).

Um eine regionale Bilanzierung benthischer C_{org} -Remineralisierung ausgehend von einer begrenzten Anzahl lokaler Daten aufzustellen, wurde in dieser Arbeit auch für die *rain rate* des remineralisierbaren C_{org} -Anteils, der den Meeresboden erreicht, eine exponentielle Abnahme dieses C_{org} -Flusses (F_{Crem}) mit der Wassertiefe (z) und der Primärproduktion (PP) angenommen. Zu diesem Zweck wurden für jedes Untersuchungsgebiet Regressionsmodelle mit den eingangs beschriebenen Datensätzen zur Primärproduktion von Antoine et al. (1996), der lokal über Sauerstoffzehrung bestimmten C_{org} -Flüsse an der Sediment-Wassergrenze und der entsprechenden Wassertiefe aufgestellt, um die benthische Remineralisierung in die Fläche projizieren zu können. Lokale Primärproduktionsraten wurden mit Hilfe der *Overlay*-Technik in GIS für jede Meßlokalität aus dem globalen Datensatz ausgelesen. Die empirischen Relationen wurden mit Hilfe einer multiplen Regressionsanalyse mit den Statistiksoftwarepro-

dukten SigmaStat und SigmaPlot (Jandel Scientific Software) durchgeführt und werden in Kapitel 6.1 vorgestellt.

Zu Vergleichszwecken wurde der gesamte benthische C_{org} -Fluß (*rain rate*) auf das Sediment nach Berger et al. (1987) berechnet (siehe Kapitel 5.3.2) und der von Jahnke (1996) erstellte Datensatz zur globalen Verteilung benthischer Sauerstoffzehrung (F_{O_2}) herangezogen. Dieser Datensatz wurde von Jahnke (1996) mit Hilfe eines globalen Felddatensatzes zur benthischen Sauerstoffzehrung erstellt, in den sowohl *ex situ*- als auch *in situ*-Bestimmungen zur totalen Sauerstoffzehrung (Inkubationsversuche) und zur diffusen Sedimentsauerstoffzehrung (Porenwasserprofile) eingingen. Mit Hilfe folgender empirischer Beziehung zur C_{org} -Einbettungsrate (C_{bur}) von Premuzic et al. (1982) wurden diese Daten von Jahnke (1996) in die Fläche projiziert:

$$F_{\text{O}_2} = 0.143 \cdot C_{\text{bur}}^{0.467} \quad \text{Gleichung 21}$$

$$\begin{aligned} \text{mit } F_{\text{O}_2} &= \text{Sauerstoffzehrung (mol O}_2 \text{ m}^{-2} \text{a}^{-1}) \\ C_{\text{bur}} &= C_{\text{org}}\text{-Einbettungsrate (mmol C m}^{-2} \text{a}^{-1}) \end{aligned}$$

Zur Erstellung einer vergleichbaren C_{org} -Flußkarte wurde hier der Sauerstofffluß in äquivalente Kohlenstoffeinheiten ($\text{g C m}^{-2} \text{a}^{-1}$) mit Hilfe der *Redfield ratio* umgerechnet.

5.3.1.2 Nichtlineare multiple Regressionsanalyse

Regressionsanalysen dienen dazu, einen statistischen Zusammenhang zwischen den Variablen zu finden, der das Verhalten und die Verteilung der Daten am besten beschreibt. Als unabhängige Variablen werden die bekannten Meßgrößen eingesetzt. In diesem Fall wurden dafür die Primärproduktion und die Wassertiefe gewählt. Die abhängige Variable, hier der lokal bestimmte C_{org} -Fluß (F_{Crem}), wird als Funktion der unabhängigen Meßgrößen betrachtet. Die Grundformel, der in dieser Arbeit entwickelten empirischen Gleichungen zur benthischen Remineralisierung von C_{org} , lautet für alle drei Untersuchungsgebiete folgendermaßen:

$$F_{\text{Crem}} = PP^b \cdot z^{-c} \quad \text{Gleichung 22}$$

mit F_{Crem} = remineralisierbarer C_{org} -Fluß ($\text{g C m}^{-2}\text{a}^{-1}$)
 PP = Primärproduktion ($\text{g C m}^{-2}\text{a}^{-1}$)
 z = Wassertiefe (m)
 b, c = Koeffizienten

Die Abhängigkeiten der einzelnen Variablen zueinander werden über die jeweiligen Koeffizienten (b, c) der unabhängigen Variablen bestimmt, die mit Hilfe einer nicht linearen, multiplen Regressionsanalyse ermittelt wurden. Die in der Gleichung fehlenden Einheiten verbergen sich in den Koeffizienten. Im Falle eines nicht linearen Zusammenhangs und mehrerer unabhängiger Variablen ergibt die Regressionsgleichung ein gekrümmte Fläche (siehe Abb. 47, Kapitel 61.1). Die aufgestellten empirischen Gleichungen und statistischen Testergebnisse werden in Kapitel 6 für jedes Untersuchungsgebiet vorgestellt und im Zusammenhang mit den Fehlerbetrachtungen diskutiert.

Durch die Regressionsanalyse wird die Gleichung gesucht, die den aktuellen Daten am ehesten entspricht, wobei die unabhängigen Meßgrößen zur Berechnung der abhängigen Meßwerte dienen und die Koeffizienten jeweils variiert werden. Im Falle nichtlinearer Abhängigkeiten müssen zur besten Anpassung zwischen berechneten und gemessenen Daten die Koeffizienten der unabhängigen Meßgrößen in einem iterativen Verfahren bestimmt werden. Dieses wurde mit Hilfe des Statistikprogrammes SigmaPlot durchgeführt, wobei der Levenberg-Marquardt-Algorithmus eingesetzt wurde (Press et al., 1994), der nach dem Minimierungsverfahren des "Prinzips des kleinsten Abweichungsquadrates" abgewandelt wurde. Die Suche nach dem globalen Minimum läuft iterativ ab, wobei unter Vorgabe geschätzter Startwerte die Koeffizienten solange angepaßt werden, wie die residuale Summe der Abweichungsquadrate zwischen gemessenen und berechneten Werten signifikant kleiner wird. Ein wichtiger Aspekt ist, den Prozeß nicht in einem lokalen Minimum zu stoppen, sondern mit entsprechender Anzahl und unterschiedlicher Schrittweiten der Iterationen diesen Fall so gut wie möglich auszu-schließen.

Beim Minimierungsverfahren nach dem „**Prinzip des kleinsten Abweichungsquadrates**“ wird die Summe (SS) der Quadrate aus der Differenz der gemessenen- (y_i) und berechneten Y-Werte (y_{ber}) gesucht, die möglichst klein ist (Davis, 1986):

$$SS = \sum_{i=1}^n (y_i - y_{ber})^2 \cong Min \quad \text{Gleichung 23}$$

Je kleiner die Summe der Abstandsquadrate, desto besser ist die Übereinstimmung zwischen berechneten und gemessene Werten. Im Fall einer perfekten Übereinstimmung wäre die Summe der Abstandsquadrate gleich Null.

Die statistische Maßzahl für die Übereinstimmung der, mit der Regressionsgleichung berechneten, Y-Werte und den Meßwerten, ist der **Korrelationskoeffizient (r)**. Er stellt das Verhältnis zwischen der Kovarianz (S_{xyz}) und dem Produkt der Standardabweichung (S_x) der jeweiligen Parameter dar. Die Kovarianz verknüpft die Abweichungen der Meßwerte der einzelnen Parameter von deren jeweiligen Mittelwerten miteinander (Bosch, 1994):

$$r = \frac{S_{xyz}}{S_x S_y S_z} \quad \text{Gleichung 24}$$

Je näher der absolute Wert des Korrelationskoeffizienten gleich eins ist, desto besser ist die Korrelation zwischen den betrachteten Parametern.

Die Softwareprodukte SigmaStat und SigmaPlot ermöglichen es, die resultierende Regressionsgleichung mit verschiedenen statistischen Testverfahren zu kontrollieren. Mit Hilfe der Varianzanalyse (ANOVA Analysis of Variance) können statistisch abgesicherte Aussagen über die Qualität einer Regressionsgleichung getroffen werden, die zur Beschreibung der Daten notwendig ist. Ein wichtige Größe ist dabei der **F-Wert**, der die Varianz der Regressionsgleichung betrachtet. Er stellt den Quotienten aus den mittleren Fehlerquadraten der Regressionsgleichung gegenüber dem Mittelwert der abhängigen Variable und der Abweichung der gemessenen Werte der abhängigen Variablen gegenüber den berechneten Werten dar. Je höher der F-Wert ist, desto höher ist die Wahrscheinlichkeit, daß die unabhängigen Variablen zur Berechnung der abhängigen geeignet sind. Liegt der F-Wert im Bereich von 1, so existiert kein Zusammenhang zwischen abhängiger und unabhängigen Variablen. Die ermittelten Regressionsgleichungen und statistischen Testergebnisse werden in Kapitel 6.1 für jedes Untersuchungsgebiete vorgestellt und im Zusammenhang mit den Fehlerbetrachtungen diskutiert.

5.3.2 $C_{\text{org-rain rate}}$

Zur Bestimmung der $C_{\text{org-rain rate}}$ (F_C) in der Wassersäule wurde keine eigene Gleichung aufgestellt, sondern die Beziehung nach Berger et al. (1987) angewandt, die auf einem globalen Datensatz von C_{org} -Flußbestimmungen aus Sinkstofffallendaten und den Primärproduktionsabschätzungen von Berger (1989c) basiert:

$$F_C = \frac{9 \cdot PP}{z} + \frac{0.7 \cdot PP}{z^{0.5}} \quad \text{Gleichung 25}$$

mit F_C = $C_{\text{org-rain rate}}$ ($\text{g C m}^{-2} \text{a}^{-1}$)
 PP = Primärproduktion ($\text{g C m}^{-2} \text{a}^{-1}$)
 z = Wassertiefe (m)

Diese Beziehung wurde ausgewählt, da sie in der Literatur vergleichende Werte zur Diskussion der hier aufgestellten Beziehungen und Budgets lieferte. Zu beachten ist jedoch, daß in Sinkstofffallen der Massenfluß von sowohl labilem als auch refraktärem POC erfaßt wird, wohingegen benthische C_{org} -Flüsse, die über Sedimentsauerstoffzehrung ermittelt werden, den labilen, remineralisierbaren Anteil an der $POC\text{-rain rate}$ widerspiegeln. Ausgehend von dem globalen Datensatz zur Primärproduktion (PP) von Antoine et al. (1996) und dem bathymetrischen Rasterdatensatz ETOPO5 wurde mit Hilfe dieser Transportgleichung für einen Vergleichshorizont in 1000m Wassertiefe und für den Meeresboden die $C_{\text{org-rain rate}}$ kalkuliert und pro Untersuchungsgebiet ein entsprechendes Budget aufgestellt, das mit den eigenen und den von Jahnke (1996) (siehe Kapitel 5.3.1.1) veröffentlichten Ergebnissen zur C_{org} -Remineralisierung aufgrund derselben Flächenbilanzen in GIS diskutiert werden konnte.

5.3.3 C_{org} -Einbettung

Zur Ermittlung der C_{org} -Einbettung wurden keine empirischen Formeln entwickelt, sondern die eingangs beschriebenen Kartenwerke zur Sedimentakkumulation und C_{org} -Konzentration im Oberflächensediment mittels GIS-Technik verrechnet. Die C_{org} -Einbettungsrate (C_{bur}) wurde nach Koczy (1951) über den prozentualen Gewichtsanteil der C_{org} -Konzentration (C_{org}) im Sediment und der Sedimentakkumulationsrate (SAR) berechnet:

$$C_{\text{bur}} = SAR * C_{\text{org}} / 100 \quad \text{Gleichung 26}$$

mit C_{bur} = C_{org} -Einbettungsrate ($\text{g m}^{-2} \text{a}^{-1}$)
 SAR = Sedimentakkumulationsrate ($\text{g m}^{-2} \text{a}^{-1}$)
 C_{org} = C_{org} -Konzentration (Gew.-%)

5.4 Erstellung der Stoffflußkarten und Massenbilanzen

In diesem Schritt wurden die in GIS eingearbeiteten und erstellten Kartenwerke in flächentreuer Projektion als Rasterdatensätze in passgleicher Zellauflösung miteinander verschnitten und gemäß den empirischen Gleichungen zur Erstellung der benthischen Stoffflußkarten mit Hilfe der *Map Algebra* (Kapitel 3.5.5) miteinander verrechnet. Als Grundlage zur Anpassung aller hier verwendeten Datensätze dienten die in Kapitel 5.1.1 beschriebenen Rasterdatensätze zur Bathymetrie. Anschließend wurden für die Stoffflußkarten pro Untersuchungsgebiet sowohl Gesamtbilanzen als auch Einzelbilanzen bestimmter Regionen und Meerestiefenintervalle erstellt. Alle hier vorgestellten Karten und Datensätze wurden in GIS erstellt.

5.4.1 Erstellung der benthischen Kohlenstoffflußkarten

Tabelle 7 zeigt die Rasterdatensätze, die in GIS erstellt wurden und die die Basis zur Generierung und Bilanzierung der Stoffflußkarten pro Untersuchungsgebiet bildeten.

Karten (Rasterdatensätze)	Abk.	Quelle
Primärproduktion ($\text{g C m}^{-2}\text{a}^{-1}$)	PP	Antoine et al. (1996)
Wassertiefe (m)		ETOPO5 (1988)
<i>rain rate</i> ($\text{g C m}^{-2}\text{a}^{-1}$) bei 1000m	F_{Crem} F_{C} F_{Crem}	Formeln diese Arbeit, Berger et al. (1987), Jahnke (1996)
benthische C_{org} -Flüsse ($\text{g C m}^{-2}\text{a}^{-1}$)	F_{Crem} F_{C} F_{O_2} bzw. F_{Crem}	Formeln diese Arbeit, Berger et al. (1987), Jahnke (1996)
Sedimentakkumulationsraten ($\text{g m}^{-2}\text{a}^{-1}$)	SAR	nördlicher Nordatlantik - diese Arbeit, Cwienk (1986)
C_{org} -Konzentrationen (Gew.-%)	C_{org}	nördlicher Nordatlantik - diese Arbeit, Premuzic et al. (1982)
C_{org} -Einbettung ($\text{g C m}^{-2}\text{a}^{-1}$)	C_{bur}	Koczy (1951)

Tab. 7: Zur Bilanzierung für jedes Untersuchungsgebiet in GIS erstellte Stoffflußkarten.

Abbildung 36 zeigt schematisch die Verrechnung und Verschneidung der einzelnen Rasterdatensätze zur Generierung der benthischen Stoffflußkarten. Zum Vergleich und zur Diskussion wurde zwischen den globalen Ansätzen von Berger et al. (1987) und Jahnke (1996) und den regionalen, in dieser Arbeit entwickelten, unterschieden, um zu zeigen, inwieweit global und regional aufgestellte Beziehungen in der selben Größenordnung liegen oder regionale Gegebenheiten wiedergeben können. Diese Karten werden in Kapitel 6.2 mit den entsprechenden Bilanzen vorgestellt und diskutiert. Berger et al. (1987) und Jahnke (1996) stellten ihre empirischen Beziehungen aufgrund eines weltweiten Datensatzes auf. Die Beziehungen, die in dieser Arbeit pro Untersuchungsgebiet aufgestellt wurden, basieren auf regional ausge-

wählten, in sich homogenen Datensätzen, so daß sich regionale Unterschiede aufgrund der entsprechenden Wichtung der Daten in den generierten Stoffflußkarten und den anschließenden Bilanzierungen detailliert ausdrücken können. Die mittels der Gleichungen von Berger et al. (1987) und Jahnke (1996) erstellten Stoffflußkarten stellen globale Betrachtungen dar, die auf die drei Untersuchungsgebiete angewandt wurden. Mit GIS erstellt, konnten diese mit den drei regionalen Stoffflußkarten dieser Arbeit direkt verglichen werden. Für die Erstellung der C_{org} -Stoffflußkarten, die die *rain rate* in der Wassersäule bei 1000m Wassertiefe wiedergeben, wurde das selbe Schema (Abb. 36) und dieselben Gleichungen angewandt, mit dem Unterschied, daß anstelle der absoluten Wassertiefen ein Referenzhorizont mit 1000m Tiefe in die Gleichungen eingesetzt wurde. Auf diese Weise konnte die Remineralisierung organischen Kohlenstoffs in 1000m Wassertiefe mit der Primärproduktion an der Wasseroberfläche und der benthischen Remineralisierung verglichen werden, um Aussagen über Export- bzw. Remineralisationsverhalten für jede Region treffen zu können.

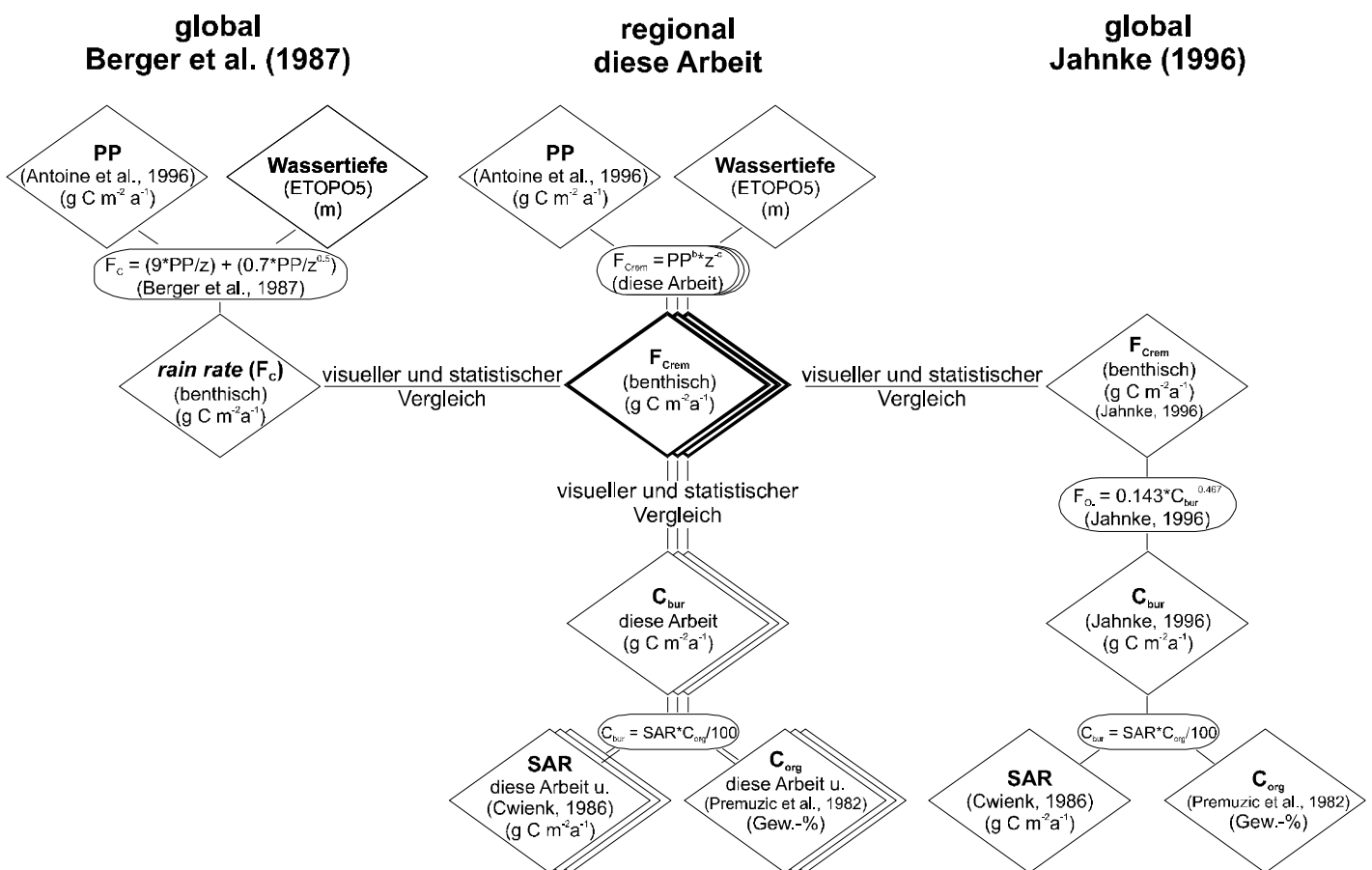


Abb. 36: Verlaufsplan zur Erstellung der benthischen C_{org} -Stoffflußkarten.

5.4.2 Kartenerstellung zu Akkumulationsraten und C_{org} -Gehalten im nördlichen Nordatlantik

Aufgrund der Anzahl und flächenmäßigen Verteilung der Felddaten wurden für den nördlichen Nordatlantik eigens Karten zur Sedimentakkumulation und zur C_{org} -Verteilung in den Obflächensedimenten angefertigt.

Mehrere Techniken wurden angewandt, um die Datenlage zur **Sedimentakkumulation** in die Fläche projizieren zu können:

1. Middelburg et al. (1997) und Tromp et al. (1995) stellten globale empirische Beziehung zwischen Sedimentakkumulationsraten (SAR) und der Wassertiefe auf. Dieser Ansatz wurde auch für den nördlichen Nordatlantik untersucht. Wie Abbildung 37 verdeutlicht, läßt sich im Gegensatz zu globalen Datensätzen keine Relation basierend auf regionalen Daten (Kapitel 5.2.2) ablesen, da die Morphologie des nördlichen Nordatlantiks kleinräumig eine zu hohe morphologische Variabilität aufweist, wodurch die Sedimentationsergebnisse durch laterale Transportprozesse entscheidend beeinflusst werden.

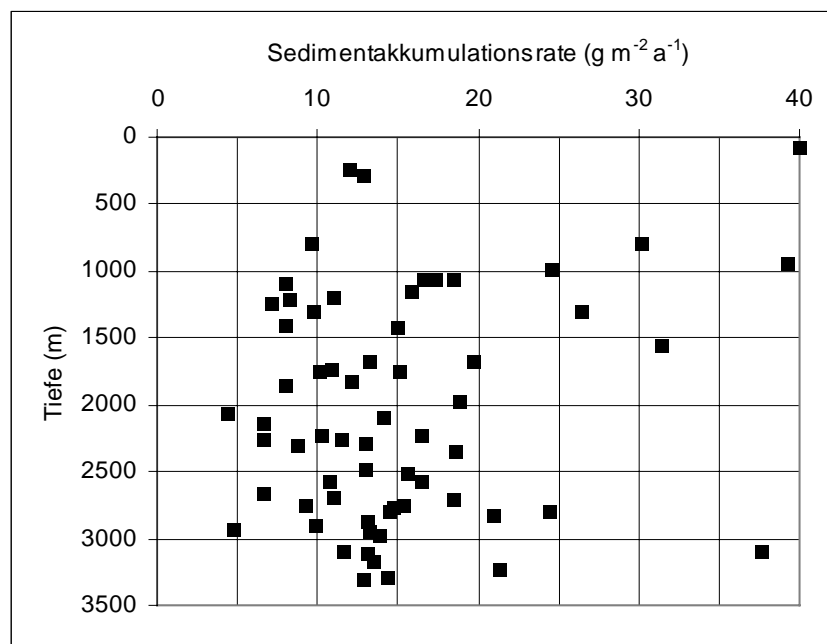


Abb. 37: Sedimentakkumulationsraten im nördlichen Nordatlantik in Abhängigkeit der Tiefe.

2. Ein anderer Ansatz wurde im Bezug auf Hangneigung und Sedimentakkumulationsraten gesucht. Die entsprechende Hangneigung wurde mit Hilfe des ETOPO5-Datensatzes in GIS für jede Rasterzelle ermittelt und für die einzelnen Lokationen ausgelesen. Die graphische Darstellung (Abb. 38) zeigt, daß auch hierfür keine realistische Beziehung aufgestellt werden konnte. Die Sedimentakkumulation ist stark von der Variabilität kleinräumiger morphologischer und hydrodynamischer Strukturen abhängig (Kapitel 4.3.5.3). Daher

erwies sich die Auflösung des ETOPO5-Datensatzes zur Abschätzung feinskaliger Strukturen und Hangneigungsbestimmungen als zu grobskalig. Ausreichend exakte Felddaten zu Strömungsgeschwindigkeiten, Morphologie und Hangneigung im Zusammenhang mit SAR-Bestimmungen lagen nicht vor.

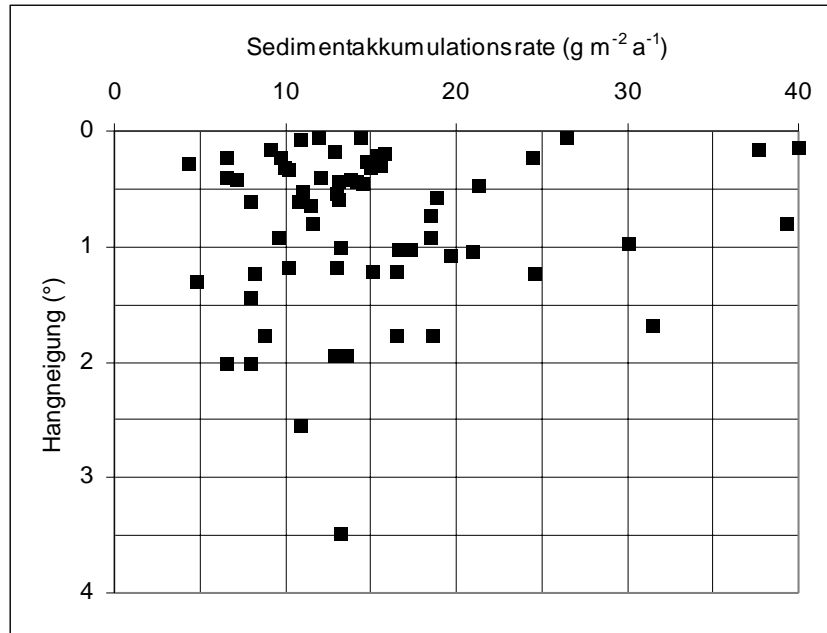


Abb. 38: Sedimentakkumulationsraten im nördlichen Nordatlantik in Abhängigkeit der Hangneigung.

- Da die Felddaten in guter räumlicher Verteilung im Untersuchungsgebiet vorliegen (Abb. 29, Kapitel 5.1.3), wurde ein Interpolationsverfahren der gewichteten inversen Distanz (IDW) angewandt. Hierbei wurde ein Rasterdatensatz erstellt, dessen Zellwerte aufgrund des linear gewichteten Abstand der nächstliegenden Felddatenpunkte bestimmt wurden. Die Anzahl der benachbarten Punkte wurde auf zwölf festgelegt und die zweite Potenz der Funktion verwendet. Je höher die Potenz gewählt wird, desto stärker ist der Einfluß der nahegelegensten Datenpunkte und desto detaillierter (rauher) wird die Oberfläche. Die Interpolation (Abb. 39) ergab eine deutliche Ost-West-Tendenz der Sedimentakkumulation, die grob mit der existierenden Karte von Paetsch et al. (1992) (Abb. 29, Kapitel 5.1.3) und den sedimentologischen Karten zur tonigen und groben Fazies übereinstimmt (Abb. 6 und 7, Kapitel 2.1.3). Hohe SAR treten demnach im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes auf, das dem Ostgrönlandstrom unterliegt und von eisverfrachtetem Sedimenttransport beeinflusst wird (Kapitel 2.1.4), der durch den erhöhten Eintrag grober Sedimentfraktion widerspiegelt wird. Geringere SAR finden sich im östlichen Teil unterhalb des Nordatlantikstromes, die mit einer erhöhten Ablagerung toniger Sedimentanteile einhergehen.

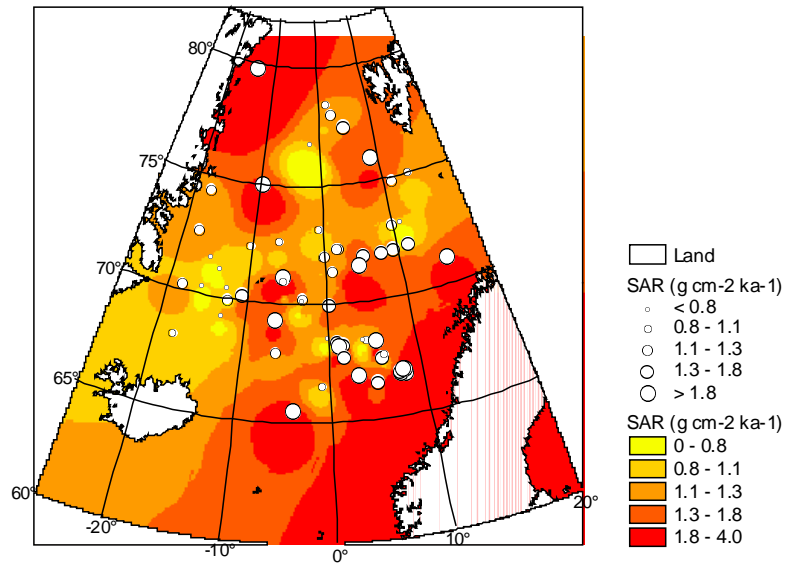


Abb. 39: Interpolation der Felddaten zur Sedimentakkumulation (SAR) ($\text{g m}^{-2} \text{a}^{-1}$) mit Hilfe einer IDW-Interpolation (*inverse distance weighted interpolation*).

4. Mit Hilfe der *Overlay*-Technik können verschiedene flächendeckende Datensätze bzw. Karten übereinandergelagert, visuell verglichen und als Digitalisierungsgrundlage zur Erstellung neuer Karten verwendet werden (Kapitel 3.9). Auf diese Weise wurden als visueller Hintergrund die Karte von Paetsch et al. (1992) zur Sedimentakkumulation und die eben beschriebenen interpolierten Karte mit den aus der Datenbank abgefragten ergänzenden Felddaten in GIS überlagert und eine neue SAR-Karte digitalisiert. Diese wurde in einen Rasterdatensatz transformiert, indem der jeweilige Intervallmittelwert als Zellwert eingesetzt wurde. Diese Ergebniskarte ist in Abbildung 40 dargestellt, wobei die unterschiedlichen Einheiten zu beachten sind.

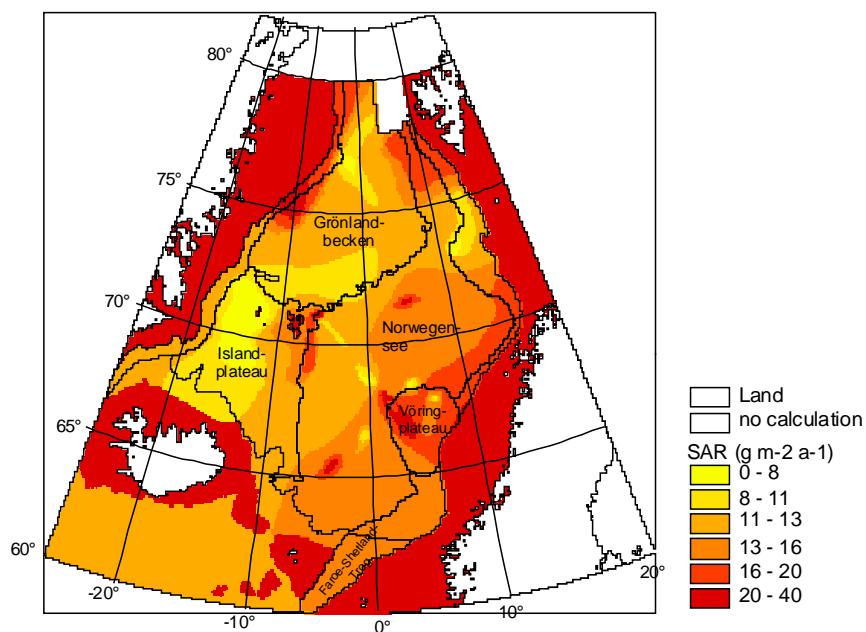


Abb. 40: Neu erstellte Ergebniskarte zur Sedimentakkumulation im nördlichen Nordatlantik.

5. Um bei der manuellen Kartengenerierung eine falsche Wichtung einzelner Flächen im Untersuchungsgebiet zu vermeiden, wurde zur Kontrolle die eingangs in Kapitel 2.1.1 beschriebenen unterschiedlichen ozeanographischen Regionen im nördlichen Nordatlantik untersucht. Hierzu wurden der Mittelwert aller Felddaten, die innerhalb einer solchen Region (Zone) lagen, errechnet und mit dem Mittelwert aller Rasterzellen der neu generierten Karte innerhalb derselben Zone verglichen. Abbildung 41 zeigt wie nahe die Verteilung dieser Mittelwerte pro Region für beide Datensätze beieinander liegen. Die gute 1:1-Gegenüberstellung in Abbildung. 42 rechtfertigt diese kombinierte visuelle und rechnerische Methode.

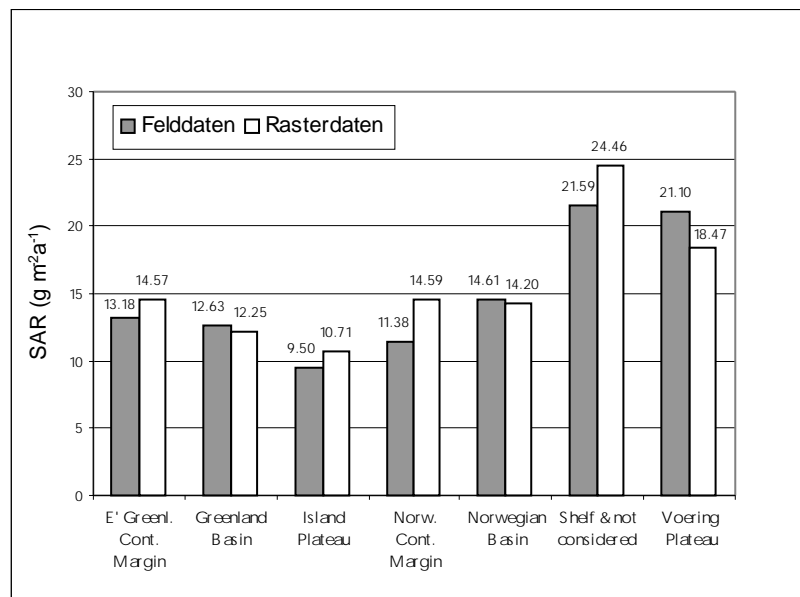


Abb. 41: Vergleich der Mittelwerte der Felddaten zu den Sedimentakkumulationsraten (SAR) mit dem Mittelwert aller Zellwerte des neu erstellten Rasterdatensatzes zur Sedimentakkumulation (Abb.12), die innerhalb der selben hier betrachteten Einzelregionen im nördlichen Nordatlantik liegen. Beide Werte wurden für jede Einzelregion gemittelt und zum Vergleich gegenübergestellt.

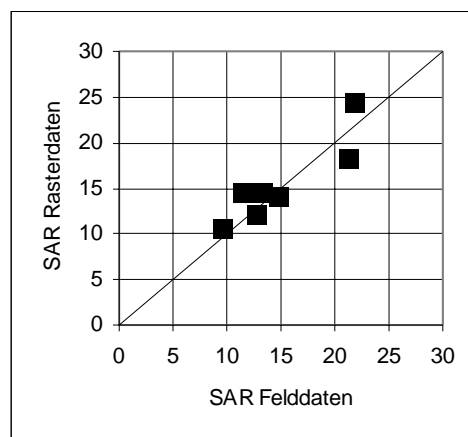


Abb. 42: Gegenüberstellung (1:1) der Mittelwerte der Sedimentakkumulationsraten (SAR) (g m²a⁻¹) der Felddaten mit den berechneten Rasterzellendaten für jede in Abbildung 41 betrachtete Einzelregion im nördlichen Nordatlantik.

Die **Karte der C_{org} -Gehalte** wurde im Vergleich zur Karte der Sedimentakkumulation in einem einfacheren Verfahren angefertigt. Die bestehende Karte von Udintsev (1989-1990) wurde eingescannt und für den nördlichen Nordatlantik durch Digitalisieren in einen Vektordatensatz überführt. Dieser wurde mit Hilfe der zusätzlichen Felddaten nach Norden erweitert. Abbildung 43 zeigt die neu erstellte Karte. Bei der Überführung in einen Rasterdatensatz wurden die Intervallmittelwerte zur Belegung der Zellwerte genommen, so daß diese mit der Karte der Sedimentakkumulationsraten verschnitten und Zelle für Zelle verrechnet werden konnten, um die Verteilungskarte der C_{org} -Einbettungsraten zu erhalten.

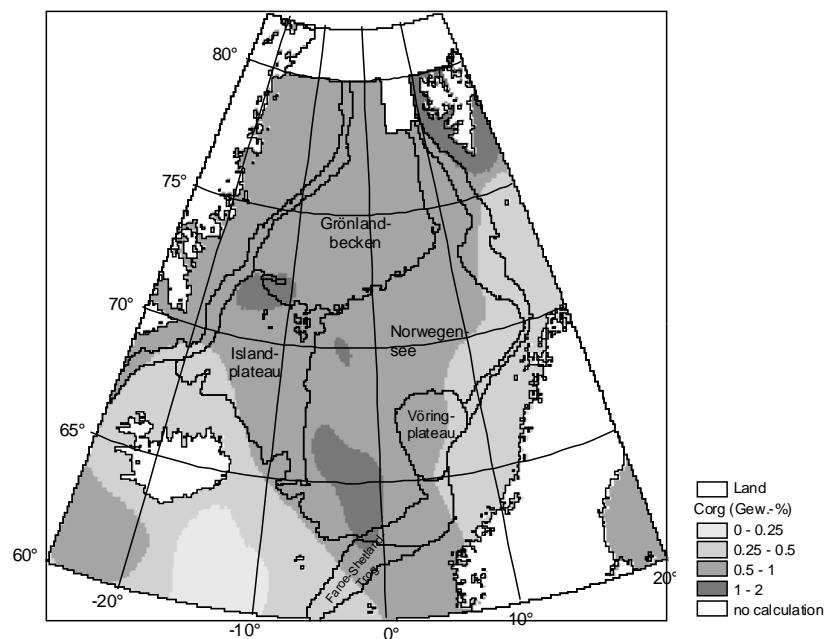


Abb. 43: Neu erstellte Ergebniskarte zur C_{org} -Verteilung in den Oberflächensedimenten des nördlichen Nordatlantiks.

5.4.3 Massenbilanzen

Im GIS wurden die einzelnen Daten- bzw. Kartenmodelle geographisch differenziert ausgewertet. Massenbilanzen wurden erstellt, um die Menge organischen Kohlenstoffes zu bestimmen, die jährlich durch die Primärproduktion fixiert, über den Transport durch die Wassersäule dem Sediment zugeführt und dort entweder remineralisiert oder eingebettet wird. Schelfgebiete wurden aufgrund der hohen lateralen Variabilität organischer Kohlenstoffflüsse, die mit den gegenwärtig verfügbaren Daten nicht großräumig beschrieben werden kann (Kapitel 4.3.4), nicht berücksichtigt. Daher wurden Wassertiefen kleiner 500m in den Massenbilanzen ausgeschlossen. Im Falle des nördlichen Nordatlantiks wurde die nördliche Passage mit Teilen der Framstraße ausgeschnitten (siehe Abb. 54, Kapitel 6.2.1), da die Primärproduktionsdaten von Antoine et al. (1996) in diesem Gebiet unnatürlich hohe Abweichungen aufwiesen, die aufgrund unzureichender Auflösung seitens der Satellitendaten, erhöhter Bewölkung und Eisbedeckung entstanden (Antoine et al., 1996).

Die Untersuchungsgebiete wurden hinsichtlich spezieller Einzelgebiete unterteilt und bilanziert, die sich aufgrund morphologischer Strukturen, ozeanischer Fronten und der Aufteilung in marine Provinzen ergaben. Des weiteren wurden für jedes Gebiet die Flächen bestimmter Tiefenintervalle einzeln bilanziert, um die benthische Remineralisierung auch im Bezug auf die Auswirkungen der Wassertiefe betrachten zu können. Die Flächen, die sich aus diesen Begrenzungen ergaben, wurden in Zonen eingeteilt, deren Zellen aus der jeweiligen Karte ausgeschnitten wurden. Jede Zone konnte anschließend separat bilanziert werden. Da alle Karten in flächentreuer Projektion erstellt worden waren, konnten der Stofffluß pro Zellfläche errechnet werden, indem der jeweilige Wert für die Stoffflußrate ($\text{g C m}^{-2}\text{a}^{-1}$) pro Zelle mit der entsprechenden Zellfläche (m^2) multipliziert wurde. Durch Summierung aller Zellenbudgets innerhalb einer Zone konnte die absolute Stoffmenge pro Zone bestimmt werden. Gleichung 27 zeigt die Berechnung am Beispiel des Budgets für die Primärproduktion analog für alle Stoffflußmassenbilanzierungen:

Gleichung 27

$$PP_{\text{Budget}} = \sum (PP \cdot A)$$

mit	PP_{Budget}	= Gesamtprimärproduktion (g C a^{-1})
	PP	= Primärproduktion ($\text{g C m}^{-2}\text{a}^{-1}$)
	A	= Fläche (m^2)

Abbildung 44 zeigt wie der **nördliche Nordatlantik** aufgrund morphologisch deutlich unterscheidbarer Becken bzw. Plateaustrukturen in einzelne Regionen (Zonen) unterteilt ist. Des Weiteren sind die Flächen der jeweils separat bilanzierten Tiefenintervalle gezeigt, die anhand des ETOPO5-Datensatzes ebenfalls als Zonen ausgewiesen wurden. Folgende Regionen wurden separat bilanziert:

- Grönlandsee
- Ostgrönländischer Kontinentalhang
- Vöringplateau
- Faroer-Shetland-Kanal
- Norwegensee
- Norwegischer Kontinentalhang
- Islandplateau

wobei die Zone der Grönlandsee, des ostgrönländischen Kontinentalhanges und des Islandplateaus einem Ausschnitt der biogeographischen Provinz *Atlantic Arctic* (ARCT) von Longhurst (1995b) entspricht und die Norwegensee, das Vöringplateau und der norwegische Kontinentalhang einem Ausschnitt der Provinz *Atlantic Subarctic* (SARC) (Abb. 44).

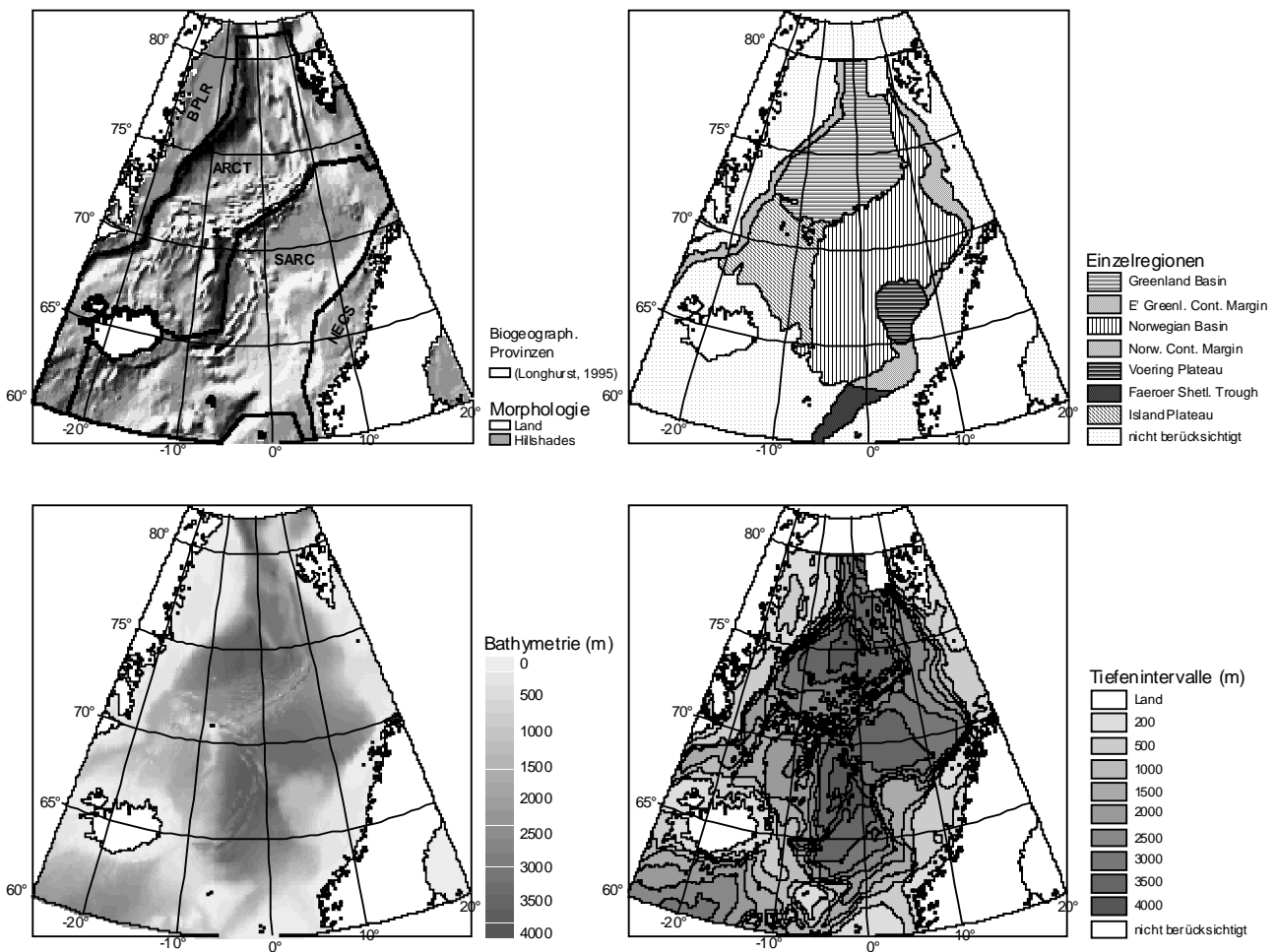


Abb. 44: Einteilung des nördlichen Nordatlantiks nach morphologischen Strukturen und Tiefenabstufungen. Die Becken, Plateaus und Tiefenabstufungen wurden in GIS als einzelne Zonen definiert, für die jeweils eigene Massenbilanzen erstellt wurden. Neben den Einzelregionen sind die übergeordneten biogeographischen Provinzen nach Longhurst (1995) dargestellt: *Boreal Polar* (BPLR), *Atlantic Arctic* (ARCT), *Atlantic Subarctic* (SARC) und *Northeast Atlantic Continental Shelf* (NECS).

Im **westlichen Nordatlantik** gingen zusätzlich zu den einzelnen Tiefenabstufungen, die als Zonen ausgeschnitten wurden, zwei unterschiedliche marine Provinzen (GFST und NAST W) in die Einzelbilanzen ein. Diese wurden nach der globalen Einteilung in biogeographische Provinzen von Longhurst (1995b) digitalisiert und als Zonen ausgewiesen. Abbildung 45 zeigt die jeweiligen Tiefenabstufungen und folgende marine biogeographischen Provinzen:

- Nordwestatlantischer kontinentaler Schelf (NWCS)
- Nordwestatlantischer subtropischer Zentralwirbel (NAST W)
- Golfstrom (GFST)

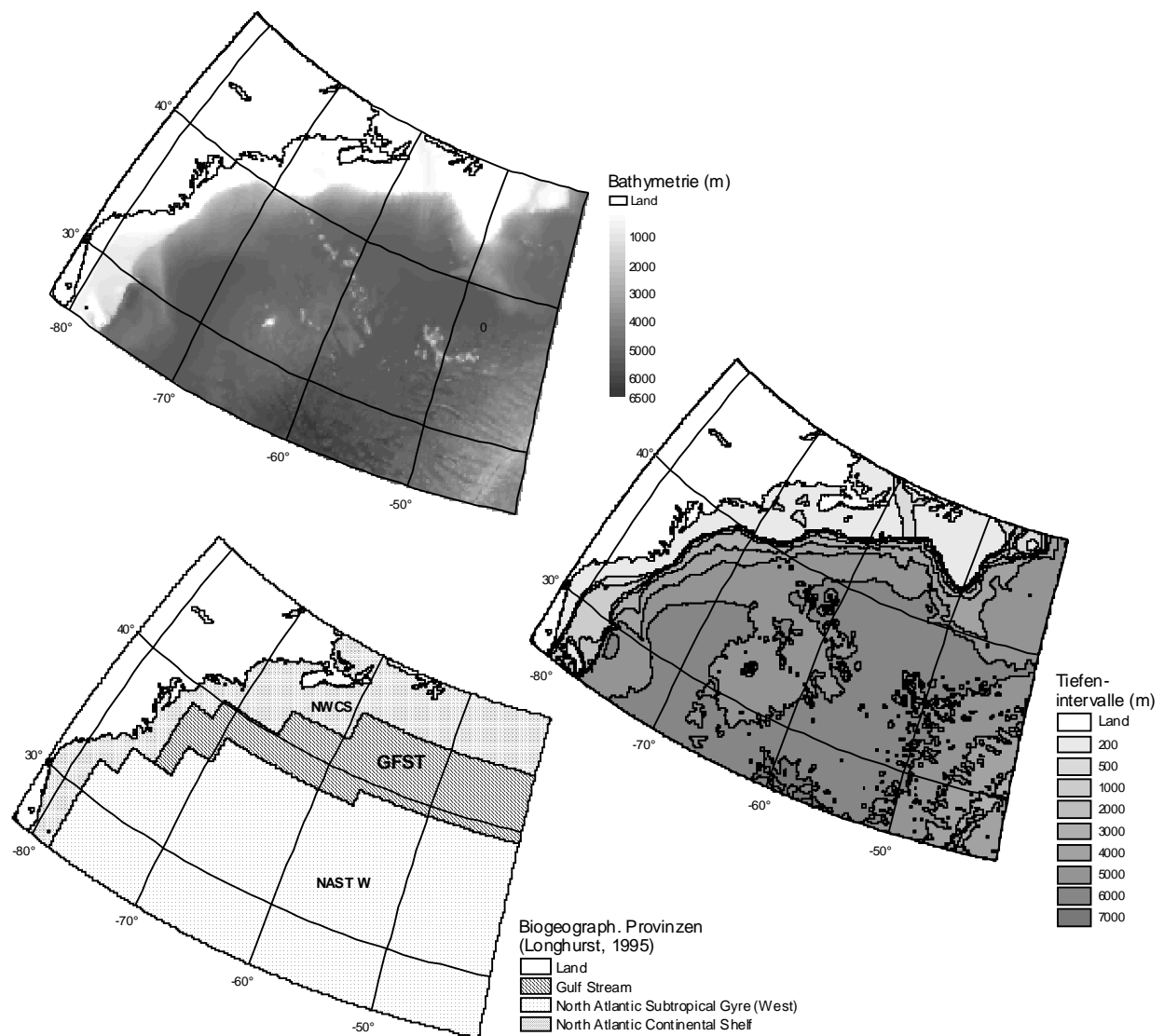


Abb. 45: Einteilung des westlichen Nordatlantiks in marine biogeographische Provinzen nach Longhurst (1995) und Tiefenabstufungen. Die Provinzen und Tiefenabstufungen wurden in GIS als einzelne Zonen definiert, für die jeweils eigene Massenbilanzen erstellt wurden.

Der **äquatoriale Ostatlantik** ist das kleinste der drei Untersuchungsgebiete und wurde nur in die entsprechenden Tiefenabstufungen unterteilt für die jeweils Massenbilanzen aufgestellt wurden (siehe Abb. 46). Die Datenlage lies keine weitere Einteilung in biogeographische Provinzen zu. Das Untersuchungsgebiet liegt nach der Einteilung von Longhurst (1995b) im Grenzbereich mehrerer Provinzen, die aufgrund ihrer Ausdehnung durch die hier verwendeten Daten nicht repräsentiert werden können. Es handelt sich um die Grenzbereiche folgender Provinzen: *Western Tropical Atlantic (WTRA)*, *Eastern Tropical Atlantic (ETRA)* und *North Atlantic Tropical Gyre (NATR)*, wobei WTRA und ETRA die größten Flächenanteile am Untersuchungsgebiet beinhalten. Aufgrund der allseits hohen Primärproduktion dieser Region (Abb. 28, Kapitel 5.1.2) wurden die Grenzbereiche dieser Provinzen zusammengefaßt und eine gemeinsame Massenbilanzen dieser Region erstellt.

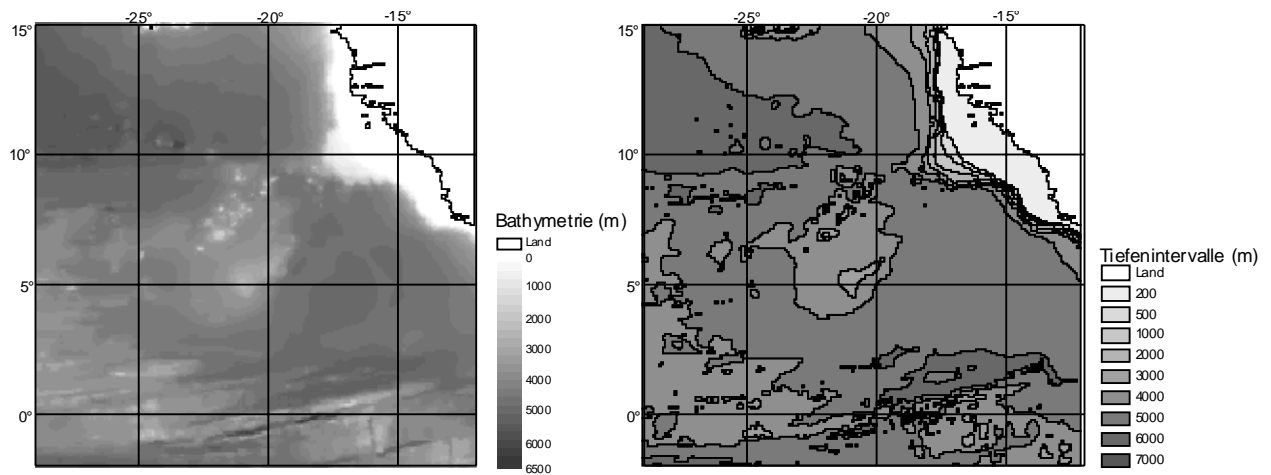


Abb. 46: Einteilung des äquatorialen Ostatlantiks in verschiedene Tiefenabstufungen, die in GIS als einzelne Zonen definiert wurden und für die jeweils eigene Massenbilanzen erstellt wurden.

6 Ergebnisse und Diskussion

6.1 Empirische Gleichungen und Daten

6.1.1 Regressionen und Fehlerbetrachtungen

Im Folgenden werden die in dieser Arbeit entwickelten regionalen empirischen Relationen zwischen Primärproduktion (PP), Wassertiefe (z) und benthischer Remineralisierung (F_{Crem}), die die Extrapolation lokaler Felddaten zum benthischen Kohlenstoffumsatz in der Tiefsee ermöglichten, vorgestellt und diskutiert. Über diese Relationen wurden für jedes Untersuchungsgebiet charakteristische Verteilungskarten und detaillierte flächenbezogene Bilanzen benthischer Remineralisierung mit Hilfe eines Geoinformationssystems aufgestellt. Karten und Bilanzen werden im Anschluß an die Diskussion der Regressionsanalysen vorgestellt.

Die Auswahl der Sedimentsauerstoffzehrung als ein Maß der Remineralisierung von C_{org} in der Tiefsee wurde aufgrund folgender Überlegungen getroffen:

- Globale empirische Beziehungen zwischen der Primärproduktion an der Meeresoberfläche, der Wassertiefe und dem Fluß organischen Kohlenstoffs (F_{Corg}) durch die Wassersäule wurden anhand von Sinkstoffallendaten in mehreren Studien etabliert (Suess, 1980; Berger et al., 1989a) und zusammenfassend bei Bishop (1989) diskutiert. Diese Algorithmen ergeben auf einer globalen Skala eine nachvollziehbare Abschätzung des C_{org} -Flusses (Bishop, 1989). Bei der Anwendung dieser Relationen für regionale Betrachtungen wird die jeweilige Situation in der Regel schlecht wiedergegeben (Bishop, 1989; Boyd und Newton, 1995; Karl et al., 1996; Boyd und Newton, 1999). Dahingehend postulierten Karl et al. (1996), Siegel und Deuser (1997) und Buesseler (1998) in ihren Untersuchungen die Möglichkeit einer zeitlichen Diskrepanz der Produktion an der Meeresoberfläche und dem Export bzw. dem Fluß von C_{org} in die tiefere Wassersäule, der in Sinkstoffallen gemessen wird. Um im Gegensatz zu den bestehenden globalen Beziehungen eine möglichst aussagekräftige regionale Bilanzierung des C_{org} -Abbaus am Meeresboden aufzustellen, wurde hier ausschließlich auf Daten der benthischen Sedimentsauerstoffzehrung zurückgegriffen, in denen der C_{org} -Fluß auf den Meeresboden aus direkten Messungen abgeleitet wurde und nicht über Relationen in der Wassersäule aus Sinkstoffallendaten. Zum einen werden somit saisonale Einflüsse auf den POC-Fluß in der Wassersäule und die zeitliche Entkopplung zur PP an der Oberfläche ausgeschlossen und zum anderen wird die Problematik der Sinkstoffalleneffizienz umgangen.
- Es handelt sich je nach Untersuchungsgebiet entweder um benthische C_{org} -Flußbestimmungen der diffusiven Sedimentsauerstoffzehrung (DSOD) (nördlicher Nordatlantik und äquatorialer Ostatlantik) mit Hilfe von O_2 -Porenwasserprofilen oder der ge-

samten Sauerstoffzehrung auf und im Sediment (TSOD) (Nordwestatlantik) (siehe Kapitel 5.2.1). Die so bestimmten Flüsse geben den remineralisierbaren C_{org} -Anteil (F_{Crem}) an der gesamten C_{org} -rain rate (F_{Corg}) auf das Sediment wieder und bilden aufgrund der geringen Abbauraten von organischem Material in der Tiefsee ein Langzeitsignal, das dem saisonalen oder sporadischen Exportgeschehen von C_{org} in der Wassersäule wenig unterworfen ist (siehe Diskussion in Kapitel 4.3.4).

- Selbst in Gebieten hoher Produktion zeigten *in situ*-Messungen, daß zwar eine Reaktion benthischer Sauerstoffzehrung auf saisonale C_{org} -Impulse existiert, diese aber signifikant gedämpfter ausfiel, als der Export von C_{org} durch die Wassersäule vorgab. Genauer betrachtet variierte in diesen Gebieten der Export in der Wassersäule um einen Faktor von 10 bis 15, wohingegen die benthische Remineralisierung nur um einen Faktor von weniger als 2.5 variierte (Smith et al., 1994; Smith et al., 1997). Dahingehend ergab die Studie von Sauter et al. (submitted b) zur Saisonalität in der Norwegensee nur eine Variabilität von 1.1 bis 1.7 der benthischen C_{org} -Flüsse bei zwei bis drei Messungen zu unterschiedlichen Jahreszeiten in 800 bis 2500m Wassertiefe. Diese Untersuchungen ergaben keine Hinweise auf Saisonalität. In der oligotrophen Region der Sargassosee (BATS-Station) im Untersuchungsgebiets des Nordwestatlantiks zeigten *in situ*-Messungen der gesamten Sedimentsauerstoffzehrung (TSOD) keine saisonale Variabilität, im Gegensatz zum Export von C_{org} in der Wassersäule, der um den Faktor 4 schwankte (Sayles et al., 1994). Aus diesen Gründen stellen *in situ*-Messungen benthischer Sauerstoffzehrung in der Tiefsee ein Maß der jährlichen, durchschnittlichen Remineralisierungsraten dar, die mit einer entsprechenden langjährig gemittelten PP gekoppelt werden können.
- Da Schelfbereiche eine hohe laterale Variabilität im organischen Kohlenstofffluß aufweisen, wurden Daten aus einer Wassertiefen von weniger als 500m nicht in die Regressionsanalysen einbezogen. Gebiete dieser Wassertiefe blieben daher in den Flächenbilanzen unberücksichtigt. Für Betrachtungen der Schelfregionen müßten Daten in sehr hoher Anzahl und Verbreitung vorliegen, was aus logistischen und finanziellen Gründen nicht möglich ist.

Da die benthische Remineralisierung hauptsächlich durch den organischen Kohlenstofffluss auf das Sediment ($C_{org-rain\ rate}$) bestimmt wird, der wiederum von der Produktivität an der Meeresoberfläche und der Wassertiefe abhängt (Suess, 1980), nehmen konsequenterweise benthische Remineralisierungsraten über mehrere Größenordnungen von schnell akkumulierenden küstennahen Sedimenten zu langsam akkumulierenden der Tiefsee hin ab (Hinga et al., 1979; Jahnke und Jackson, 1992; Middelburg et al., 1997). Um dieser Tatsache gerecht zu werden, wurden in dieser Arbeit eine exponentielle Abnahme des Kohlenstoffflusses (F_{Crem}) mit der Wassertiefe (z) und der Primärproduktion (PP) angenommen:

$$F_{Crem} = PP^b \cdot z^{-c} \quad \text{Gleichung 28}$$

Die Koeffizienten der Gleichung 28 wurden mit Hilfe nichtlinearer multipler Regressionsanalysen für jedes Arbeitsgebiet ermittelt (siehe Kapitel 5.3.1.2). Die Ergebnisse sind mit den statistischen Testergebnissen in Tabelle 8 zusammengefasst.

Untersuchungsgebiet		Koeffizient	Std.Fehler (%)	P-Wert (relative Irrtumswahrscheinlichkeit)	F-Wert	n	r
nördlicher Nordatlantik (DSOD <i>in situ</i>)	b	1.873	13.4	< 0.0001			
	c	-1.172	15.3	< 0.0001			
	Regression			< 0.0001	100.3	19	0.93
Nordwestatlantik (TSOD <i>in situ</i>)	b	2.755	8.0	< 0.0001			
	c	-1.656	10.1	< 0.0001			
	Regression			< 0.0001	263.0	22	0.96
Äquatorialer Ostatlantik (DSOD <i>in situ</i> u. <i>ex situ</i>)	b	0.652	9.5	< 0.0001			
	c	-0.288	15.2	< 0.0001			
	Regression			< 0.0001	60.1	17	0.89

Tab. 8: Ergebnisse der nichtlinearen multiplen Regressionsanalyse zur benthischen Remineralisierung anhand der Felddaten (n) zur gesamten (TSOD) bzw. diffusiven (DSOD) Sedimentsauerstoffzehrung der drei Untersuchungsgebiete.

Die **Standardabweichungen** für die jeweiligen Koeffizienten liegen für alle drei Gebiete in einem niedrigen Bereich von 8 bis 15 %. Die **Korrelationskoeffizienten** (r) von 0.93 und 0.96 für die Gebiete des nördlichen Nordatlantiks und Nordwestatlantiks sprechen für eine sehr gute Anpassung der Regressionsgleichung an die gemessenen *in situ*-Felddaten. Im Falle des äquatorialen Ostatlantiks stellt der Korrelationskoeffizient von 0.89 ebenfalls eine gute Anpassung dar, obwohl der Datensatz weniger homogen aufgebaut ist als für die beiden anderen Gebiete, da in diesem Fall aufgrund zu geringer Datendichte zusätzlich *ex situ*-Daten in die Regressionsanalyse einbezogen wurden (Kapitel 5.2.1). Eine Standardabweichung für die gesamte Varianz der jeweiligen Regression anzugeben, ist in Anbetracht der Verteilung der

Daten über mehrere Größenordnungen hinweg von küstennahen zu pelagischen Tiefseeregionen hin nicht aussagekräftig. Statt dessen wurde im nächsten Kapitel eine Gegenüberstellung der gemessenen mit den berechneten Werten bevorzugt, um einzelne Abweichungen diskutieren zu können und um die Bereiche festzulegen, in denen die Regression eine verlässliche Anpassung wiedergibt oder nicht.

Der in Tabelle 8 angegebene **F-Wert** betrachtet die Varianz der Regressionsgleichung (siehe Kapitel 5.3.1.2). Liegt der F-Wert im Bereich von 1, so existiert kein Zusammenhang zwischen abhängiger (F_{Crem}) und unabhängigen Variablen (PP und z). Für die empirischen Beziehungen aller drei Gebiete existieren hohe F-Werte (60-263), die die Plausibilität der eingesetzten Parameter zur Vorhersage des remineralisierbaren Kohlenstoffflusses an der Sediment-Wassergrenzfläche unterstützen. Die geringen **P-Werte** (<0.0001) bestätigen diese Annahme für die hier aufgestellten Beziehungen, da sie die relative Irrtumswahrscheinlichkeit sowohl für die einzelnen Koeffizienten als auch die Irrtumswahrscheinlichkeit der F-Werte wiedergeben. In der Regel unterstützen P-Werte $<0,05$ einen guten Zusammenhang zwischen den abhängigen und unabhängigen Variablen (Sokal und Rohlf, 1995).

Die Abbildungen 47a, 48a und 49a zeigen eine graphische Darstellung der hier aufgestellten Beziehungen in Form gekrümmter 3D-Flächen. In diese Darstellungen wurden zum Vergleich die tatsächlich gemessenen Felddaten, auf denen die Regressionsanalysen beruhen, eingetragen.

Es ist deutlich zu sehen, daß im **nördlichen Nordatlantik** die Spannweite der 19 Datenpunkte zur benthischen Remineralisierung (0.2 bis $5.1 \text{ g C m}^{-2}\text{a}^{-1}$) gut über den Wertebereichen der Primärproduktion (40 bis $160 \text{ g C m}^{-2}\text{a}^{-1}$) und der Wassertiefe (500 bis 4000m), wie sie in diesem Untersuchungsgebiet vorkommen, verteilt sind (Abb. 47a). Dies ist auf die relativ gute räumliche Abdeckung der Felddaten im Untersuchungsgebiet zurückzuführen (Abb. 50).

Eine ähnliche Form zeigt der Kurvenverlauf für den **Nordwestatlantik** (Abb. 48a), wobei die Spannweite der 22 Werte bezogen auf F_{Crem} (0.1 bis $25.6 \text{ g C m}^{-2}\text{a}^{-1}$) wesentlich breiter ist, sich aber insgesamt auf höhere Werte der PP (80 bis $180 \text{ g C m}^{-2}\text{a}^{-1}$) bei wesentlich größeren Wassertiefen (500 bis 5500m) bezieht. Die fehlende Abdeckung der Werte bei geringer PP und mittlerer Wassertiefe ist auf die natürlichen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet des Nordwestatlantiks und die räumliche Verteilung der Felddaten zurückzuführen. Diese bewegen sich von der Golfstrom-dominierten Region mit hohen Primärproduktionsraten zu der scharf abgetrennten, weiten Meeresregion des oligotrophen Wirbels des zentralen Nordwestatlantiks (Sargassosee) hin mit gleichzeitig stark zunehmender Wassertiefe (Abb. 51). Diese Größenordnungen bedingen auch die im Vergleich zum nördlichen Nordatlantik steile-

ren Gradienten des Regressionsverlaufes im Bezug auf F_{Crem} und die Wassertiefe. Diese Verhältnisse werden in Kapitel 6.2.4 zur biogeographischen Situation der Untersuchungsgebiete eingehender diskutiert.

Für den **äquatorialen Ostatlantik** zeigt die Regression einen insgesamt kaum gekrümmten (d.h. nahezu linearen) Verlauf über den gesamten Wertebereich von F_{Crem} (1.1 bis 7.1 g C m⁻²a⁻¹) bezogen auf die Primärproduktion (120 bis 440 g C m⁻²a⁻¹) und die Wassertiefe (500-5500m) (Abb. 49a). Auffällig sind die hohen Werte der Primärproduktion, die sich auch flächenbezogen auf das gesamte Untersuchungsgebiet beziehen (Abb. 4, Kapitel 6.2.1) und das küstennahe und äquatoriale Auftriebsgeschehen widerspiegeln. Zur Erklärung des kaum gekrümmten Flächenverlaufs muß in Betracht gezogen werden, daß keine Daten aus mittleren Wassertiefen vorlagen und die Regression dahingehend die exponentielle Abnahme von F_{Crem} mit der Wassertiefe möglicherweise nicht richtig darstellt und statt dessen in diesem Bereich zu hohe Vorhersagen getroffen werden. Der etwas niedrigere Korrelationskoeffizient von 0.89 spricht im Vergleich zu den anderen beiden Gebieten für eine höhere Variabilität der Felddaten bezüglich der Regression. Dies mag ein Artefakt der Bestimmungsmethodik der hier eingesetzten benthischen Sedimentsauerstoffflüsse sein (Kapitel 5.2.1)

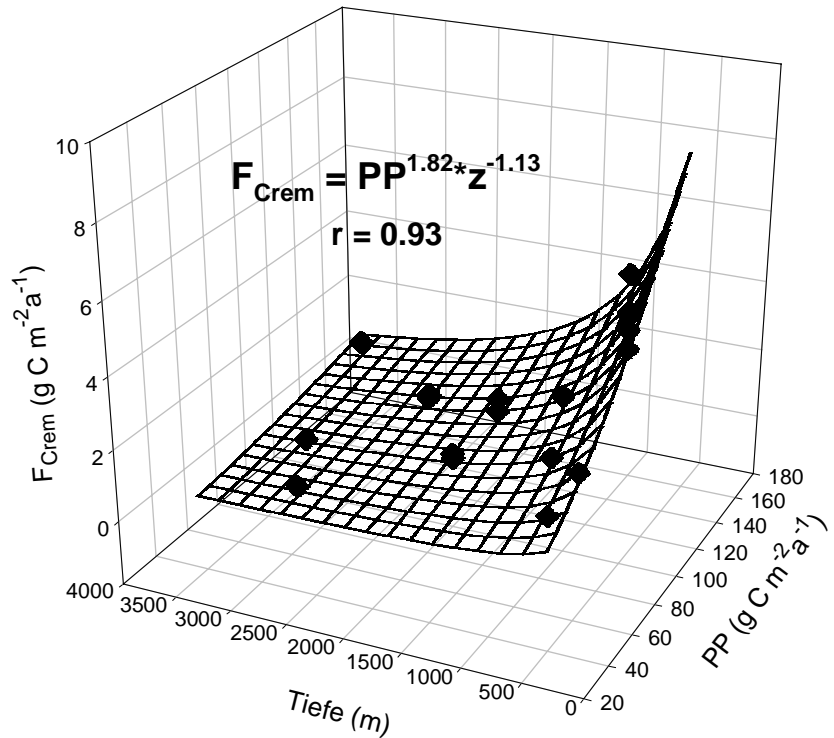
Schlußfolgerung zu den Regressionen

Zusammen mit den hohen Korrelationskoeffizienten geben die Varianzanalysen mit den Wahrscheinlichkeitswerten in allen drei Fällen eine allein auf der Regressionsanalyse beruhende signifikante Beziehung zwischen PP, der Wassertiefe und F_{Crem} wieder. Anhand des unterschiedlichen Verlaufs der Regressionen für diese drei Gebiete sieht man die Notwendigkeit für zukünftige regionale Betrachtungen die Wertebereiche aller Parameter auch im räumlichen Bezug mit Meßdaten abzudecken, um eine zuverlässige Vorhersage zum regionalen C_{org} -Fluß treffen zu können. Um über die Möglichkeit der statistischen Varianzanalyse innerhalb der Regressionsdatensätze hinaus die Zuverlässigkeit der hier aufgestellten empirischen Relationen abschätzen zu können, wird im Weiteren ein semiquantitativer Vergleich anhand unabhängiger Datensätze zu C_{org} -Flüssen durchgeführt. Diese bestehen aus *ex situ*-Daten oder Daten einer ergänzenden Meßmethodik zur Sedimentsauerstoffzehrung und Sinkstoffallenmessungen.

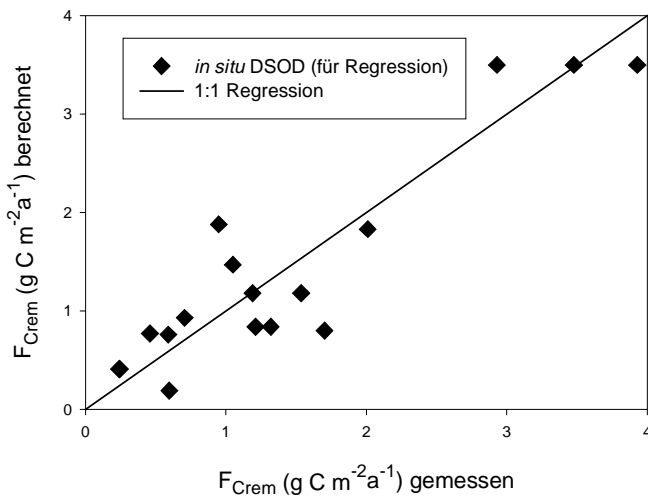
Nördlicher Nordatlantik

Abb. 47: a) Nichtlineare multiple Regression basierend auf den *in situ*-Daten zur diffusiven Sedimentsauerstoffzehrung (DSOD) von Sauter (1997) in Abhängigkeit der Primärproduktion und der Wassertiefe für den nördlichen Nordatlantik.

a



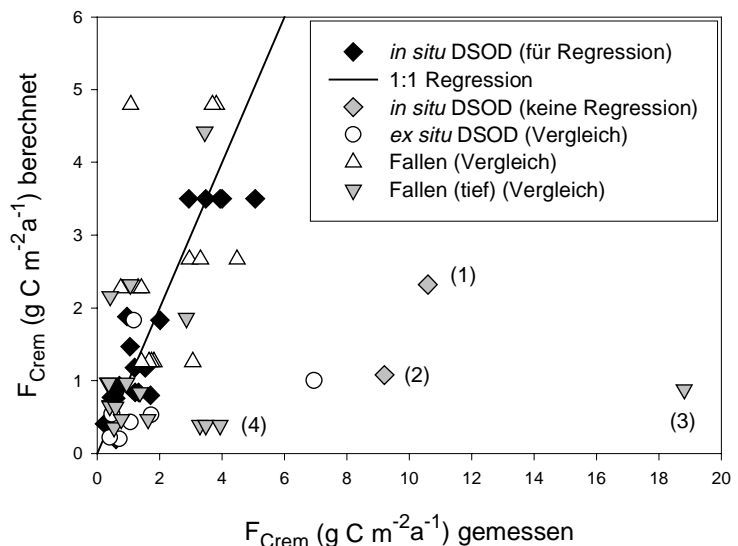
b



b) Vergleich zwischen den gemessenen und berechneten Flüssen zur benthischen Remineralisierung (F_{Crem}), auf denen die Regressionsanalyse beruht.

c

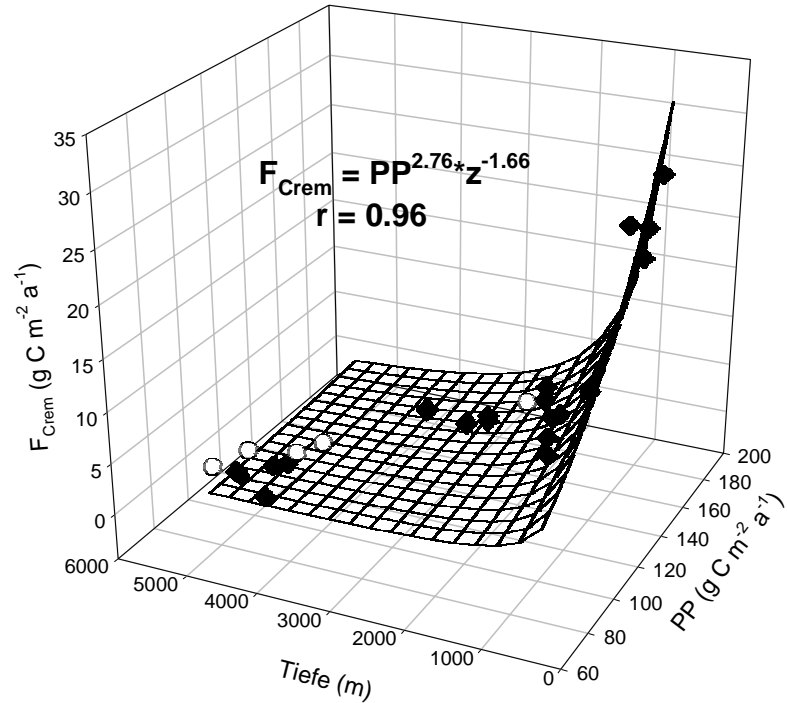
c) Vergleich zwischen den *in situ*-gemessenen Flüssen zur benthischen Remineralisierung (F_{Crem}) der Regressionsanalyse und einem unabhängigen Datensatz, bestehend aus *ex situ*-Daten (DSOD) von Sauter (1997) und Sinkstofffallendaten von Honjo (1990) und Bodungen et al. (1995), auf den dieselbe empirische Beziehung angewandt wurde. Signifikante Abweichungen ergaben sich für den Faeroe-Shetland-Trog (1), das Vöringplateau (2) und für bodennahe Fallen in der Barents- (3) und Norwegensee (4).



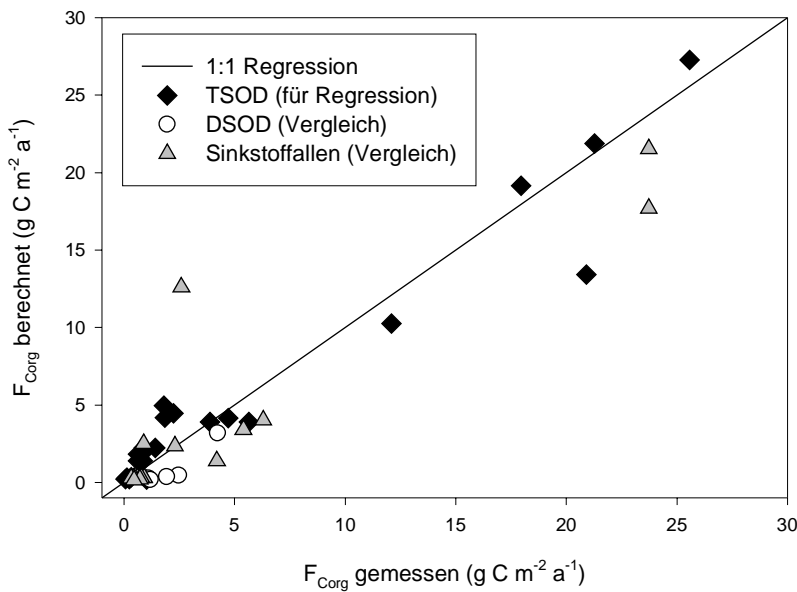
nach Schlüter et al. (in press).

Nordwestatlantik

Abb. 48: a) Nichtlineare multiple Regression basierend auf den *in situ*-Daten zur totalen Sedimentsauerstoffzehrung (TSOD) verschiedener Autoren (siehe Kapitel 5.2.1) in Abhängigkeit der Primärproduktion und der Wassertiefe für den Nordwestatlantik. Zum Vergleich sind *in situ*-Daten der diffusiven Sedimentsauerstoffzehrung (DSOD) von Hales et al. (1994) eingetragen.



b

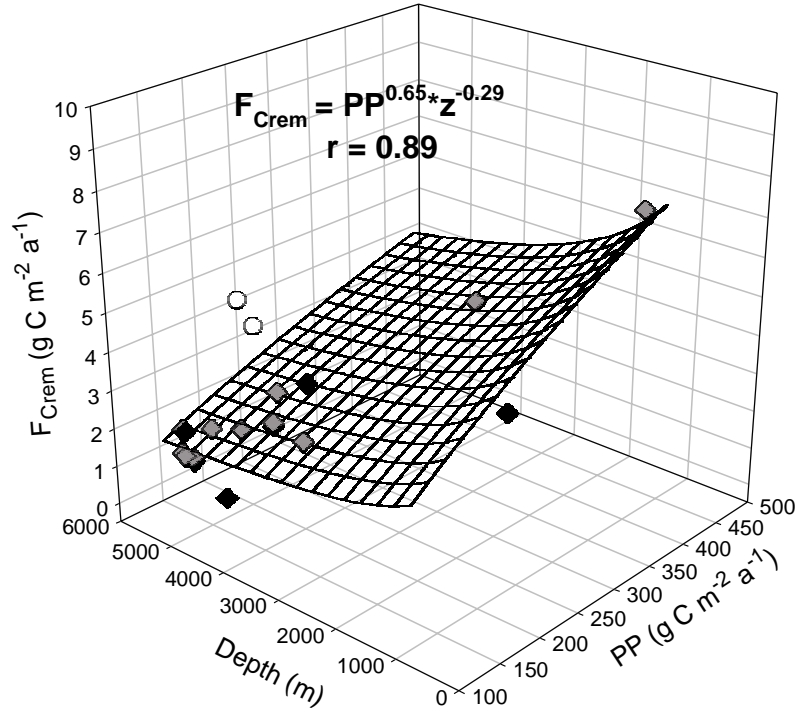


b) Vergleich zwischen den *in situ* gemessenen Flüssen zur benthischen Remineralisierung (TSOD) der Regressionsanalyse und einem unabhängigen Datensatz bestehend aus *in situ*-Daten der diffusiven Sedimentsauerstoffzehrung (DSOD) von Hales et al. (1994) und Sinkstoffallden von Deuser (1987), Sarthein et al. (1987) und Biscaye und Anderson (1994), auf den die selbe empirische Beziehung angewandt wurde.

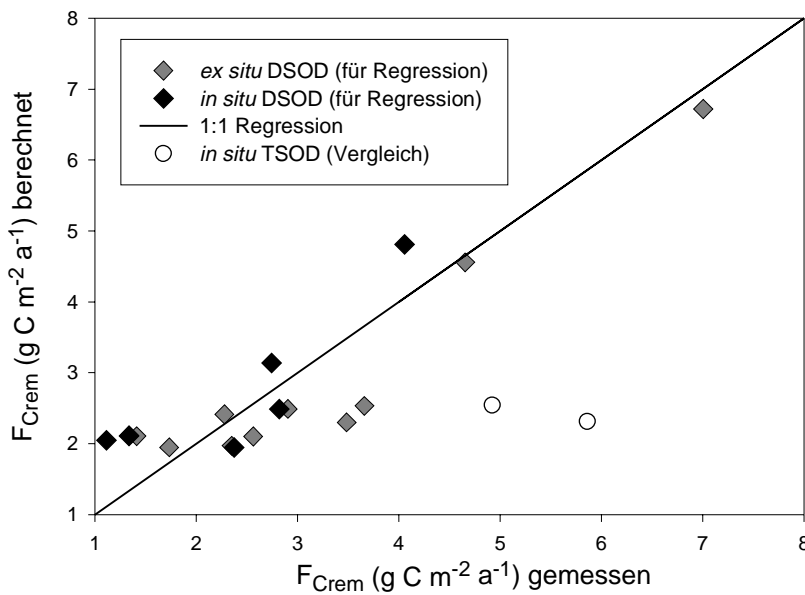
Äquatorialer Ostatlantik

a

Abb. 49: a) Nichtlineare multiple Regression basierend auf den *in situ*- und *ex situ*-Daten zur diffusiven Sedimentsauerstoffzehrung (DSOD) von Archer et al. (1989) und Jahnke et al. (1989) in Abhängigkeit der Primärproduktion und der Wassertiefe für den äquatorialen Ostatlantik. Zum Vergleich sind *in situ*-Daten der totalen Sedimentsauerstoffzehrung (TSOD) (weiße Kreise) von Pfannkuche et al. (1995) eingetragen. (Legende siehe unten)



b



b) Vergleich zwischen den *in situ* und *ex situ* gemessenen Flüssen zur benthischen Remineralisierung (DSOD) der Regressionsanalyse und einem unabhängigen Datensatz bestehend aus *in situ*-Daten der totalen Sedimentsauerstoffzehrung (TSOD) von Pfannkuche et al. (1995), auf den die selbe empirische Beziehung angewandt wurde.

6.1.2 Qualitative Kontrolle der Regressionen

Um die Zuverlässigkeit der hier erstellten Gleichungen abschätzen zu können, wurde je nach Vorhandensein ein zweiter Datensatz an C_{org} -Flüssen aufgestellt, der nicht in der Regressionsanalyse berücksichtigt wurde und somit eine unabhängige Kontrolle ermöglichte. Es handelt sich zum einen um Sinkstoffallendaten und zum anderen um *ex situ*-Daten oder um Daten einer anderen Methodik zur Bestimmung der Sedimentsauerstoffzehrung im Gegensatz zu der, die ausschließlich zur Regressionsanalyse herangezogen wurde. Auf diesen Datensatz wurde die auf *in situ*-Daten basierende statistische Beziehung angewandt und mit den Ergebnissen der Regressionsanalyse verglichen (Abb. 47c, 48b und 49b). Die Gegenüberstellung zeigt, daß sowohl die meisten der *in situ*-Daten (DSOD und TSOD) als auch die *ex situ*-Daten und Sinkstoffallendaten nahe der Regressionslinie (1:1) liegen. Diese Übereinstimmung läßt auf eine gute Anpassung der Regressionen schließen, die allein auf den jeweiligen in sich homogenen Ausgangsdatsätzen basieren.

Signifikante Abweichungen sind für alle drei Gebiete nur in Einzelfällen festzustellen. Denn in Sinkstoffallen wird beispielsweise die *rain rate* von sowohl labilem als auch refraktärem POC erfaßt, wohingegen benthische C_{org} -Flüsse, die über Sedimentsauerstoffzehrung ermittelt wurden, den labilen, remineralisierbaren Anteil an der POC-*rain rate* widerspiegeln (siehe Kapitel 4.3.1). Außerdem ist anzuführen, daß benthische C_{org} -Flüsse, die unter *ex situ*-Bedingungen ermittelt wurden, ungenauer sind (in der Regel überschätzt) als die *in situ* gemessenen (Glud et al., 1994; Glud et al., 1999). Weiterhin bestehen Restriktionen aufgrund mangelnder Effizienz von Sinkstoffallen (Gust et al., 1992; Siegel und Deuser, 1997) oder aufgrund des Vergleiches zwischen Sinkstoffallendaten und direkten benthischen Flußmessungen (siehe Kapitel 4.2.2 und 4.3.2). Aufgrund der unterschiedlichen Bestimmungsmethoden handelt es sich hier nur um einen semiquantitativen Test, der konsequenterweise eine genaue Übereinstimmung nicht erwarten läßt. Wenn jedoch die Abweichungen von gemessenen zu berechneten Werten weit ab vom Ungenauigkeitsbereich der Meßmethodik liegen, sind zusätzliche lokale Prozesse die Ursache, die nicht mit den hier aufgestellten Beziehungen zwischen PP, Wassertiefe und F_{Crem} erfaßt werden können. Hierzu zählen beispielsweise lokal erhöhte POC-Flüsse auf das Sediment durch kleinregionale Unterschiede im Verhältnis von PP zu Export oder überdurchschnittlich starke laterale Transportprozesse (*bottom-focussing*).

Im Falle des **nördlichen Nordatlantiks** konnte ein umfangreicher unabhängiger Datensatz aus *ex situ*-Daten zur diffusiven Sedimentsauerstoffzehrung von Sauter (1997) und Sinkstoffallendaten von Honjo (1990) und Bodungen et al. (1995) hinzugezogen werden (siehe Abb. 33, Kapitel 5.1.2) (Schlüter et al. in press). Die Abbildungen 47b und 47c zeigen eine gute Übereinstimmung der gemessenen mit den berechneten Werten sowohl für die in der Regressionsanalyse verwendeten Daten als auch für den unabhängigen Datensatz. Zwei Stationen, an denen Sauerstoffzehrung *in situ* gemessen wurde, zeigen allerdings signifikante Abweichun-

gen (Abb. 47c). Auf dem Vöringplateau (2) und im Faeroer-Shetland-Kanal (1) wurden wesentlich höhere C_{org} -Flüsse gemessen, als diese durch die empirischen Relationen berechnet wurden (Abb. 47c). Abbildung 50 stellt die Verteilung der gemessenen Flußraten im nördlichen Nordatlantik dar. Im Falle des Vöringplateaus handelt es sich um ein Hochakkumulationsgebiet (Blaume, 1992; Jensen et al., 1992), in dem Graf et al. (1995) hohe Remineralisierungsraten und erhöhte Makrofaunenaktivität feststellten. Der Faeroer-Shetland-Kanals ist die Eintrittsstelle, an der das Nordatlantikwasser in den nördlichen Nordatlantik strömt (Kapitel 2.1.2). Diese Region ist durch hohe Strömungsgeschwindigkeiten gekennzeichnet (Dorey, 1978), die zu starken lateralen Transportprozessen führen. Infolgedessen ist lokal eine intensive Resuspension oder Anreicherung von C_{org} wahrscheinlich.

Weitere Abweichungen von der Regressionslinie ergeben sich für einige tiefe Sinkstoffallen, die wenige Meter über dem Meeresboden angebracht worden waren und die Partikelflüsse nahe der Sedimentoberfläche im Norwegenbecken (4) und am norwegischen Kontinentalhang zur Barentssee (3) erfaßten (Abb. 47c). Neben dem vertikalen POC-Fluß der Wassersäule werden solch tiefe Sinkstoffallen durch Resuspension insbesondere von refraktärem, bereits einmal abgelagertem C_{org} und lateralem Transport innerhalb der Bodenepeloidschicht beeinflusst. Untersuchungen zu Biomarkern (Thomsen et al., 1998) und Strömungsgeschwindigkeiten (Thomsen, 1993) ergaben eine intensive Resuspension und erhöhten lateraler Transport am Meeresboden in diesen Regionen, was zu einem erhöhten Partikelfluß nahe der Sedimentoberfläche führt. Insgesamt betrachtet gibt die für den nördlichen Nordatlantik aufgestellte Beziehung sowohl die benthischen C_{org} -Flüsse als auch die Sinkstoffallenflüsse sehr gut wieder.

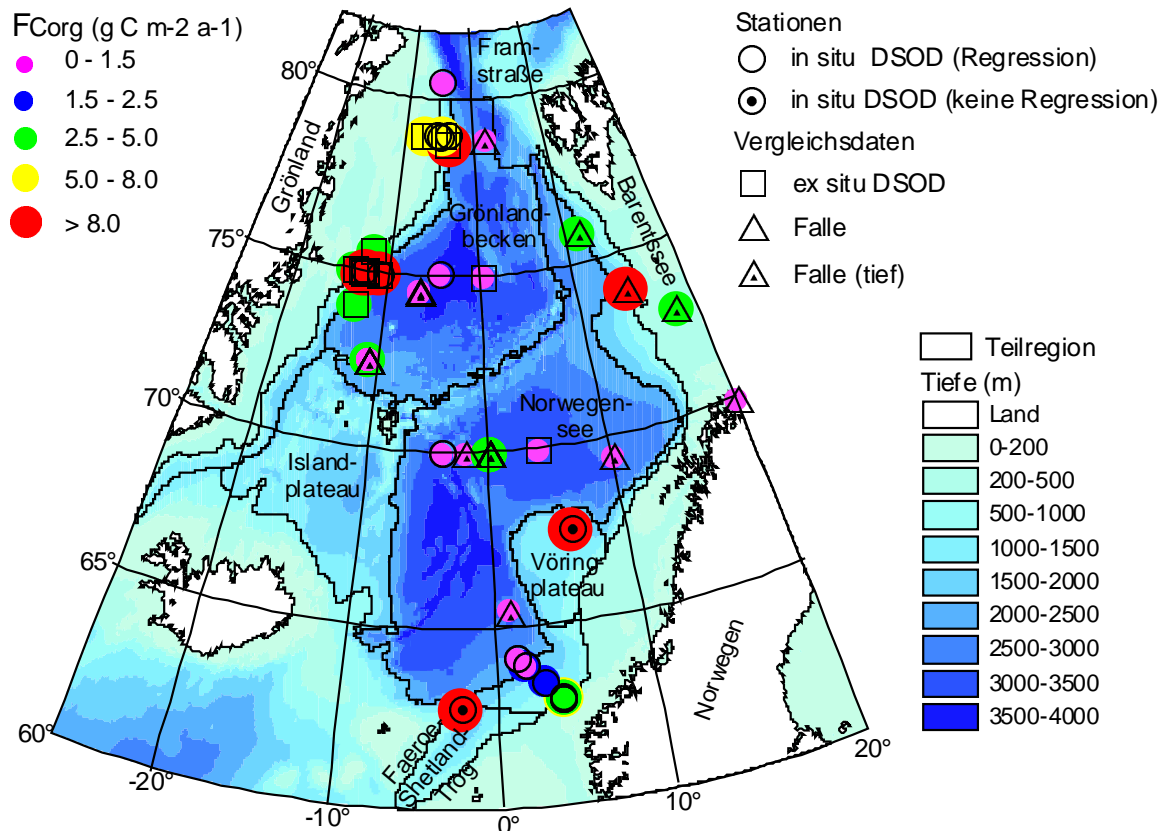


Abb. 50: Größenordnung der benthischen C_{org} -Flüsse, die mit Hilfe von *in situ*- O_2 -Porenwasserprofilen (DSOD) im nördlichen Nordatlantik bestimmt wurden und die in der Regressionsanalyse berücksichtigt wurden. Sinkstofffallen und ex situ-Daten wurden zu Vergleichszwecken herangezogen.

Im Untersuchungsgebiet des **Nordwestatlantiks** basiert die Regression auf C_{org} -Flüssen, die mit Hilfe der gesamten Sedimentsauerstoffzehrung (TSOD) aus benthischen Inkubationsversuchen *in situ* bestimmt wurden (Kapitel 5.2.1). Diesem Datensatz wurden zum Vergleich *in situ*-Daten zur diffusiven Sedimentsauerstoffzehrung (DSOD) von Hales et al. (1994) gegenübergestellt, die in vergleichbar guter Qualität wie die von Sauter (1997) im nördlichen Nordatlantik vorliegen. Des Weiteren wurden Sinkstofffallendaten von Biscaye und Anderson (1994), Deuser (1987) und Sarnthein et al. (1987) hinzugezogen (siehe Abb. 34, Kapitel 5.1.2). Auch in diesem Falle liegen die gemessenen und berechneten Werte für beide Datensätze nahe der Regressionslinie (1:1) und indizieren eine gute Anpassung der empirischen Gleichung an die Meßdaten (Abb. 48b).

Im Gegensatz zum nördlichen Nordatlantik steigt die Regressionskurve im Bezug auf F_{Crem} bei Wassertiefen kleiner 1100m sehr stark an (Abb. 48a). Dies ist auf die insgesamt sehr hohen benthischen Meßwerte (TSOD) in diesem Bereich zurückzuführen, die durch die Regression wiedergegeben werden. Die Frage stellt sich, inwieweit diese Werte repräsentativ für diesen Bereich sind. Aus diesem Grunde wurde die räumliche Verteilung der Meßwerte ge-

prüft. Abbildung 51 zeigt die auf zwei Lokalitäten beschränkten sehr hohen F_{Crem} -Werte am Kontinentalhang des Untersuchungsgebiets, einmal vor Cape Hatteras und einmal südwestlich im Bereich der Bahamas. Die sehr hohen benthischen Flußwerte (18.0 bis $25.6 \text{ g C m}^{-2}\text{a}^{-1}$) in 750 bis 1100m Wassertiefe wurden im dem eng begrenzten SEEP-Untersuchungsgebiet vor *Cape Hatteras* ermittelt und stammen ausschließlich aus den zugehörigen Studien von Anderson et al. (1994) und Rowe et al. (1994) (Kapitel 5.2.1). Diese Autoren stellten am oberen Kontinentalhang in Tiefen kleiner 1100m fast genauso hohe Sedimentsauerstoffzehrungsraten wie in Schelfbereichen fest (Abb. 51). Sie postulierten für diesen Bereich des Kontinentalhanges einen *Depocenter* für organischen partikulären Kohlenstoff, der mit anhaltendem lateralem Partikeleintrag aus dem Schelf begründet wurde. Aufgrund der Golfstromdynamik treten vor *Cape Hatteras* starke Bodenströmungen am nordostamerikanischen Kontinentalhang auf (Biscaye et al., 1994; Savidge und Bane, 1999), die für erhöhten lateralen Partikeltransport entlang der Schelfkante und des Kontinentalhanges sorgen. Da es sich hier um eine begrenzte Lokalität (SEEP-Gebiet) handelt, die aufgrund der beschränkten Datenlage mit starkem Gewicht in die Regressionsgleichung eingeht, muß vorerst angenommen werden, daß diese Werte nicht repräsentativ für den gesamten nordostamerikanischen Kontinentalhang sind und insgesamt zu hohe Flußwerte bei der Bilanzierung der entsprechenden Bereiche wiedergeben. In Abbildung 52 sind die gemessenen Flüsse in Abhängigkeit zum Küstenabstand dargestellt. Es zeigt sich, daß im Falle des hier postulierten *Depocenter* hohe Flüsse den Kontinentalhangbereich ab ca. 1200m aufwärts bestimmen und diese nicht durch eine erhöhte PP allein für diesen Bereich zu erklären sind. Die Regression spiegelt die Merkmale des *Depocenter* mit insgesamt erhöhten C_{org} -Flüsse am Hang wider, deren räumliches Ausmaß schwer abzuschätzen ist. Die gute Anpassung der Regression an diesen Sonderfall ist ein weiteres Indiz für die Möglichkeit mit Hilfe regional ausgewählter Datensätze kleinräumige Sonderfälle zu erfassen und in den Bilanzen entsprechend zu wichten.

Eine weitere Station mit hohem benthischen C_{org} -Fluß ($12.1 \text{ g C m}^{-2}\text{a}^{-1}$) in 675m Wassertiefe kommt im Bahamasgebiet dazu (Abb. 51). Hinga et al. (1979) machten dafür eine erhöhte Faunenaktivität und lateralen C_{org} -Eintrag verantwortlich, da hier kein adäquater vertikaler C_{org} -Fluß in der Wassersäule anhand von Sinkstoffallendaten festgestellt wurde, der die gemessenen hohen benthischen Flußraten hätte bedingen können. Hinzukommend liegt dieser Meßwert im Einflußgebiet des ausgedehnten Schelfbereiches der Bahamas mit hoher Produktivität.

Da für den Nordwestatlantik nur C_{org} -Flüsse aus TSOD-Bestimmungen herangezogen wurden, muß der Anteil der heterotrophen Respiration der Sedimentfauna an der benthischen Remineralisierung berücksichtigt werden (Kapitel 4.3.2.2). Dies kann wie im Falle der Bahamas in geringeren Wassertiefen und bei hoher PP zu sehr hohen benthischen C_{org} -Flußbestimmungen führen (Hinga et al., 1979). Auch Anderson et al. (1994) geben für den

Bereich des *Depocenter* im Bezug auf die gesamte Sedimentsauerstoffzehrung (TSOD) eine geringe C_{org} -Remineralisierung im Sediment (DSOD) von 10% an. Dieser Unterschied gibt für den *Depocenter*-Bereich ebenfalls Hinweis auf eine erhöhte benthische Faunenaktivität.

Zusammenfassend ergeben sich erhöhte benthische Remineralisierungsraten für den Kontinentalhangbereich bis ca. 1200m. Ob diese allerdings durchwegs so hoch sind, wie die hier in der Regression wiedergegebenen Flüsse, kann aufgrund der Datenlage nicht abgeschätzt werden. Die Bilanzen können daher für die gesamte Situation des nordostamerikanischen Kontinentalhanges überschätzt sein. Sinkstofffallendaten nahe des Kontinentalhanges geben jedoch in gleicher Tiefe ähnlich hohe Flüsse wieder (Abb. 48a und 52).

Im Gegensatz zu diesen hohen C_{org} -Flüssen im Hangbereich stehen die sehr niedrigen, gemessenen Flüsse der pelagischen Tiefseeregionen, die auch vom unabhängigen Vergleichsdatensatz zur diffusiven Sedimentsauerstoffzehrung von Hales et al. (1994) bestätigt werden (Abb. 48a). Da sich kein Unterschied zwischen TSOD- und DSOD-Werten zeigt, kann davon ausgegangen werden, daß in der Tiefsee der pelagischen Meeresregionen die Faunenaktivität vernachlässigbar ist (Glud et al., 1994). Die Regressionsgleichung gibt zusammen mit den vergleichenden Sinkstofffallenflüssen die entsprechend geringen Werte in diesem Bereich gut wieder (Abb. 48b)

Der signifikante Unterschied in den Größenordnungen benthischer C_{org} -Flüsse ab ca. 1200m Wassertiefe kann als ein Ausdruck der starken Abnahme der Flußraten mit der Tiefe angesehen werden, die mit dem Küstenabstand einhergehen (Abb. 52). Daß dies kein Artefakt der räumlichen Verteilung der Meßdaten von der Golfstromregion (GFST) in die oligotrophe Region des nordwestatlantischen Zentralwirbels (NAST W) ist, zeigen andere Meßstationen in GFST, die trotz hoher PP keine derartig erhöhten Flüsse aufweisen (Abb. 51).

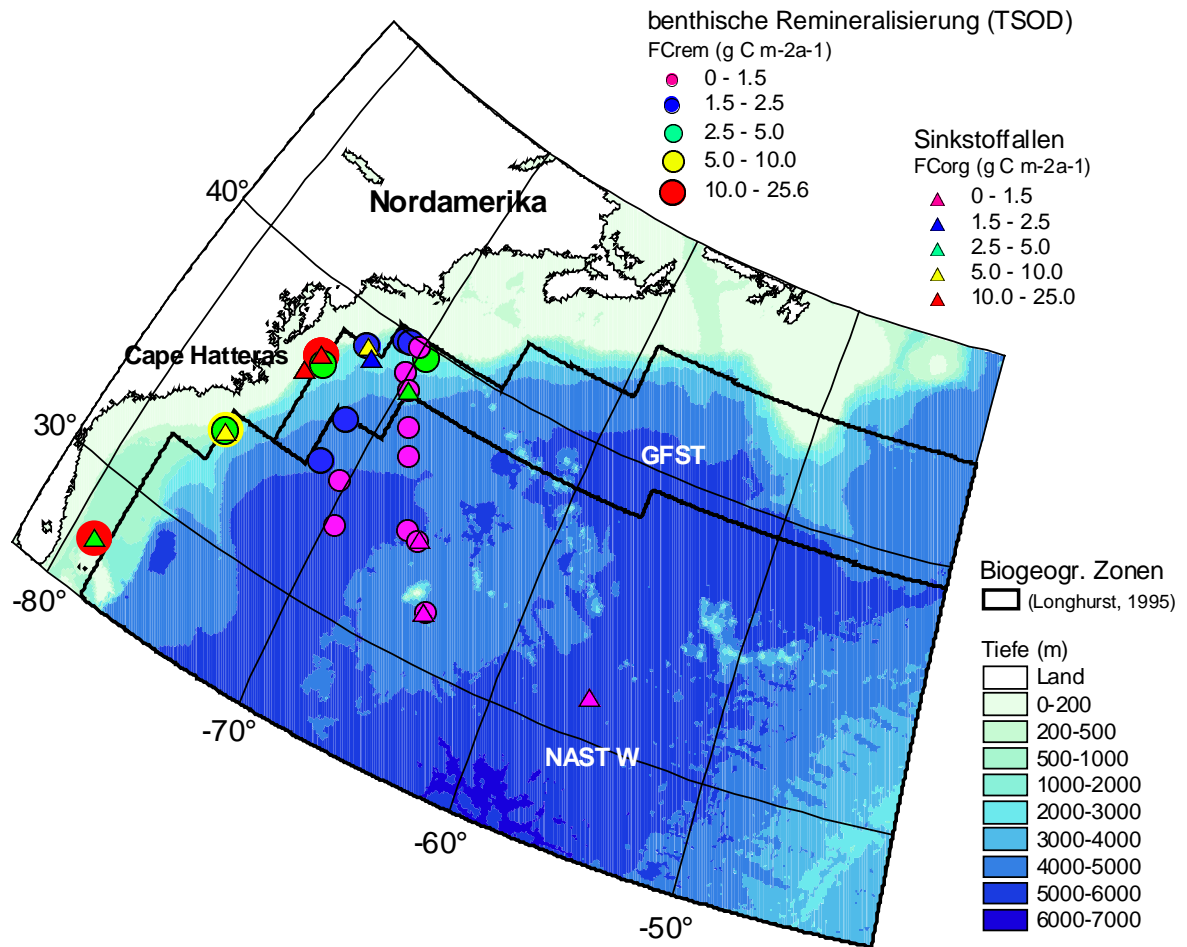


Abb. 51: Größenordnung der benthischen C_{org} -Flüsse, die mit Hilfe der gesamten *in situ*-Sedimentsauerstoffzehrung (TSOD) im Nordwestatlantik bestimmt wurden und die in der Regressionsanalyse berücksichtigt wurden. Sinkstoffallen wurden zu Vergleichszwecken herangezogen.

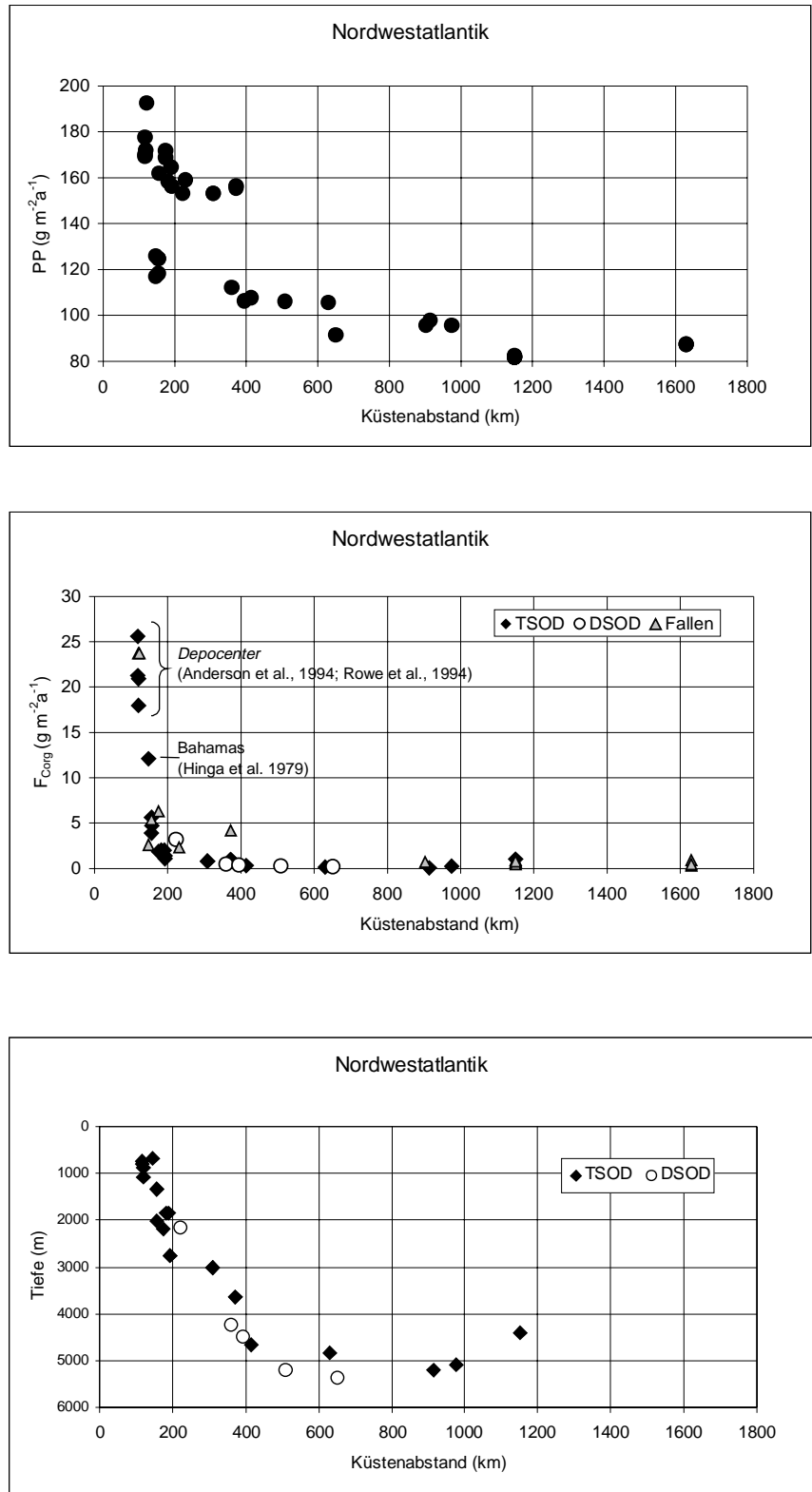


Abb. 52: Räumliche Verteilung der Felddaten in Abhängigkeit vom Küstenabstand im Nordwestatlantik. *In situ* gemessene Flüsse der benthischen Remineralisierung (TSOD) und Daten zur Primärproduktion von Antoine et al. (1996) wurden zur Regressionsanalyse herangezogen und mit einem unabhängigen Datensatz bestehend aus *in situ*-Daten der diffusiven Sedimentsauerstoffzehrung (DSOD) von Hales et al. (1994) und Sinkstoffallendaten von Deuser (1987), Sarnthein et al. (1987) und Biscaye und Anderson (1994) verglichen. Aufgrund der räumlichen Datenverteilung bestimmen hohe benthische C_{org} -Flüsse im Bereich des Depocenter und der Bahamas den oberen Kontinentalhang.

Für das Untersuchungsgebiet im **äquatorialen Ostatlantik** konnte ein unabhängiger Vergleichsdatensatz nicht aufgestellt werden, da innerhalb der hier betrachteten Region keine Sinkstoffallendaten zur Verfügung standen. Die Regression beruht hier auf benthischen C_{org} -Flüssen von Archer et al. (1989) und Jahnke et al. (1989), die über die diffusive Sedimentsauerstoffzehrung bestimmt wurden, wobei hier aufgrund der geringen Datendichte zwischen *in situ* und *ex situ* nicht unterschieden werden konnte. Nur zwei *in situ*-Stationen von Pfannkuche et al. (1995) zur gesamten Sedimentsauerstoffzehrung (TSOD), die innerhalb der betrachteten Region liegen, konnten zu unabhängigen Vergleichszwecken herangezogen werden (Abb. 53). Abbildung 49b zeigt wie nahe gemessene und berechnete Werten der Regressionsanalyse an der 1:1-Linie liegen. Somit gibt die aufgestellte Gleichung die Daten gut wieder. Signifikante Abweichungen zeigen nur die unabhängigen Vergleichsdaten von Pfannkuche et al. (1995) (Abb. 49b). Da sowohl die gemessenen als auch berechneten Flüsse von Pfannkuche et al. (1995) aus Sedimentinkubationsversuchen (TSOD) höher liegen als die C_{org} -Flüsse von Archer et al. (1989) und Jahnke et al. (1989) in vergleichbarer Wassertiefe, läßt dies auf Prozesse schließen, die nicht allein mit der Abhängigkeit zur PP und zur Wassertiefe ausgedrückt werden können. Da Sedimentinkubationsversuche die gesamte Sedimentsauerstoffzehrung messen, wird die heterotrophen Respiration der benthischen Fauna miterfaßt. Nach Glud et al. (1994) lassen sich erhöhte TSOD- gegenüber DSOD-Bestimmungen mit einer intensiveren benthischen Faunenaktivität erklären. Nach neueren Untersuchungen von Glud et al. (1999) zeigt sich die Notwendigkeit zwischen den verschiedenen Flußbestimmungen zu unterscheiden und empirische Einzelstudien pro Datensatz und Region durchzuführen, wie es in dieser Arbeit vollzogen wurde. Beim Vergleich von qualitativ hochwertigen TSOD- und DSOD-Messungen anhand von hochauflösenden O_2 -Porenwasserprofilen in verschiedenen Gebieten mit und ohne Auftriebsgeschehen zeigte sich nach Glud et al. (1999), daß die Makrofaunenaktivität in Auftriebsgebieten in der Tat signifikant sein kann und daher für den regionalen Kohlenstoffumsatz in Tiefseesedimenten relevant ist. Eine Vereinheitlichung der unterschiedlichen Bestimmungsmethoden (TSOD und DSOD) benthischer Remineralisierung und deren Extrapolation würde dem nicht gerecht werden.

Die hier verwendeten Daten anhand von O_2 -Porenwasserprofilen sind im Vergleich zu den Daten von Sauter (1978) im nördlichen Nordatlantik als qualitativ untergeordnet einzustufen, da sie weniger hochauflösend sind (1mm), nur als oberer Grenzwert der diffusiven Sedimentsauerstoffzehrung (DSOD) an der Sediment-Wassergrenzschicht bestimmt wurden und zusätzlich Dekompressionseffekte bei *ex situ*-Werten in Betracht gezogen werden mußten (Archer et al., 1989; Jahnke et al., 1989a) (Kapitel 5.1.2). Trotz dieser Umstände geben *in situ*- und *ex situ*-Werte die gleichen Abhängigkeiten gegenüber PP und Wassertiefe innerhalb der Regression gut wieder (Abb. 49b).

Neuere Untersuchungen von Glud et al. (1999) zeigen, daß *in situ*-Sauerstoffzehrungsraten im Auftriebsgebiet des SE-Pazifiks generell höher liegen, als in vergleichbaren Wassertiefen in Regionen ohne Auftriebsgeschehen. Die Daten im SE-pazifischen Auftriebsgebiet bestätigen die hohen Flußraten, die im Auftriebsgebiet vor NW-Afrika gemessen wurden (Glud et al., 1994). Derartig hohe Flüsse der benthischen Remineralisierung werden auch von den hier zur Regressionsanalyse herangezogenen Daten von Archer et al. (1989) und Jahnke et al. (1989a) wiedergegeben. Diese Tatsache spricht dafür, daß die Flußbestimmungen von Archer et al. (1989) und Jahnke et al. (1989a) trotz Unsicherheiten in der Methode repräsentativ für das Auftriebsgebiet vor Afrika sind und die Regressionsgleichung dahingehend für eine erste regionale Bilanzierung dieser Flüsse herangezogen werden kann.

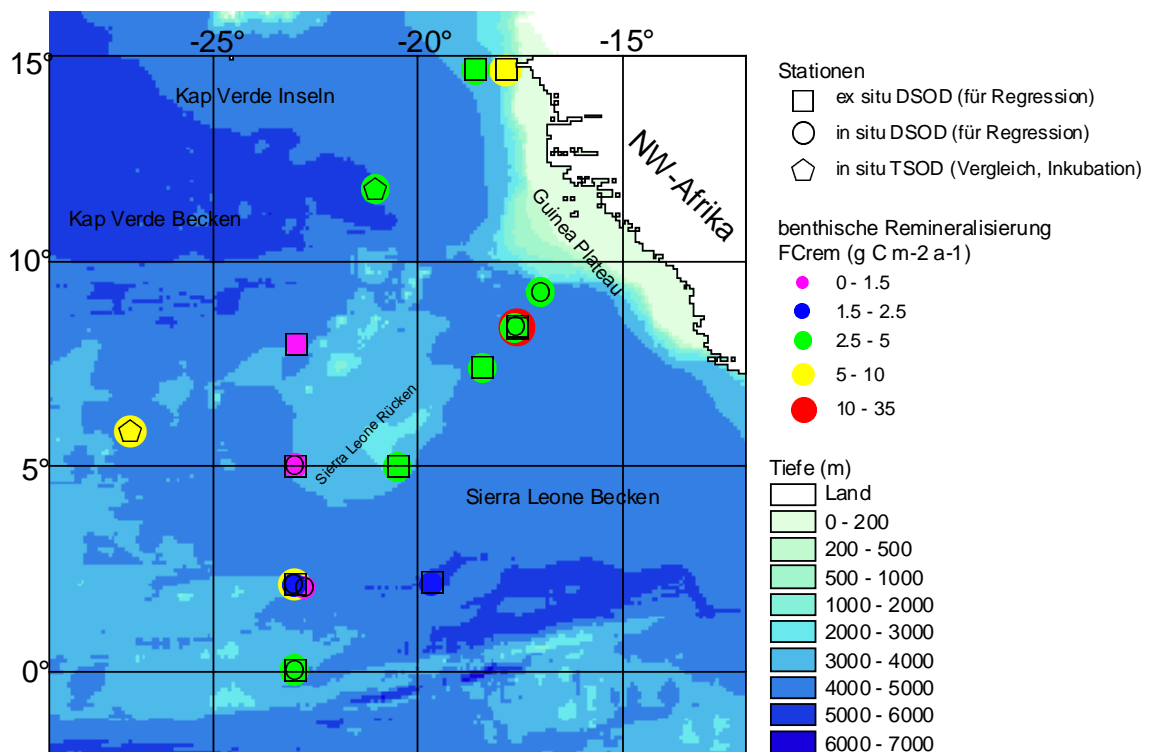


Abb. 53: Größenordnung der benthischen C_{org} -Flüsse, die mit Hilfe der diffusen Sedimentsauerstoffzehrung (DSOD) im äquatorialen Ostatlantik bestimmt wurden und die in der Regressionsanalyse berücksichtigt wurden. Daten zur gesamten Sedimentsauerstoffzehrung (TSOD) aus *in situ*-Inkubationskammernversuchen wurden zu Vergleichszwecken herangezogen.

Wertung der drei Gebiete

Für eine verlässliche flächenbezogene Stoffflußverteilung ist eine vergleichende Beurteilung der abgeleiteten Regressionen erforderlich. Mögliche Einschränkungen können sich zum einen durch die Zuverlässigkeit der Felddaten ergeben (Meßmethodik) und zum anderen durch die Frage, inwieweit diese für die natürlichen regionalen Verhältnisse repräsentativ sind. Dahingehend ist die Regression für den nördlichen Nordatlantik, die mit Hilfe der qualitativ sehr guten *in situ*-Daten von Sauter (1997) erstellt wurde am höchsten einzustufen, wobei auch die im Untersuchungsgebiet vorkommenden Wertebereiche für PP, Wassertiefe und F_{Crem} gut

abgedeckt sind. Im Nordwestatlantik ist die Datenqualität der benthischen Flüsse ebenfalls gut, beinhaltet jedoch zusätzlich die benthische heterotrophe Respiration. Hier ergeben sich mögliche Überschätzungen der benthischen Flußraten im oberen Kontinentalhangbereich, da aufgrund der räumlichen Datenverteilung ausschließlich hohe Flußraten zweier Lokalitäten den Regressionsverlauf stark beeinflussen. Die Regression spiegelt in diesem Falle einen *Depocenter* für C_{org} am Kontinentalhang wieder, dessen räumliches Ausmaß nicht abzuschätzen ist. Im äquatorialen Ostatlantik ergibt sich eine mögliche Überschätzung der Flußraten im Bereich mittlerer Tiefe, da dieser durch die räumliche Datenverteilung nicht vollkommen abgedeckt ist. Die Datenqualität ist im Hinblick auf die beiden anderen Gebiete als untergeordnet einzustufen, da es sich nicht ausschließlich um *in situ*-Daten handelt und die Bestimmungsmethode weniger exakt ist. Der Regressionsverlauf gibt aber trotzdem eine gute Abhängigkeit gegenüber PP und Wassertiefe wieder.

Schlußfolgerungen

Da in allen drei Fällen benthische C_{org} -Flüsse, die mit Hilfe von Sedimentsauerstoffzehrung ermittelt wurden, zur Primärproduktion und zur Wassertiefe in Beziehung gesetzt werden konnten, kann von einem vorherrschenden vertikalen POC-Fluß ausgegangen werden und davon, daß der größte Teil des sedimentierenden C_{org} innerhalb von mehreren Monaten bis Jahren am Meeresboden abgebaut wird. Die gute Übereinstimmung mit den Vergleichsdatensätzen kann als ein semiquantitativer Test für die Zuverlässigkeit der hier aufgestellten empirischen Beziehungen zwischen PP, Wassertiefe und der benthischen Sauerstoffzehrung bzw. Remineralisierung von C_{org} gelten. Signifikante Abweichungen gemessener benthischer C_{org} -Flüsse gegenüber berechneten an bestimmten Lokalitäten, lassen im Einzelfall neben PP und Wassertiefe auf kleinregionale Prozesse schließen. Hierzu zählen Resuspension und laterale Transportprozesse wie im nördlichen Nordatlantik, erhöhter Eintrag von der Schelfkante zum Kontinentalhang (*Depocenter*) wie im Nordwestatlantik und Makrofaunenaktivität im äquatorialen Ostatlantik. Diese signifikanten Abweichungen stellen eine zusätzliche Indikation für die Sensitivität der hier aufgestellten statistischen Relationen dar. Einschränkungen ergeben sich aus der gegenwärtigen Datenlage, da die Meßstellenverteilung eine Vorauswahl bezüglich regionaler Bilanzen darstellt. Mit Hilfe der hier für jedes Untersuchungsgebiet vorgestellten Datensätze entstanden unterschiedliche Relationen, die einerseits ortsspezifische Meßwerte entsprechend würdigen und andererseits die speziellen Verhältnisse innerhalb unterschiedlicher Regionen beinhalten.

6.2 Flächenbezogene Stoffflußverteilung und Massenbilanzen

Mit Hilfe der hier aufgestellten empirischen Relationen zwischen Primärproduktion, Wassertiefe und benthischer Remineralisierung wurden für jedes Untersuchungsgebiet charakteristische Stoffflußkarten durch Verschneidung und Verrechnung der entsprechenden Datensätze mit den in Kapitel 3 ausführlich beschriebenen GIS-Techniken erstellt. Diese Stoffflußkarten werden im Folgenden vorgestellt. Anschließend erfolgt eine differenzierte Betrachtung der Stoffflüsse im Hinblick auf die Tiefenverteilung und im Vergleich mit existierenden global aufgestellten Beziehungen sowie unter Berücksichtigung unterschiedlicher biogeographischer Teilregionen. Zu diesem Zweck wurden detaillierte Einzelbilanzierungen wie in Kapitel 5.4 beschrieben durchgeführt. Um die visuelle Vergleichbarkeit zu gewährleisten wurde dieselbe Farbskala für die Primärproduktion und für die benthischen C_{org} -Flüsse zur Darstellung der Stoffflußkarten für alle drei Untersuchungsgebiete verwendet.

6.2.1 Primärproduktion

Die jährlichen durchschnittlichen Primärproduktionsraten wurden einerseits zur Erstellung der empirischen Gleichungen dem Datensatz von Antoine et al. (1996) entnommen und andererseits zur Generierung der Stoffflußkarten verwendet. Die Vorteile, die ein PP-Datensatz, der aufgrund von langjährigen flächendeckenden Satellitenaufnahmen der Chlorophyllfarbverteilungsfelder entstanden ist, wurden bereits in Kapitel 4.1.2.2 und Kapitel 5.1.2 diskutiert. Im Gegensatz zu lokalen ^{14}C -Messungen sind saisonale und episodische PP-Ereignisse in diesen PP-Werten enthalten. Somit ergeben diese einen Langzeitmittelwert der marinen Primärproduktion, der dem Langzeitsignal der benthischen Remineralisierung adäquat ist.

Die Verteilungsmuster der PP zeigen eine Variation um den Faktor 3 bis 4 zwischen Kontinentalrand und offenem Ozean (Abb. 54a und 55), wohingegen die benthischen Flüsse um den Faktor 20 über die gleiche Entfernung variieren. Da die PP vor allem am Kontinentalhang aufgrund hoher Werte und geringerer Wassertiefe nach den hier aufgestellten empirischen Relationen einen starken Einfluß auf F_{Crem} ausübt, soll die Zuverlässigkeit des hier verwendeten PP-Datensatzes kurz diskutiert werden. Dazu können aufgrund der derzeitigen Datenlage nur lokale *in situ*-PP-Messungen mit Hilfe der ^{14}C -Methode herangezogen werden. Generell unterliegt die PP in hohen und mittleren Breiten starken saisonalen Schwankungen, so daß Vergleiche jährlich gemittelter Werte aus Satellitendaten mit gemittelten Werten lokaler Einzelmessungen nur bedingt möglich sind (siehe Diskussion Kapitel 4.1.2).

Auf die Schwierigkeit hinsichtlich der Vergleichbarkeit von PP-Angaben unterschiedlicher Bearbeiter aufgrund ungleicher Flächenabschätzung weisen Longhurst et al. (1995a) hin. Diese Probleme wurden hier mit GIS-Techniken gelöst, die die exakte Verschneidung und flächentreue Projizierung aller Datensätze ermöglichten (siehe Kapitel 3).

Vergleichende Flächenbilanzen in GIS ergaben, daß PP-Angaben von Longhurst et al. (1995a) für die Einzelregionen im Untersuchungsgebiet des **nördlichen Nordatlantiks** (siehe Kapitel 5.4.3), die den ARCT- und SARC-Provinzen von Longhurst et al. (1995a) entsprechen, bei durchschnittlich 417 und 355 g C m⁻² a⁻¹ liegen. Diese Werte sind bis zu 4-mal höher als entsprechende Angaben von Antoine et al. (1996) von durchschnittlich 109 bzw. 107 g C m⁻² a⁻¹ in diesen Provinzen. Abbildung 54 zeigt die unterschiedlichen PP-Verteilungen beider Datensätze, wobei insbesondere die bessere Auflösung und Wiedergabe der natürlichen ozeanographischen Situation bei Antoine et al. (1996) auffallen. Darüber hinaus zeigen die Daten von Antoine et al. (1996) im Gegensatz zu Longhurst et al. (1995a) in der Norwegensee und der Grönlandsee mit 99.4 und 88.0 g C m⁻² a⁻¹ eine gute lokale Übereinstimmung mit entsprechenden ¹⁴C-Messungen von Bodungen (1995) von 90 und 85 g C m⁻² a⁻¹. Auch die globale PP-Verteilungskarte von Koblenz-Mishke und Vedernikov (1977) basierend auf ¹⁴C-Messungen zeigt mit ihrer Spannweite von 50 bis 180 g C m⁻² a⁻¹ in der Grönland- und Norwegensee eine ähnliche Größenordnung wie die von Antoine et al. (1996). Wegen der guten Übereinstimmung mit lokalen Felddaten und der flächendeckenden hohen Auflösung stellt der PP-Datensatz von Antoine et al. (1996) einen geeigneten Ausgangsdatsatz zur Verrechnung und zur Extrapolation biogeochemischer Stoffflüsse dar.

Auch im **Nordwestatlantik** sind die Größenordnungen der PP-Angaben von Antoine et al. (1996) mit lokalen ¹⁴C-Messungen vergleichbar. Im SEEP-Untersuchungsgebiet unter dem Einfluß hoher PP des kontinentalen Schelfs und der Golfstromregion werden von Kemp et al. (1994) aufgrund lokaler ¹⁴C-Messungen durchschnittliche PP-Werte von 260 g C m⁻² a⁻¹ für den mittleren Schelfbereich und 300 g C m⁻² a⁻¹ für den Kontinentalhang genannt. Die Daten von Antoine et al. (1996) liegen hier in derselben Größenordnung von ca. 160 bis 300 g C m⁻² a⁻¹. In der oligotrophen Sargassosee unterliegt die PP signifikanten saisonalen Schwankungen aufgrund zeitlich begrenzter stark ausgeprägter Planktonblüten (Menzel und Ryther, 1961). Die von Lohrenz et al. (1992) und Michaels et al. (1994) genannten jährlichen PP-Werte liegen an der BATS-Station nahe der Bermudainseln bei 110 bis 140 g C m⁻² a⁻¹ über den von Antoine et al. (1996) bestimmten Werten von 80 bis 90 g C m⁻² a⁻¹, was auf die Problematik der ¹⁴C-Methode besonders im Hinblick sporadischer Planktonblüten zurückzuführen sein kann (Kapitel 4.1.2.1). Der Datensatz von Antoine et al. (1996) gibt die Unterschiede in der Größenordnung der PP zwischen den von Longhurst et al. (1995a) unterschiedenen Provinzen der Golfstromregion (GFST) und der oligotrophen Region des nordwestatlantischen Zentralwirbels der Sargassosee (NAST W) deutlich wieder (Abb. 55a).

Nördlicher Nordatlantik

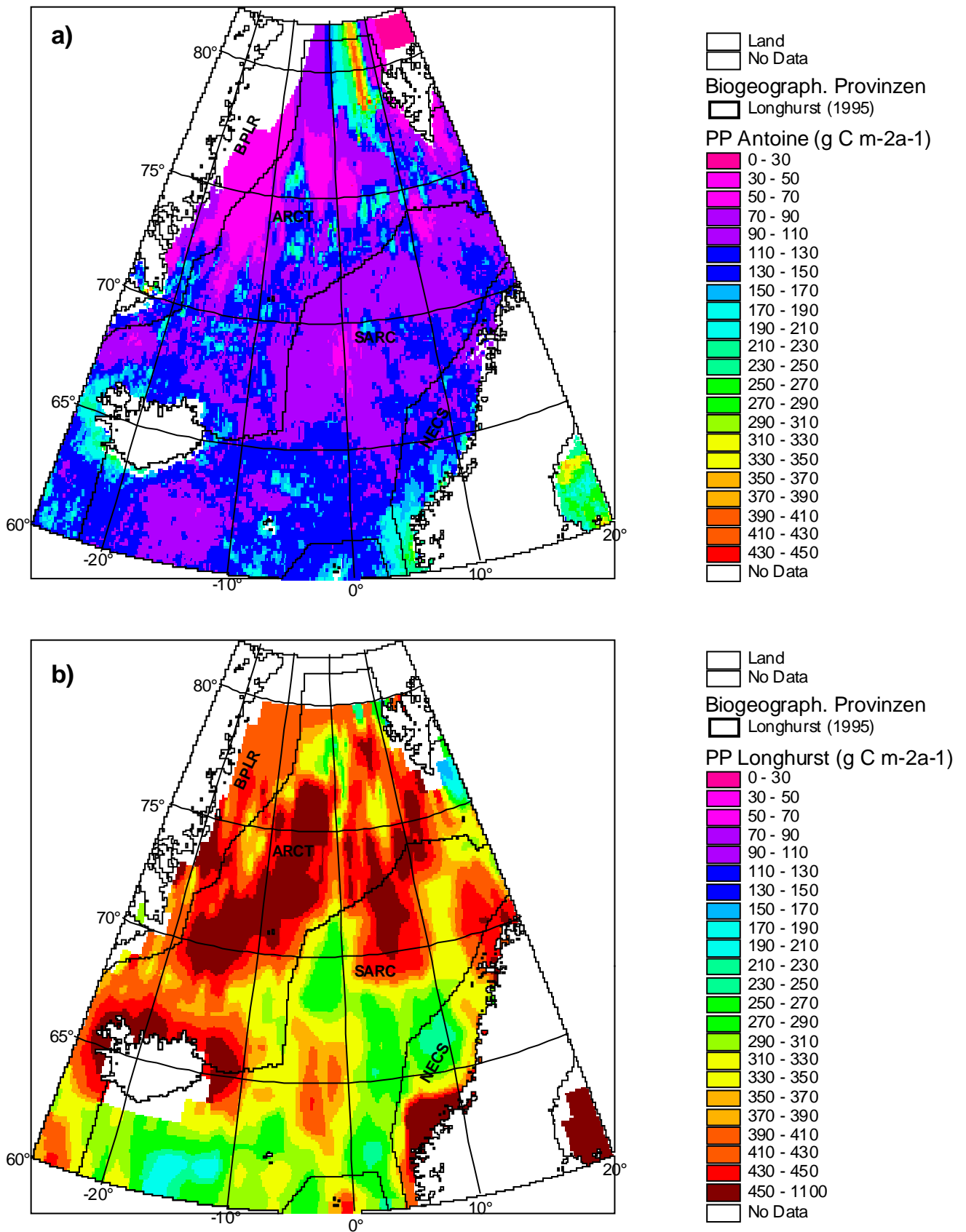


Abb. 54: Durchschnittliche jährliche Primärproduktion im nördlichen Nordatlantik a) nach Antoine et al. (1996) und b) nach Longhurst et al. (1995) mit den biogeographischen Provinzen nach Longhurst (1995): *Boreal Polar* (BPLR), *Atlantic Arctic* (ARCT), *Atlantic Subarctic* (SARC) und *Northeast Atlantic Continental Shelf* (NECS).

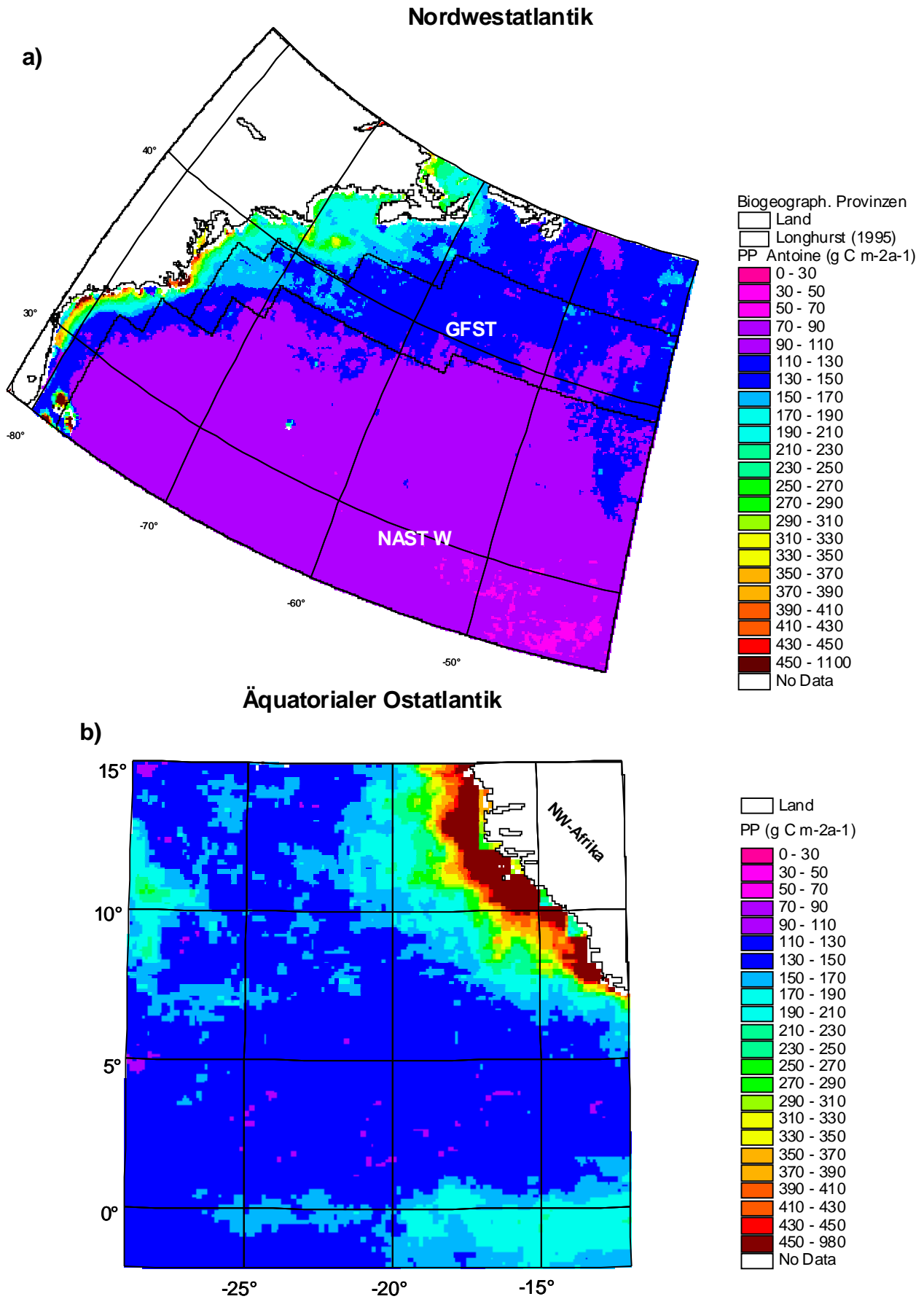


Abb. 55: Durchschnittliche jährliche Primärproduktion nach Antoine et al. (1996) a) im Nordwestatlantik mit den biogeographischen Provinzen nach Longhurst (1995): *Gulf Stream* (GFST) und *North Atlantic Subtropical Gyre West* (NAST W) und b) im äquatorialen Ostatlantik ohne weitere Aufteilung.

Im Gegensatz zu den beiden anderen Gebieten treten im **äquatorialen Ostatlantik** aufgrund von küstennahem und äquatorialem Auftriebsgeschehen durchwegs hohe PP-Werte auf (Abb. 55b), die sich in den borealen Sommermonaten durch die Intensivierung der Passatwinde noch deutlich erhöhen (Wefer und Fischer, 1993). In der Region vor Cape Blanc nördlich des Untersuchungsgebietes im Bereich der Sinkstofffallenstationen von Wefer und Fischer (1993) wurden im Küstenauftriebsgebiet in den Sommermonaten Juni und Juli Tageshöchstwerte von $3.8 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ mit Hilfe der ^{14}C -Methode gemessen (Schemainda et al., 1975), was einer auf das Jahr hochgerechneten PP von $1400 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ entspricht. Weiterhin werden im nördlichen Benguelabecken südöstlich des Untersuchungsgebietes bei Voituriez et al. (1982) tägliche Höchstwerte auf das Jahr hochgerechnet von $650 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ angegeben. Der Datensatz von Antoine et al. (1996) zeigt an der selben Lokalität im Küstenauftriebsgebiet vor Cape Blanc jährliche PP-Durchschnittswerte von 200 bis $500 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ und im nördlichen Benguelabecken von 130 bis $200 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. Jährlich gemittelte Raten aus ^{14}C -Messungen im offenen äquatorialen Atlantik westlich des Untersuchungsgebietes liegen mit 75 bis $90 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (Schemainda et al., 1976) in guter Übereinstimmung mit PP-Daten (90 bis $130 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$) von Antoine et al. (1996).

Anhand der hier durchgeführten Vergleiche zeigt sich für alle drei Untersuchungsgebiete, daß sich die über größere Bereiche gemittelten jährlichen PP-Daten von Antoine et al. (1996) aus Satellitendaten in einer Auflösung von ca. $20 \times 20 \text{ km}$ mit lokalen ^{14}C -Bestimmungen durchaus vergleichen lassen. Somit ist sowohl eine lokale Verknüpfung der PP mit benthischen Remineralisierungsraten als auch eine flächenbezogene Extrapolation mit Hilfe empirischer Gleichungen zur Erstellung regionaler Stoffflußkarten und Bilanzen gerechtfertigt. Der Datensatz von Antoine et al. (1996), der auf den langjährigen Einsatz des *Nimbus 7 Coastal Zone Color Scanner* (CZCS) beruht, stellt momentan den aktuellsten flächendeckenden Datensatz zur PP in guter Auflösung dar. Neue Einblicke zur Qualität und Glaubwürdigkeit globaler PP-Verteilungsmuster sind vom Einsatz des neuen *Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor* (SeaWiFS) zu erwarten, der seit 1999 den CZCS abgelöst hat und eine höhere zeitliche und flächenbezogene Auflösung globaler Farbverteilungsmuster mit sich bringt (Signorini et al., 1999). Ist ein GIS wie in dieser Arbeit zum marinen organischen Kohlenstoffkreislauf einmal aufgebaut, bietet es den entscheidenden Vorteil, daß die bestehende Datenlage jederzeit erweiterbar ist und eine neue Datenlage sofort integriert und eingesetzt werden kann. Die bestehenden Modelle der benthischen Remineralisierung dieser Arbeit können dahingehend direkt mit einer neuen Datengrundlage zur PP getestet und gegebenenfalls angepaßt werden.

6.2.2 Tiefenverteilung benthischer Remineralisation und C_{org} -Einbettung

Die Stoffflußkarten zur benthischen Remineralisierung wurden anhand der hier aufgestellten empirischen Gleichungen und mit Hilfe der flächendeckenden Datensätze zur PP von Antoine et al. (1996) und zur Bathymetrie (ETOPO5) für jedes Untersuchungsgebiet erstellt (Abb. 56, 58 und 60). Im Anschluß wurden für alle Flächen in bestimmten Tiefenintervallen (500m- bzw. 1000m-Schritte) durchschnittliche Flußraten und flächenbezogene Bilanzen der Primärproduktion (PP), der benthischen Remineralisierung (F_{Crem}) und der Einbettung (C_{bur}) von C_{org} berechnet, um eine tiefenabhängige Verteilung des benthischen Kohlenstoffkreislaufes für die gesamte Region zu erhalten (Abb. 57, 59 und 61). Zur C_{org} -Einbettung wurden keine Karten dargestellt, da diese auf der Verschneidung globaler Kartengrundlagen anderer Bearbeiter zur Sedimentakkumulation und C_{org} -Konzentration beruhen (siehe Kapitel 5.4.1). Für den nördlichen Nordatlantik wurden neue Karten generiert (siehe Kapitel 5.4.2). Die beschriebenen Bestimmungsungenauigkeiten und begrenzte Datenlage zur C_{org} -Einbettung lassen hier nur grobe Abschätzungen der Größenordnungen zu. Die Massenbilanzen wurden mit denselben GIS-Techniken wie für die Remineralisierung für die gleichen Flächen bestimmt. Im Unterschied zu Abschätzungen der C_{org} -Einbettungsraten aufgrund empirischer Relationen (Müller und Suess, 1979; Henrichs und Reeburgh, 1987; Sarnthein et al., 1987; Tromp et al., 1995; Boudreau, 1996; Middelburg et al., 1997) basieren die Bilanzen der beiden anderen Untersuchungsgebiete auf der globalen Karte zur C_{org} -Einbettung von Jahnke (1996), die mit Hilfe veröffentlichter Kartenwerke generiert wurde. Wegen der geringen Auflösung von $2 \times 2^\circ$ stellen die regionalen Massenbilanzen zur C_{org} -Einbettung eine erste Annäherung dar.

Nördlicher Nordatlantik

Die Abbildung 56 zeigt zum einen die benthische Remineralisierung wie sie für den Meeresboden des nördlichen Nordatlantiks berechnet wurde und zum anderen für einen hypothetischen Referenzhorizont in 1000m Wassertiefe. Letztere stellt einen Schnitt durch den gesamten nördlichen Nordatlantik dar, der einen von der Morphologie unabhängigen Vergleich der benthischen Remineralisierung ermöglicht. Im Gegensatz zur benthischen Karte mit durchschnittlich niedrigen Flüssen von kleiner $1 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ am Meeresboden der Grönland- und Norwegensee zeigen die Verteilungsmuster der Flüsse im 1000m Tiefenniveau noch deutlich den Einfluß der PP-Verteilung an der Oberfläche (Abb. 54a).

Für die gesamte hier betrachtete Meeresregion von $2.1 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (ohne Schelfgebiete) ergibt sich eine PP von $232 \cdot 10^6 \text{ t C a}^{-1}$ und eine benthische Remineralisierung von $2.7 \cdot 10^6 \text{ t C a}^{-1}$ am Meeresboden. Das heißt 1.2% der PP erreicht den Meeresboden und wird dort remineralisiert. Ein verschwindend geringer Anteil $< 0.1\%$, insgesamt $0.2 \cdot 10^6 \text{ t C a}^{-1}$, werden eingebettet und dem Kreislauf langfristig entzogen. Im 1000m Tiefenniveau werden insgesamt $4.6 \cdot 10^6 \text{ t C a}^{-1}$, d.h. 2.0% der PP remineralisiert. Somit werden mehr als 98% bereits oberhalb von 1000m Tiefe remineralisiert und dem Kohlenstoffkreislauf wieder zugeführt.

Nördlicher Nordatlantik

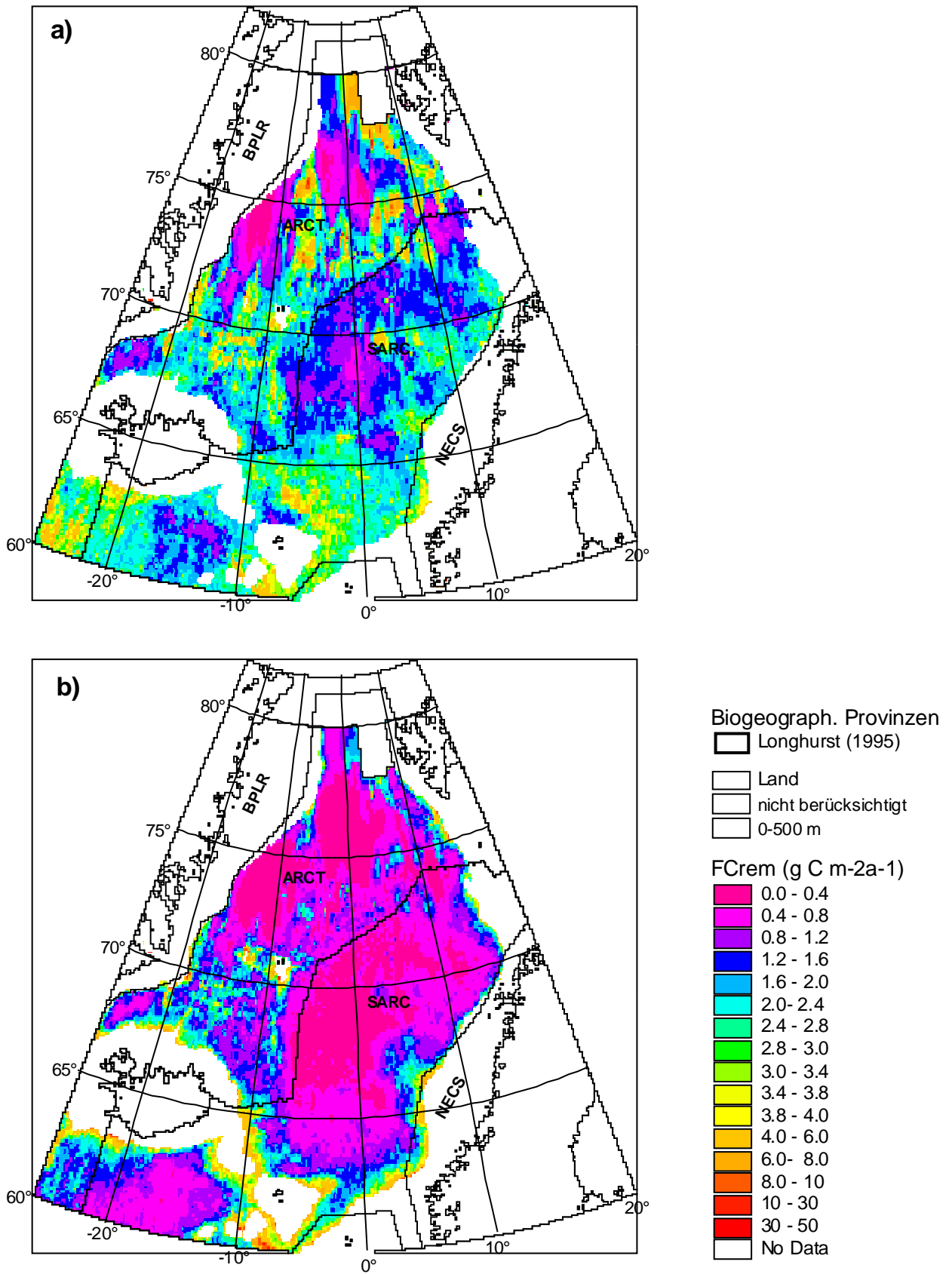


Abb. 56: Benthische Remineralisierung (g C m⁻² a⁻¹) a) für einen Bezugshorizont in 1000m Wassertiefe und b) für den Meeresboden des nördlichen Nordatlantiks. Schelfgebiete wurden nicht bilanziert.

Die Flächenbilanzen der einzelnen Tiefenintervalle zeigen der Morphologie des Meeresboden entsprechend eine rapide Abnahme des remineralisierbaren C_{org} -Flusses an der Sediment-Wassergrenzschicht des nördlichen Nordatlantiks. Abbildung 57 zeigt dahingehend die durchschnittlichen Flußraten für die jeweiligen Flächen. Beispielsweise erreicht den Meeresboden in 500 bis 1000m Tiefe ein durchschnittlich remineralisierbarer C_{org} -Fluß von $3.6 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, die Sedimente in einer Tiefe größer 3000m hingegen weniger als $0.5 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. Nimmt man eine durchschnittliche Wassertiefe von 500 bis 2000m für den Kontinentalhang an, werden in diesen Sedimenten mehr als 70% des gesamten Exports an remineralisierbarem C_{org} abgebaut, obwohl diese nur 45% der gesamten Fläche des nördlichen Nordatlantiks ausmachen. Sowohl die Durchschnittswerte für jede Tiefenintervallsfläche als auch die prozentuale Darstellung des remineralisierbaren C_{org} -Flusses gegenüber der PP korrespondieren mit der PP an der Oberfläche, deren Abnahme pro Intervall ein Ausdruck des zunehmenden Küstenabstandes ist (Abb. 57). Diese Korrelation kann als ein weiteres Indiz für die Signifikanz der hier aufgestellten empirischen Beziehung zwischen PP, Tiefe und F_{Crem} gewertet werden.

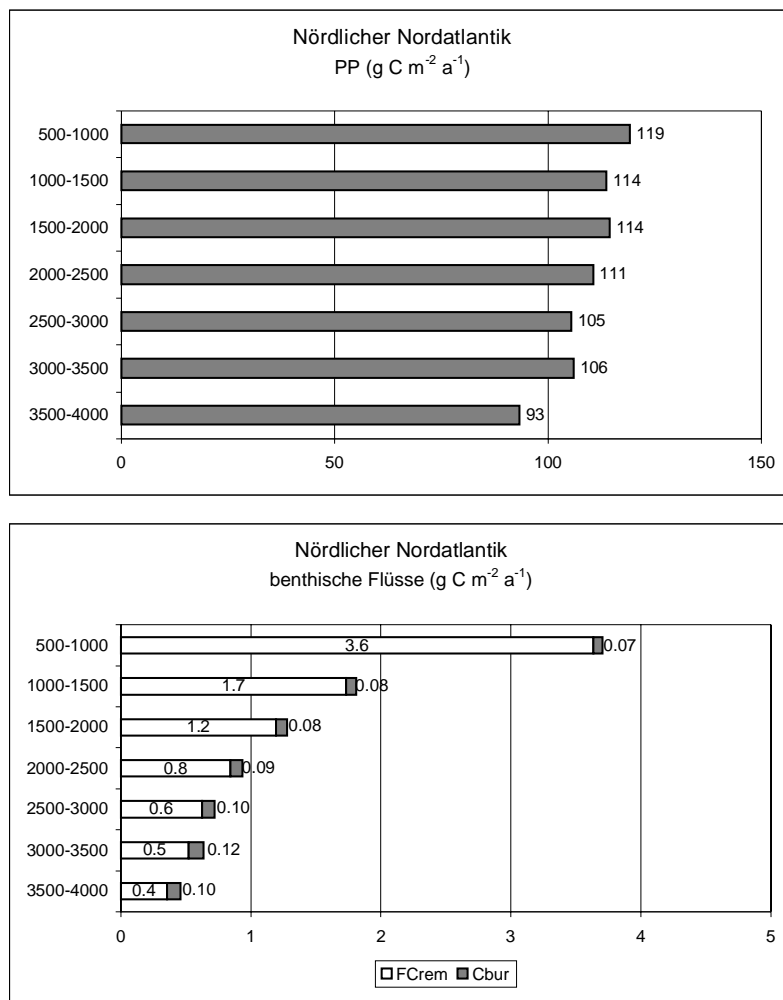


Abb. 57: Flächenbezogene durchschnittliche Flüsse der Primärproduktion (PP), der benthischen Remineralisierung (F_{Crem}) und der C_{org} -Einbettung (C_{bur}) für jedes Tiefenintervall im nördlichen Nordatlantik.

Die C_{org} -Einbettung liegt pro Tiefenintervall durchschnittlich bei $0.10 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, wobei eine leichte Zunahme mit der Tiefe festgestellt werden kann (Abb. 57). Dies kann im Hinblick auf die spezielle Morphologie des nördlichen Nordatlantiks in Form deutlich abgegrenzter Beckenstrukturen mit hohem sedimentärem Einträgen seitens der nahegelegenen Kontinentalränder, der Barentssee und der saisonalen Eisbedeckung gedeutet werden. Es handelt sich hier vermutlich einerseits um den Eintrag von eisverfrachtetem refraktärem C_{org} (Pfirman et al., 1990) und andererseits spielen aufgrund lateraler Transportprozesse Kohlelagerstätten auf Spitzbergen und kohlereiche Gesteinsformationen im Schelfbereich der norwegischen Küste und der Barentssee ebenfalls eine wichtige Rolle als C_{org} -Quelle (Wagner, 1993). Da Einbettungsraten jedoch Unsicherheiten in der Bestimmungsmethode von Sedimentakkumulationsraten und C_{org} -Gehalten unterliegen, stellen die hier vorgestellten Werte nur eine grobe Abschätzungen dar (Kapitel 4.3.5).

Nordwestatlantik

Für den Nordwestatlantik ergibt sich ein anderes Verteilungsmuster der benthischen Remineralisierung. Abbildung 58a zeigt die Verteilung der benthischen Remineralisierung nach der in dieser Arbeit aufgestellten empirischen Relation. Abbildung 58b und 58c geben die Verteilung nach den globalen Beziehungen von Berger et al. (1987) und Jahnke (1996) wieder, die zu Vergleichszwecken erstellt wurden und im nächsten Kapitel betrachtet werden. Aufgrund der im vorherigen Kapitel diskutierten Datenlage und Regression sind einerseits die Flüsse am nordostamerikanischen Kontinentalhang extrem hoch und andererseits in der oligotrophen Tiefsee der Sargassosee extrem niedrig. Die flächenbezogenen Bilanzen spiegeln dieses Verhältnis für jedes Tiefenintervall wider (Abb. 59). Im Einflußbereich des erwähnten *Depocenter* (Kapitel 6.1.2) ergeben sich für die Fläche des entsprechenden Tiefenintervalles von 500 bis 1000m Tiefe sehr hohe durchschnittliche benthische C_{org} -Flüsse von $12.1 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, wohingegen die Flüsse in größeren Tiefen rapide abnehmen. In Tiefen größer 3000m werden deutlich weniger als $0.6 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ am Meeresboden remineralisiert. Dies ist vergleichbar mit den Flüssen im nördlichen Nordatlantik. In größeren Wassertiefen, wie sie für die Sargassosee gegeben sind, erreichen in 6000m Tiefe nur noch $0.2 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ den Meeresboden. Dagegen zeigen die vergleichsweise herangezogenen Fallendaten von Deuser (1987), Sarnthein et al. (1987) und Biscaye und Anderson (1994) und die *in situ*-Daten von Hales et al. (1994) ebenfalls eine gute Übereinstimmung (Abb. 52, Kapitel 6.1.2).

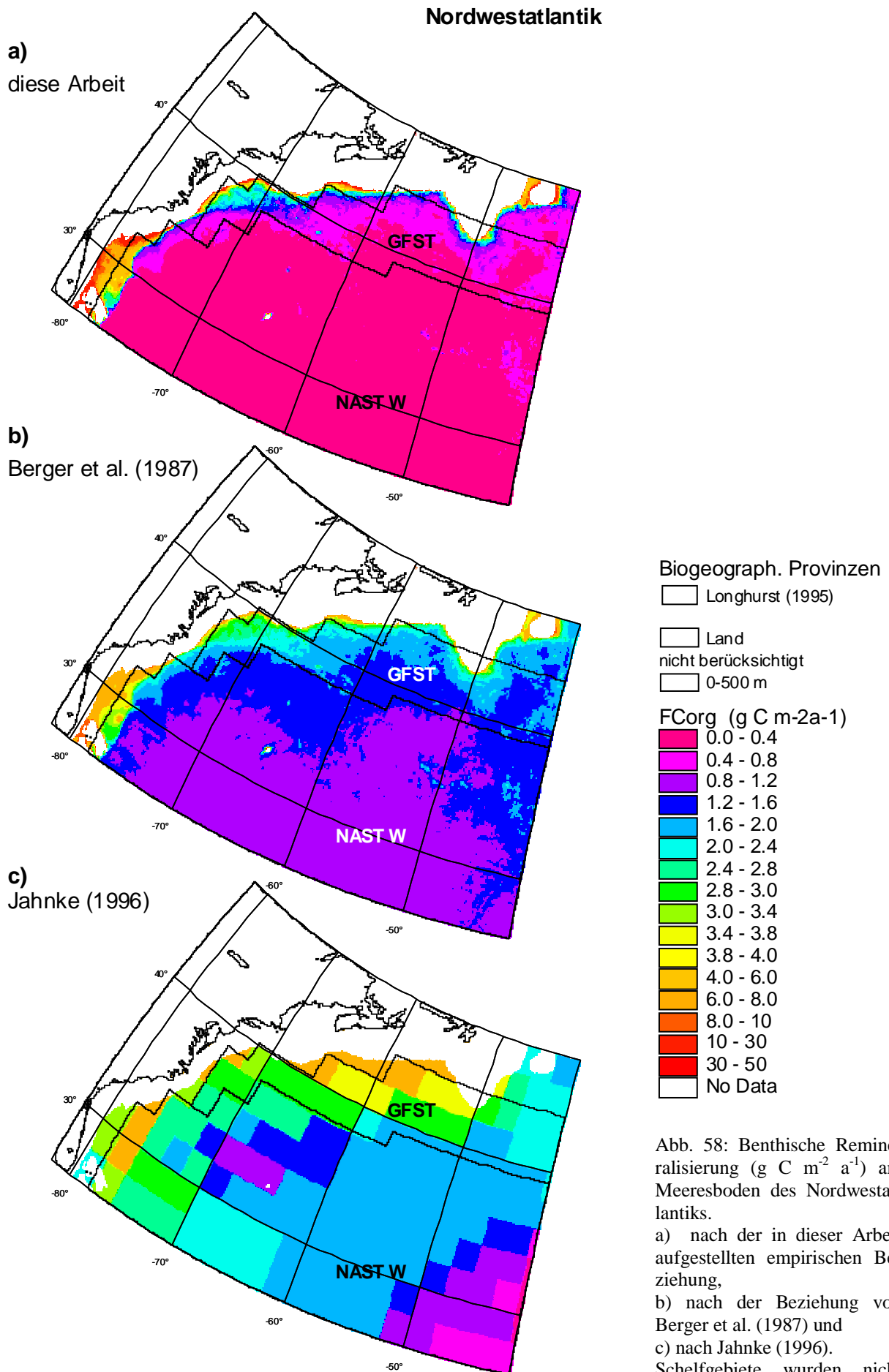


Abb. 58: Benthische Remineralisierung (g C m⁻² a⁻¹) am Meeresboden des Nordwestatlantiks.
 a) nach der in dieser Arbeit aufgestellten empirischen Beziehung,
 b) nach der Beziehung von Berger et al. (1987) und
 c) nach Jahnke (1996).
 Schelfgebiete wurden nicht bilanziert.

Für die gesamte Fläche des Untersuchungsgebietes von $6.3 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (ohne Schelfregion) ergibt sich eine Gesamtprimärproduktion von $625 \cdot 10^6 \text{ t C a}^{-1}$ und eine benthische Remineralisierung von $4.9 \cdot 10^6 \text{ t C a}^{-1}$ am Meeresboden. Die wesentlich höheren Gesamtbudgets im Vergleich zum nördlichen Nordatlantik sind in erster Linie auf die größere Untersuchungsfläche des Nordwestatlantiks zurückzuführen. Prozentual betrachtet erreichen jedoch im Vergleich zum nördlichen Nordatlantik insgesamt nur 0.9% der PP den Meeresboden. Wesentlich weniger, nur 0.04%, d.h. insgesamt $0.3 \cdot 10^6 \text{ t C a}^{-1}$, werden basierend auf dem Datensatz von Jahnke (1996) in diesem Gebiet eingebettet. Die Einbettung nimmt um eine Größenordnung von 0.20 auf $0.02 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ mit der Tiefe ab (Abb. 59). Diese Abnahme ist ein Ausdruck der größeren Tiefen und geringeren Sedimentationsraten der küstenfernen oligotrophen Sargassosee. Diese Meeresregion liegt im Gegensatz zum nördlichen Nordatlantik fernab jeglicher kontinentaler Einflüsse. Sowohl die niedrigen benthischen Flüsse als auch die geringe Einbettung von C_{org} können in diesem Falle hauptsächlich auf den geringen Export und den fortgeschrittenen Abbau der organischen Substanz in großer Wassertiefe zurückgeführt werden.

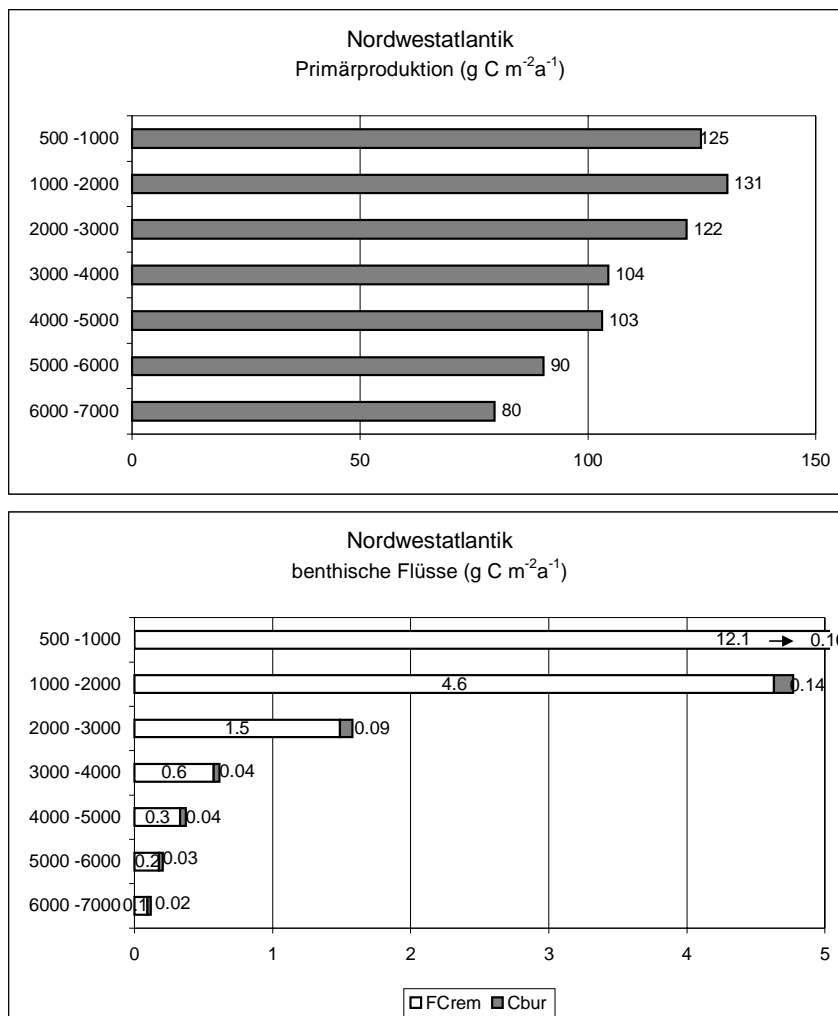


Abb. 59: Flächenbezogene durchschnittliche Flüsse der Primärproduktion (PP), der benthischen Remineralisierung (F_{Crem}) und der C_{org} -Einbettung (C_{bur}) für jedes Tiefenintervall im Nordwestatlantik.

Trotz der hohen Remineralisierungsraten und Einbettungsraten am Kontinentalhang fallen diese im Gesamtbudget nicht ins Gewicht, da der nordostamerikanische Kontinentalhang vergleichsweise steil ist und eine geringe Fläche einnimmt. Beispielsweise beinhaltet die Fläche des Tiefenintervalles von 500 bis 2000m nur 5% der Gesamtfläche (45% im nördlichen Nordatlantik), wobei 58% des gesamten Exports an remineralisierbarem C_{org} in diesen Sedimenten abgebaut wird. Die tiefenabhängige Verteilung der Remineralisierung ist im Falle des Nordwestatlantiks aufgrund des Sonderfalles des *Depocenter*, dessen Merkmale sich in der Regression widerspiegeln, anders gewichtet als im nördlichen Nordatlantik. Möglicherweise sind derartig hohe Flüsse für den gesamten Bereich entlang des Kontinentalhanges überschätzt. Da der Kontinentalhang eine sehr geringe Fläche im Bezug auf die Größe des gesamten Untersuchungsgebietes einnimmt, tragen die hohen Flußwerte dieses Bereiches jedoch relativ wenig zur Gesamtbilanz des Untersuchungsgebietes bei.

Äquatorialer Ostatlantik

Ausgehend von der hohen Primärproduktion im gesamten Untersuchungsgebiet des äquatorialen Ostatlantiks, die sich aufgrund des äquatorialen Auftriebsgeschehen nicht allein auf die küstennahen Gebiete beschränkt, weist die flächenbezogene benthische Remineralisierung durchschnittlich höhere Werte auf als die beiden anderen Untersuchungsgebiete (Abb. 60). Für die gesamte hier betrachtete Meeresregion von $3.1 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ ohne Schelfgebiete ergibt sich eine PP von $486 \cdot 10^6 \text{ t C a}^{-1}$ und eine benthische Remineralisierung von $7.4 \cdot 10^6 \text{ t C a}^{-1}$, d.h. insgesamt erreichen 1.6% der PP den Meeresboden und werden dort abgebaut. Dies stellt im Gebietsvergleich den höchsten Prozentsatz dar. In diesem Falle ist dies ein Ausdruck der hohen PP und nicht wie im nördlichen Nordatlantik ein Ausdruck geringer Wassertiefe.

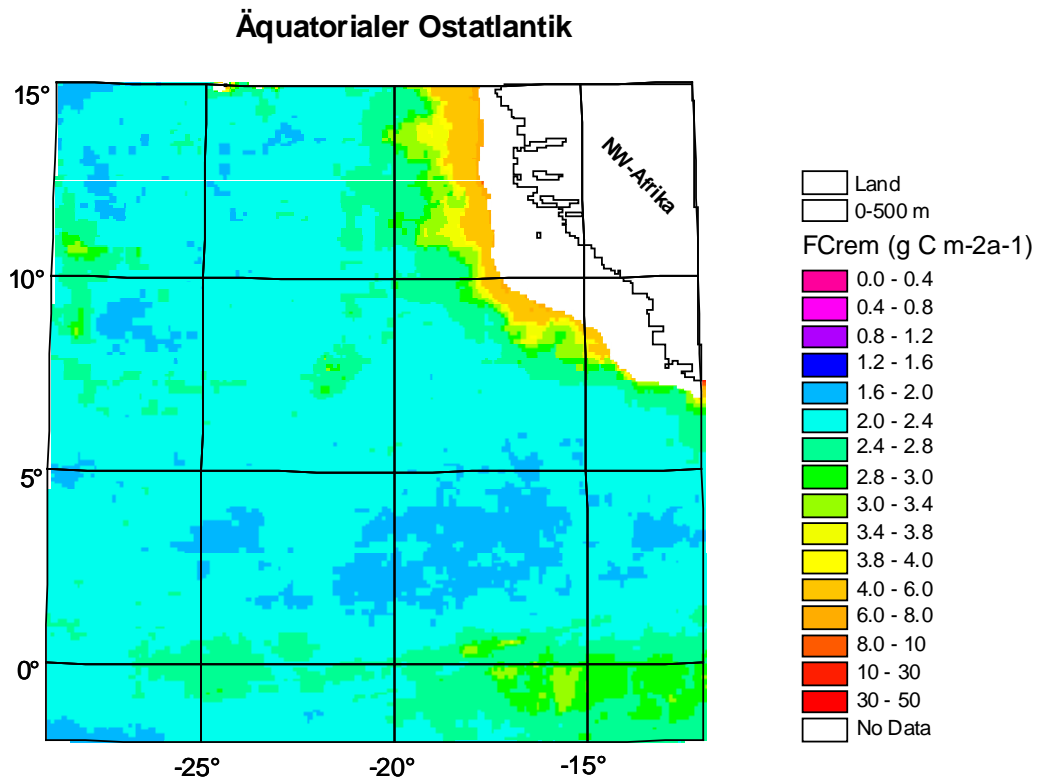


Abb. 60: Benthische Remineralisierung ($\text{g C m}^{-2} \text{a}^{-1}$) am Meeresboden des äquatorialen Ostatlantiks. Schelfgebiete wurden nicht bilanziert.

Abbildung 61 gibt die flächenbezogenen Bilanzen wieder, wobei im Vergleich zu den beiden anderen Gebieten auf die unterschiedliche Skalierung der PP zu achten ist. Selbst für die Flächen der küstenfernen Tiefenintervalle von mehr als 3000m Wassertiefe bleiben hohe PP-Werte von durchschnittlich $150 \text{ g C m}^{-2} \text{a}^{-1}$ bestehen. Diese Verteilung spiegelt sich auch in den relativ hohen benthischen C_{org} -Flüssen in diesen Tiefenintervallen wider, die ein Ausdruck des hohen Exports von C_{org} in die Tiefsee sind. Insgesamt nehmen daher die Flüsse mit der Tiefe weniger steil ab als in den beiden anderen Untersuchungsgebieten. Bei 500 bis 1000m werden im Mittel $6.1 \text{ g C m}^{-2} \text{a}^{-1}$ remineralisiert und ab 3000m Tiefe weniger als $2.5 \text{ g C m}^{-2} \text{a}^{-1}$. Entsprechend des erhöhten Exports von C_{org} werden vergleichsweise nur 3.3% des gesamten C_{org} -Flusses am Meeresboden in den Sedimenten des oberen Kontinentalhanges von 500 bis 2000m abgebaut, der nur 1.5% der Gesamtfläche des Untersuchungsgebietes einnimmt. Der Hauptteil von 96,7% wird relativ gleichmäßig verteilt in den Sedimenten der Tiefsee des äquatorialen Ostatlantiks remineralisiert.

Die Einbettungsraten des äquatorialen Ostatlantiks sind vergleichbar mit denen im nördlichen Nordatlantik bei durchschnittlich 0.1 bis 0.2% gegenüber der PP, was in diesem Falle auf den hohen vertikalen C_{org} -Eintrag zurückzuführen ist. Insgesamt werden im äquatorialen Ostatlantik $0.3 \cdot 10^6 \text{ t C a}^{-1}$ eingebettet.

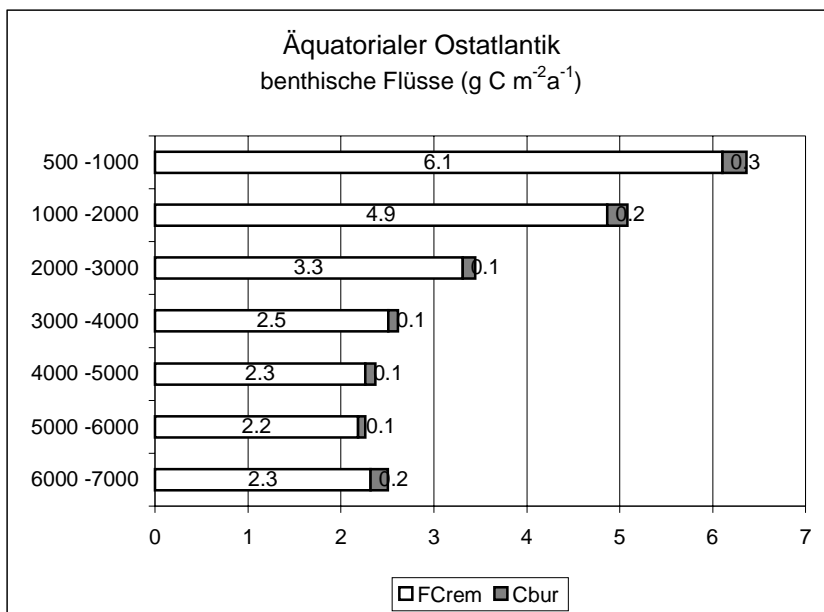
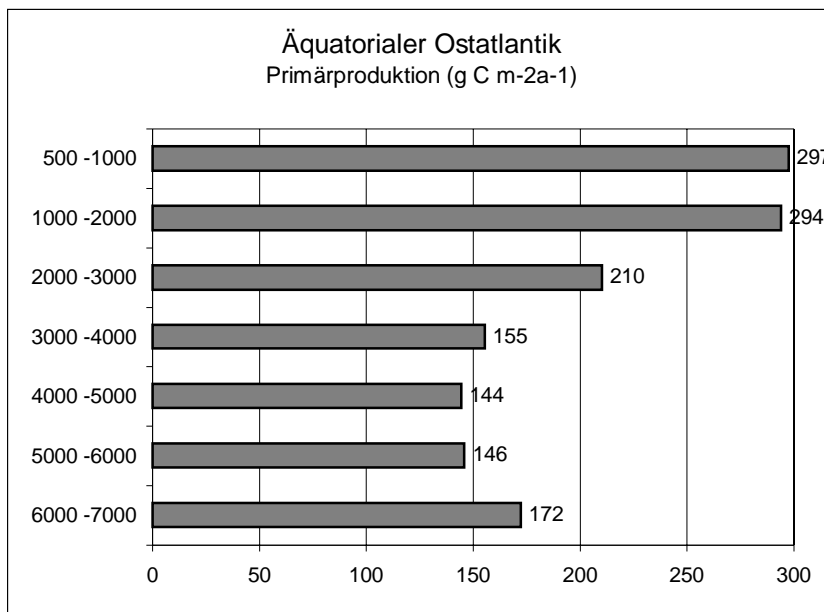


Abb. 61: Flächenbezogene durchschnittliche Flüsse der Primärproduktion (PP), der benthischen Remineralisierung (F_{Crem}) und der C_{org}-Einbettung (C_{bur}) für jedes Tiefenintervall im äquatorialen Ostatlantik.

Abschließender regionaler Vergleich

Zusammenfassend können die drei Gebiete stellvertretend für die hohen, gemäßigten und niedrigen Breiten betrachtet werden. Abbildung 62 zeigt die flächenbezogene Tiefenverteilungen der benthischen Remineralisierung im Bezug zur PP, wie sie in dieser Arbeit für die drei Untersuchungsgebiete aufgestellt wurden. Tabelle 9 gibt zusammenfassend die Massenbilanzen im Vergleich mit dem Weltozean wieder.

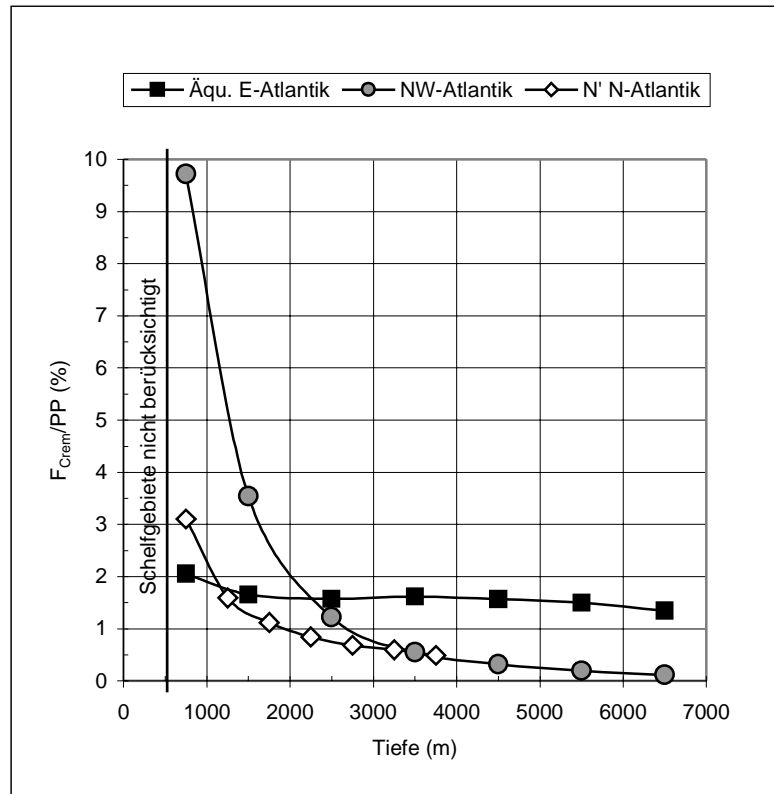


Abb. 62: Tiefenbezogene prozentuale Verteilung der durchschnittlichen benthischen C_{org} -Flüsse (F_{Crem}) gegenüber der Primärproduktion, wie sie nach den hier aufgestellten empirischen Beziehungen für die Fläche aller Tiefenintervalle in den drei Untersuchungsgebieten berechnet wurden .

Inwieweit die eisrandbedingten oder die stark saisonalen und sporadischen PP-Ereignisse in der gesamten Region des nördlichen Nordatlantiks von den jährlich gemittelten PP-Daten von Antoine et al. (1996) erfaßt werden, ist nicht mit Sicherheit anzugeben. Aufgrund der kleinregionalen Einzelbilanzen kann jedoch für den nördlichen Nordatlantik gesagt werden, daß die jährliche, durchschnittliche PP mit der benthischen Remineralisierung der einzelnen Tiefenintervalle korrespondiert. Die im Vergleich zu den zwei anderen Untersuchungsgebieten insgesamt niedrigere benthische Remineralisierung (Abb. 62) läßt sich mit der besonderen Lage des nördlichen Nordatlantiks in subarktischen Breiten erklären, deren durchschnittlich niedrigere Temperaturen generell eine geringere mikrobielle Aktivität bewirken (Pomeroy et al., 1991).

Anhand des Nordwestatlantiks wird besonders deutlich wie wichtig eine tiefenbezogene Betrachtung hinsichtlich der Bilanzierung benthischer C_{org} -Flüsse ist. Im Vergleich mit den beiden anderen Untersuchungsgebieten zeigt sich bei der tiefenbezogenen Betrachtung des Nordwestatlantiks die starke Betonung des oberen Kontinentalhanges (Abb. 62), was sich auf den in dieser Tiefe in der Regression erfaßten *Depocenter* zurückführen läßt. Eine mögliche Überschätzung für den gesamten Kontinentalhang in diesem Bereich muß in Betracht gezogen werden, wobei jedoch der flächenmäßige Anteil gering ist. Die Übereinstimmung in größerer Wassertiefe mit dem nördlichen Nordatlantik läßt auf ähnliche benthische Abbauprozesse in beiden Regionen schließen. Trotz der von (Buesseler, 1998) vorgeschlagenen erhöhten Export-Ratio hoher Breiten werden demnach ähnlich geringe Mengen remineralisierbaren organischen Materials sowohl in gemäßigten als auch in hohen Breiten in die Tiefsee zum Meeresboden transportiert. Dies kann daraufhin deuten, daß die für beide Gebiete typischen saisonalen Änderungen im Massenfluß, bedingt durch die Abbaukinetik des POC in der Tiefsee, die auf einer Zeitskala von mehreren Monaten bis Jahren abläuft (Emerson et al., 1985; Sauter et al., submitted a), stark gedämpft werden.

Der äquatorialen Ostatlantik nimmt mit seinen prozentual betrachteten doppelt so hohen benthischen C_{org} -Flüssen eine gesonderte Stellung ein (Abb. 62). Diese hohen benthischen Flüsse basieren auf der durch das küstennahe und äquatoriale Auftriebsgeschehen durchwegs hohen PP, die einen hohen Export in die Wassersäule bedingt. Die Kurve zeigt einen eher geradlinigen Verlauf. Im Gegensatz zu den beiden anderen Gebieten können aufgrund des äquatorialen Auftriebsgeschehen, das sich im Untersuchungsgebiet auch auf den küstenfernen tiefen Ozean auswirkt, die Unterschiede zur hohen küstennahen PP geringer sein und die weniger steile Abnahme der benthischen Flüsse mit der Tiefe erklären. Neuere Untersuchungen mit Hilfe qualitativ hochwertiger *in situ*-Messungen zur benthischen Remineralisation (TSOD- und DSOD-Bestimmungen) von Glud et al. (1999) aus dem Auftriebsgebiet im Südpazifik vor Chile bestätigen hohe Sauerstoffzehrungsraten in der gleichen Größenordnung der hier vorgestellten tiefenbezogenen Bilanzen. Nach Glud et al. (1999) korreliert der prozentuale Anteil an der PP, der im Sediment remineralisiert wird, mit der Wassertiefe und liegt beispielsweise mit einem Maximum von 66% in einer sehr geringen Wassertiefe von 34m und einem Minimum von 1.7% an der tiefsten untersuchten Stelle bei 4079m. Dahingehend erweisen sich die hier bilanzierten 1.6% der PP (Abb. 62), die durchschnittlich am Meeresboden des entsprechenden Tiefeintervalles von 4000 bis 5000m remineralisiert werden, als eine realistische Abschätzung für äquatoriale Auftriebsgebiete.

	Fläche 10⁶ km²	PP 10⁶ t C a⁻¹	F_{Crem} 10⁶ t C a⁻¹	C_{bur} 10⁶ t C a⁻¹
Nördlicher Nordatlantik	2.1	232	2.7	0.2
Nordwestatlantik	6.3	625	4.9	0.3
Äquatorialer Ostatlantik (ohne Schelfgebiete)	3.1	468	7.4	0.3
Weltozean (ohne Schelfgebiete)	291	35770 (Longhurst et al., 1995)	1110 (Jahnke, 1996)	15 (Jahnke, 1996)
Schelfgebiete	37	14400 (Longhurst et al., 1995)	-	-
Weltozean (gesamt)	328	30000 (de Baar & Suess, 1993) 43500 (Antoine et al., 1996) 50170 (Longhurst et al., 1995)	2350 (Romankevich, 1984)	100 (Romankevich, 1984) 30 (de Baar & Suess, 1993)

Tab. 9: Zusammenfassende Massenbilanz der drei Untersuchungsgebiete im Vergleich zum Weltozean. Flächenaufteilung des Weltozeans nach Longhurst et al. (1995).

Die **Schelfgebiete** wurden in den hier vorgestellten regionalen Bilanzen wegen der hohen kleinräumigen Variabilität der C_{org} -Flüsse nicht berücksichtigt und sind nicht Bestandteil der Fragestellung. Dennoch spielen sie eine erhebliche Rolle im globalen marinen C_{org} -Haushalt. In der Literatur gibt es große Meinungsverschiedenheiten über die Wichtigkeit der Schelfgebiete als C_{org} -Senken. Schelfgebiete nehmen nur ca. 10% der Größe des gesamten Ozeans ein, beinhalten aber 20 bis 30% der gesamten PP, wodurch sie auch eine mögliche wichtige Senke für C_{org} darstellen (Wollast, 1991). Nach Hedges und Keil (1995) werden 45% des gesamten in marinen Sedimenten gespeicherten C_{org} in Schelfgebieten abgelagert und bei Hinzurechnung der Deltasedimente sogar 90%. Walsh (1991) und Walsh et al. (1991) postulierten darüber hinaus, daß große Mengen auf den Schelfen recycelt werden und daß der größte Teil des organischen Materials, der nicht remineralisiert wird, über die Schelfkante transportiert und in den Sedimenten am Kontinentalhang und den abyssalen Ebenen gespeichert wird. Daraufhin schlußfolgerte De Haas (1996), daß im Vergleich zu Kontinentalhängen, *Canyons* und der großen Fläche der Tiefsee die Schelfregionen insgesamt weniger Einfluß auf den globalen marinen Kohlenstoffhaushalt haben. Zum Vergleich mit bestehenden globalen Abschätzungen sind daher möglichst genaue Bilanzierungen der Kontinentalhänge und der Tiefseeregionen, wie sie hier vorgestellt werden, wichtig.

6.2.3 Regionale Bilanzen im Vergleich globaler Abschätzungen

Um die in dieser Arbeit erstellten tiefenabhängigen Bilanzen im Hinblick auf bereits bestehende globale Abschätzungen diskutieren zu können, wurden nach den globalen empirischen Beziehungen von Berger et al. (1987) und Jahnke (1996) mit Hilfe derselben GIS-Techniken exakt dieselben Flächenbilanzierungen für die drei Untersuchungsgebiete durchgeführt (siehe Kapitel 5.4.1). Abbildung 63 zeigt die Ergebnisse dieser Relationen im Vergleich zu den hier aufgestellten Bilanzen, wobei der durchschnittliche benthische C_{org} -Fluß des jeweiligen Tiefenintervalles als prozentualer Anteil gegenüber der PP angegeben wurde. Da es sich um rein benthische Flußbetrachtungen handelt, darf diese Darstellungsweise nicht mit Transportrelationen durch die Wassersäule gleichgesetzt werden, wie sie für Sinkstoffallendaten, beispielsweise von Suess (1980) und Berger et al. (1987), aufgestellt wurden. Für alle drei Gebiete zeigt sich, daß die gemittelten tiefenbezogenen Bilanzen dieser Arbeit zwar im selben Rahmen wie globale Bilanzen bei 1 bis 3% der PP liegen, jedoch regional signifikante Unterschiede auftreten. Diese Abweichungen lassen sich mit prinzipiellen Unterschieden im Bezug auf die globalen Relationen erklären. Unterschiede aufgrund ungleicher C:O₂-Verhältnisse oder PP-Daten können ausgeschlossen werden, da auf alle Datensätze die Redfield-*Ratio* angewandt wurde und generell der PP-Datensatz von Antoine et al. (1996) eingesetzt wurde.

Im Bezug auf regionale Abweichungen gegenüber der Relation nach Berger et al. (1987) sind drei prinzipielle Unterschiede herauszustellen:

1. Die Gleichung von Berger et al. (1987) geht zwar ebenfalls von einer Abnahme des C_{org} -Flusses mit der PP und der Tiefe der Wassersäule aus (Gleichung 25, Kapitel 5.3.2), der Hauptunterschied besteht jedoch darin, daß diese Beziehung auf einer weltweiten Datensammlung von POC-Flüssen aus Sinkstoffallendaten beruht und ursprünglich von einer andersartigen PP-Verteilung (Berger et al., 1987) ausgeht, die auf ¹⁴C-Abschätzungen und einer Korrelation zur Phosphatverteilung im Oberflächenwasser basierte (Kapitel 4.1.4).
2. Die Relation nach Berger et al. (1987) beinhaltet wegen der verwendeten Sinkstoffallendaten die gesamten Prozesse in der Wassersäule, die höheren saisonalen Einflüsse und der möglichen Entkopplung von PP und Export unterworfen sind (Honjo et al., 1995; Berelson et al., 1997; Buesseler, 1998). Außerdem bestehen Unsicherheiten hinsichtlich der Sinkstoffalleneffizienz (Kapitel 4.2.2). Im Gegensatz dazu ist der hier eingesetzte Datensatz ausschließlich aus *in situ*-Messungen benthischer O₂-Porenwasserprofile aufgebaut, die den labilen remineralisierbaren C_{org} -Anteil des gesamten POC-Flusses auf das Sediment wiedergeben, der im Sediment auf einer langjährigen Zeitskala abgebaut wird. Demgegenüber ist zu berücksichtigen, daß Sinkstofffallen den gesamten Massenfluß an POC inklusive des refraktären Anteils erfassen.

3. Es handelt sich bei Berger et al. (1987) um einen globalen Mittelwert, der die regional unterschiedlichen Verhältnissen zwischen PP und Export nicht mit entsprechender Wichtung wiedergeben kann.

Im Gegensatz zu Berger et al. (1987) beruht die Relation von Jahnke (1996) auf benthischen Sauerstoffflußmessungen (wie sie in dieser Arbeit ebenfalls angewendet wurden) die zur Abschätzung der benthischen Remineralisierung konzeptionell besser geeignet sind als Falldaten. Folgende Hauptunterschiede lassen sich im Vergleich von Jahnke's Bilanzen zu den hier aufgestellten anführen, die eine direkte Übereinstimmung nicht erwarten lassen:

1. Jahnke (1996) verwendete zur Extrapolation in die Fläche eine globale Korrelation zwischen gemessenen benthischen Sauerstoffflüssen und C_{org} -Einbettungsraten (Gleichung 21, Kapitel 5.3.1.1). In dieser Relation ist weder die dynamische Größe der PP noch der Wassertiefe enthalten. Außerdem ergeben sich mögliche Unsicherheiten aus der Kopplung unterschiedlicher Zeitskalen zwischen den Raten der Sedimentsauerstoffzehrung an der Sediment-Wassergrenzfläche und der C_{org} -Einbettung in das Sediment (Soetaert et al., 1996) (Kapitel 4.3.5.3), die bei einer Beziehung zwischen PP und F_{Crem} nicht gegeben sind.
2. In Jahnke's Relation geht ein weltweiter Datensatz unterschiedlich bestimmter benthischer Remineralisierungsraten ein, die schwerpunktmäßig aus dem Pazifik stammen, wohingegen die hier aufgestellten Beziehungen auf methodisch einheitlichen, regional begrenzten Datensätzen beruhen. So wurden Fehler vermieden, die aufgrund möglicher Unterschiede zwischen *in situ*- und *ex situ*- oder totaler- und diffusiver Sedimentsauerstoffzehrung beruhen (siehe Diskussion Kapitel 4.3.2) und die aufgrund einer unwahrscheinlichen Extrapolation in Gebiete hinein entstehen können, die nicht durch Felddaten repräsentiert werden.
3. Die empirische Relation von Jahnke (1996) stellt einen globalen Mittelwert dar, der regionalspezifische Meßwerte benthischer Flüsse nicht mit entsprechender Wichtung wiedergeben kann, wie es die hier aufgestellten Relationen tun.

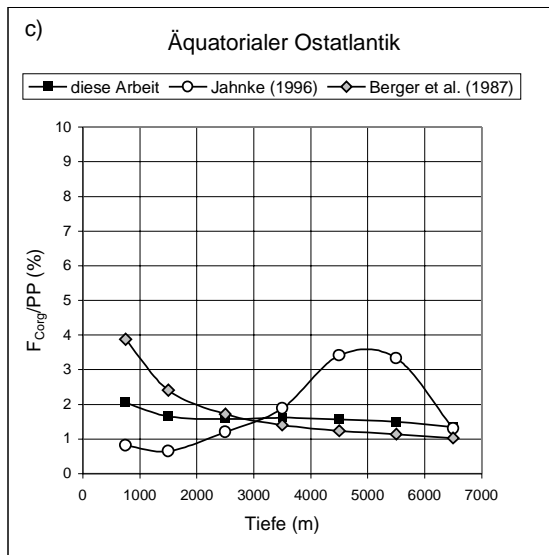
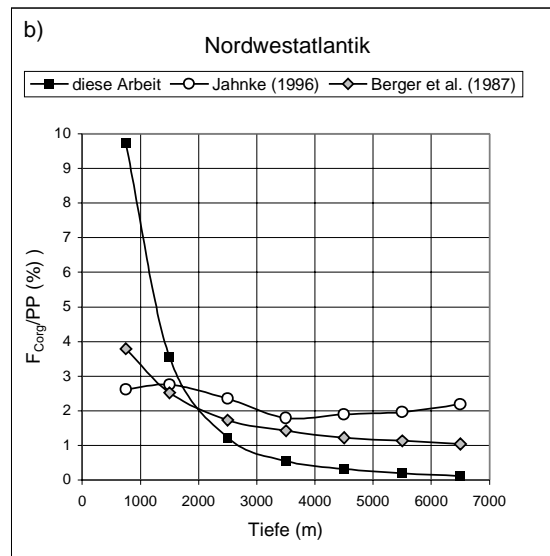
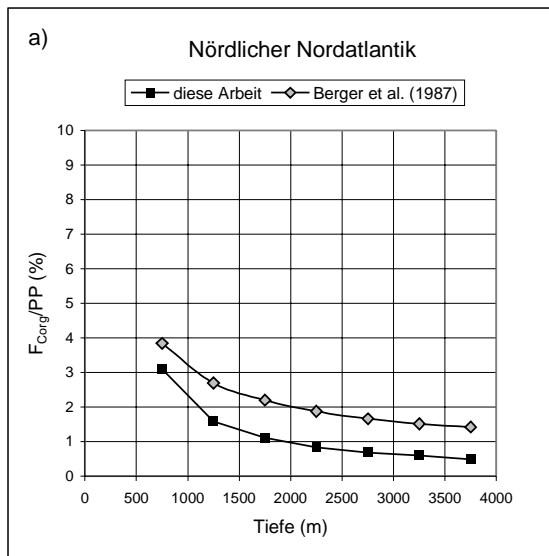


Abb. 63: Tiefenbezogene prozentuale Verteilung der durchschnittlichen benthischen C_{org} -Flüsse (F_{Corg}) gegenüber der Primärproduktion, wie sie nach den hier aufgestellten empirischen Beziehungen für die Fläche aller Tiefenintervalle in den drei Untersuchungsgebieten berechnet wurden im Vergleich mit den Bilanzen, die nach den Beziehungen von Berger et al. (1987) und Jahnke (1996) erstellt wurden. a) nördlicher Nordatlantik, b) Nordwestatlantik und c) äquatorialer Ostatlantik.

Für den **nördlichen Nordatlantik** ergeben sich im regionalen Vergleich mit der globalen empirischen Transportrelation von Berger et al. (1987) im Schnitt 1% niedrigere C_{org} -Flüsse im Bezug auf die PP (Abb. 63a). Das bedeutet, daß die nach Berger et al. (1987) berechneten Flüsse ab einer Wassertiefe größer 1000m durchwegs doppelt so hoch sind, als nach der hier aufgestellten Relation, die rein auf *in situ*-Meßdaten zur benthischen Remineralisierung des nördlichen Nordatlantiks basiert und daher die regionalen Gegebenheiten des Untersuchungsgebietes besser wiedergeben kann. Der Referenzhorizont in 1000m Wassertiefe weist nach Berger et al. (1987) weltweit ein Export-Ratio von 3.1% auf, ungeachtet welcher Art und wie hoch die PP lokal ist. Demgegenüber zeigt die regionale Studie zur Remineralisierung im nördlichen Nordatlantik, daß die durchschnittlich niedrigere Export-Ratio von 2% für den Referenzhorizont in 1000m Tiefe von 2.0% am Kontinentalhang auf 1.9 bis 1.7% zur Tiefsee hin variiert. Somit drückt die hier aufgestellte Relation die spezifischen Verhältnisse des nördlichen Nordatlantiks wesentlich detaillierter aus.

Im Gegensatz zu den 1.2% der PP dieser Arbeit, die den Meeresboden des nördlichen Nordatlantiks erreichen, gelangt nach der Formel von Berger et al. (1987) insgesamt doppelt so viel C_{org} , d.h. 2.2% der PP, den Meeresboden. Diese signifikant niedrigere benthische Remineralisierung im nördlichen Nordatlantik kann im Vergleich zum globalen Mittelwert auf die dort vorherrschenden kälteren Temperaturen zurückzuführen sein. Nach Pomeroy et al. (1991) können niedrige Temperaturen in hohen Breiten dafür verantwortlich gemacht werden, daß die mikrobiellen Lebensgemeinschaften insgesamt einen geringeren Anteil des in Frühjahrsblüten produzierten organischen Materials remineralisieren als in niedrigeren Breiten. Ein Vergleich mit den globalen Bilanzen zur benthischen Remineralisierung von Jahnke (1996) ist für den nördlichen Nordatlantik nicht möglich, da diese wegen der damaligen Datenlage nur bis maximal 60° N aufgestellt wurden. Dahingehend stellen die hier vorgestellten Bilanzen, die mit Hilfe neuerer benthischer *in situ*-Flußraten aufgestellt wurden, eine notwendige Ergänzung in den nördlichen Breiten dar.

Im **Nordwestatlantik** liegt der Kurvenverlauf der benthischen Remineralisierung von Jahnke (1996) etwas über dem von Berger et al. (1987), zeigt jedoch keine exponentielle Abnahme mit der Tiefe. Die in Abbildung 63b dargestellte flächenbezogene Tiefenverteilung benthischer Remineralisierung von Jahnke (1996) wurde aus seiner in C_{org} -Flüsse umgerechneten globalen Sauerstoffflußverteilung (Abb. 58c) mit Hilfe der bereits vorgestellten GIS-Techniken erstellt. Da die räumliche Extrapolation von Jahnke (1996) keine Tiefenkorrelation beinhaltet, sondern auf einer globalen Karte zur C_{org} -Einbettung basiert, die mit Hilfe globaler Verteilungskarten zu Sedimentakkumulation und C_{org} -Gehalten entstand (Jahnke, 1996), prägt sich hier das Muster der zugrundeliegenden Kartenwerke entscheidend durch (siehe Abb. 30 und Abb. 32, Kapitel 5.1). Der ungleichmäßige Kurvenverlauf (Abb. 63b) ist auf die grobe Auflösung und die regionale Ungenauigkeit der Ausgangskarten zurückzuführen, die einer

kleinregionalen Betrachtungsweise nicht angemessen sind. Die in Abbildung 58c ersichtliche grobe Rasterung von $2 \times 2^\circ$ der Stoffflußkarte zur benthischen Remineralisierung von Jahnke (1996) gibt dahingehend die Verhältnisse im Untersuchungsgebiet ungenügend wieder.

Die in dieser Arbeit für den Nordwestatlantik aufgestellten Bilanzen (Abb. 63b) liegen prozentual gesehen am oberen Kontinentalhang bis 2000m Tiefe deutlich über den globalen Abschätzungen von Berger et al. (1987) und Jahnke (1996). Im Gegensatz dazu sind die Werte unterhalb dieser Tiefe signifikant niedriger. Diesen Unterschied zeigen ebenfalls die zugehörigen Stoffflußkarten (Abb. 58). Im Vergleich zu den hier für das gesamte Untersuchungsgebiet bestimmten 0.9% der PP, die am Meeresboden remineralisiert werden, ergeben sich nach den globalen Beziehungen von Berger et al. (1987) und Jahnke (1996) höhere Prozentanteile von 1.4 und 2%. Bei einer differenzierteren Betrachtung zwischen oberem Hang ($< 2000\text{m}$ Tiefe) und Tiefsee zeigt sich jedoch, die gravierend unterschiedliche räumliche Verteilung. Nach den hier aufgestellten Beziehungen finden 58% der gesamten benthischen Remineralisierung des ganzen Untersuchungsgebietes am oberen Kontinentalhang statt. Im Gegensatz dazu fallen die Abschätzungen von Berger et al. (1987) mit 15% und von Jahnke (1996) mit 9% für diesen Hangbereich deutlich niedriger aus (Abb. 63b). In der Tiefsee zeigen sich dementsprechend umgekehrte Verhältnisse. Diese signifikanten Unterschiede gegenüber den globalen Beziehungen ergeben sich aus der regionalen Wichtung der lokalen Meßwerte in der hier aufgestellten Relation. Einerseits zeigen sich in dieser tiefenbezogenen Betrachtungsweise die sehr hohen benthischen C_{org} -Flüsse des bereits beschriebenen *Depocenter* am nordostamerikanischen Kontinentalhang und andererseits spiegeln die extrem niedrigen Werte unterhalb von 2000m Tiefe die oligotrophen Verhältnisse der Sargassosee wider. Die hier erfaßten kleinregionalen Unterschiede geben ein realistischeres Bild der Transport- und Abbauprozesse von C_{org} am Meeresboden wieder und ermöglichen eine exaktere räumliche Eingrenzung, Erfassung und Wichtung dieser Prozesse in Bilanzen.

Im Falle des **äquatorialen Ostatlantiks** sind die Abweichungen zwischen den regionalen und globalen Bilanzen geringer (Abb. 63c). Für die Bilanzen dieser Arbeit und den Bilanzen nach Berger et al. (1987) ergibt sich ein prozentualer Anteil der benthischen Flüsse gegenüber der PP von ca. 1.5% und nach Jahnke (1996) 2.9%. Die Verteilung nach Jahnke (1996) gibt wahrscheinlich eine unrealistische flächenbezogene Tiefenverteilung der benthischen Remineralisierung wieder, da der globale Ausgangssatz der C_{org} -Einbettung von Jahnke (1996), mit der er die Extrapolation benthischer C_{org} -Flüsse vornahm, in dieser Region hohe Schwankungen der Wertebereiche aufweist (Kapitel 5.1). Die sehr grobe Auflösung von $2 \times 2^\circ$ fällt in diesem Falle bei der regionalen flächenbezogenen Bilanzierung derartig stark ins Gewicht, daß eine realistische Situation in diesem Maßstab nicht angemessen widergespiegelt werden kann.

Schlußfolgerungen

Die in Kapitel 6.1 diskutierten regional zusammengestellten Datensätze und Regressionsanalysen ermöglichten mit Hilfe der hier angewandten GIS-Techniken erstmals eine charakteristische, tiefenbezogene und detaillierte Flächenbilanzierung benthischer Remineralisation von regionalspezifisch sehr unterschiedlichen ozeanographischen Regimes. Im Gegensatz zu globalen Untersuchungen erlaubt diese Herangehensweise die Anwendung statistischer Tests und Auswerteverfahren, die ganz auf die Region bezogen sind. Hierdurch konnten deutliche regionale Unterschiede in der tiefenabhängigen *Export-Ratio* und dem Abbau von C_{org} am Meeresboden herausgearbeitet und statistisch belegt werden.

Die hier vorgestellten Bilanzen der benthischen Remineralisierung liegen im selben Rahmen wie globale Bilanzierungen (1 bis 3 % der PP). Auf regionaler Ebene ergeben sich jedoch signifikante Abweichungen um den Faktor 2 bis 3. Die Beziehungen nach Berger et al. (1987) und Jahnke (1996) stellen globale Mittelwerte dar, die im Kleinregionalen nicht passen müssen, da sie mit unterschiedlicher Zielsetzungen erstellt wurden. Auf globaler Ebene geben ozeanweite Bilanzierungen den marinen Kohlenstoffhaushalt dem Maßstab entsprechend gut wieder, in regionalen Detailbilanzen werden die ortspezifische Datenlage und die charakteristischen Eigenheiten der Region besser erfaßt und ermöglichen damit die Eingrenzung signifikanter kleinregionaler Prozesse des marinen Kohlenstoffkreislaufes und deren entsprechende Wichtung in flächenbezogenen Bilanzen.

Die flächen- und tiefenbezogene Auflösung der Massenbilanzen ermöglicht unterschiedliche Aussagen über regionalspezifische Eigenheiten, beispielsweise *Export-Ratio* und der Effizienz benthischer Remineralisierung. Mit diesem Hintergrund werden im folgenden Kapitel detaillierte Einzelregionen im Bezug auf eine biogeographische Eingrenzung diskutiert.

6.2.4 Regionale Bilanzen und biogeographische Eigenschaften

Flächen- und tiefenbezogene kleinregionale Bilanzierungen sind wichtig, um die komplexe Kopplung zwischen den Prozessen der Wassersäule und am Meeresboden erfassen zu können. Dahingehend stellt sich die Frage, ob ein Vergleich zwischen biogeochemischen Mustern an der Meeresoberfläche, in der Wassersäule und am Meeresboden möglich ist und wenn nicht, welche Prozesse wirken. Die Einteilung in biogeographische Zonen ist nötig, um die hohe räumliche Variabilität von Export, Transport und Abbau von C_{org} möglichst genau zu erfassen, so daß realistische Abschätzungen des marinen Kohlenstoffkreislauf getroffen werden können, sowohl im Hinblick anthropogener Einflüsse auf den Kreislauf als auch der etwaigen Nutzung natürlicher Ressourcen.

Um die räumliche Variabilität zu erfassen, wurden die drei Untersuchungsgebiete, wie in Kapitel 5.4.3 beschrieben, in Einzelregionen aufgeteilt, für die jeweils eigene Flächenbilanzen erstellt wurden. Zur Aufteilung und Einordnung der hier betrachteten Regionen bot sich die globale Einteilung in biogeographische Provinzen nach Longhurst (1995) an. Diese Einteilung stellt derzeit die umfassendsten Betrachtungen unterschiedlicher ozeanographischer Regime nach geographischen und morphologischen Merkmalen, nach Wassermassenverteilungen und Strömungsmuster und nach klimatischen und biologischen Prozessen an der Meeresoberfläche dar (Longhurst, 1998). Vorwegzunehmen ist, daß diese Provinzen nicht als absolut anwendbare Begrenzungen zu sehen sind, sondern vielmehr unter verschiedenen Aspekten geprüft und erweitert werden sollen (Longhurst, 1998). Dazu leistet diese Arbeit einen Beitrag hinsichtlich des benthischen organischen Kohlenstoffhaushaltes und der Kopplung zwischen Wassersäule und Sediment. Die in den Untersuchungsgebieten unterschiedenen Einzelregionen sind den entsprechenden Abbildungen in Kapitel 5.4.3 zu entnehmen.

Die PP ist neben der Wassertiefe, die entscheidende Größe für den Export organischen Materials in die Wassersäule und ist in erster Linie abhängig von den regionalen klimatischen Verhältnissen und dem Nährstoffangebot. Die Abbildungen 54a und 55 in Kapitel 6.2.1 zeigen die unterschiedliche Verteilung der PP in den hier betrachteten Gebieten. Sowohl für die einzelnen Untersuchungsgebiete als Ganzes als auch für die speziell untersuchten Einzelregionen lassen sich daran unterschiedliche Verhältnisse der biologischen Produktivität an der Meeresoberfläche erkennen.

Nördlicher Nordatlantik

Der nördliche Nordatlantik wurde in verschiedene Einzelregionen aufgeteilt, die innerhalb der von Longhurst (1995) aufgestellten Provinzen *Atlantic Arctic* (ARCT) und *Atlantic Subarctic* (SARC) liegen (Abb. 44, Kapitel 5.4.3). Beide Provinzen gehen in ihrer Begrenzung weit über das Untersuchungsgebiet hinaus. Die PP im nördlichen Nordatlantik weist den hohen Breiten entsprechend in beiden Provinzen eine hohe Saisonalität auf. Die subarktische Lage

bedingt in erster Linie die Abhängigkeit von den Licht- und Temperaturverhältnissen, die von Winterdunkelheit und kontinuierlicher Sommerillumination geprägt wird. Die Wassersäule zeichnet sich durch eine geringe dichteabhängige Stratifizierung und relative Isothermie aus (Longhurst, 1998). Ausnahmen ergeben sich durch die saisonale Eisschmelze entlang des ostgrönländischen Kontinentalrandes (Abb. 8, Kapitel 2.1.4), die weite Bereiche der ARCT-Provinz beeinflussen und eine lokale oberflächliche Stratifizierung mit sich bringt. Die winterliche starke Durchmischung kann Wassertiefen von bis zu maximal 900m erreichen (Longhurst, 1998). In beiden Provinzen treten starke Planktonblüten im Mai auf, gefolgt von Zooplanktonhöchstwerten im Juni, die bis zur Winterdunkelheit im Oktober andauern. Das Hauptcharakteristikum des nördlichen Nordatlantiks ist daher eine relativ kurze Primärproduktionsphase mit hohen Produktionsraten. In der ARCT-Provinz wird die Primärproduktion an der Eisrandzone und der Partikelfluß in die Tiefsee auf empfindliche Weise durch die saisonale Eisbedeckung, Schmelzwassereintrag, Strömungs- und Temperaturverhältnisse bestimmt (Bodungen et al., 1995). Zusätzlich bedingen mesoskalige *Eddies* entlang der polaren Front zwischen arktischen und atlantischen Wassermassen in beiden Provinzen sporadische PP-Ereignisse.

Die Unterteilung in morphologische Einzelregionen wurde im nördlichen Nordatlantik anhand der klar gegliederten Becken- und Hangstrukturen getroffen. Das Grönlandbecken, der ostgrönländische Kontinentalhang und das Islandplateau geben stellvertretend die Verhältnisse in der Provinz ARCT wieder, die Norwegensee, der norwegische Kontinentalhang und das Voeiringplateau die in der Provinz SARC. In Abbildung 64 sind die Flächenbilanzen der Einzelregionen zur PP, F_{Crem} und C_{bur} zusammengestellt. Korrespondierende regionale Verteilungsmuster zwischen der PP und der Remineralisierung organischen Materials am Meeresboden sind zu erkennen. Ein Beispiel geben die durchschnittlichen C_{org} -Flüsse in vergleichbaren Wassertiefen (500 bis 2000m), wie sie für den ostgrönländischen und den norwegischen Kontinentalhang gegeben sind. Für den norwegischen Kontinentalhang ergaben sich durchschnittliche benthische Flüsse von $2.0 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, wohingegen für den ostgrönländischen Kontinentalhang niedrigere Flüsse von $1.8 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ berechnet wurden. Diese Flüsse korrespondieren mit der durchschnittlich höheren PP am norwegischen Kontinentalhang von $114 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ und der niedrigeren PP von $102 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ am ostgrönländischen Kontinentalhang. Diese Unterschiede bezeichnen auch die Provinzen ARCT und SARC von Longhurst (1995). Da entlang des ostgrönländischen Schelfs und Kontinentalhanges der Ostgrönlandstrom sehr kaltes Wasser aus der Arktis innerhalb der ARCT-Provinz nach Süden transportiert, ist in diesen Bereichen mit einer geringeren PP und entsprechend geringeren C_{org} -Flüssen zu rechnen als am norwegischen Kontinentalhang, der durch den warmen Nordatlantikstrom beeinflusst wird (siehe Kapitel 2.3.2). Pomeroy et al. (1991) wiesen dahingehend auf die temperaturabhängige mikrobielle Aktivität in hohen Breiten hin. Die Tiefseebecken der Grönlandsee und der Norwegensee innerhalb der beiden Provinzen sind dagegen durch nahezu gleich hohe benthischen

C_{org} -Flüsse von 0.7 und $0.6 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ charakterisiert, was den jeweiligen durchschnittlichen Primärproduktionsraten von 106 und $105 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ dieser küstenfernen Einzelregionen entspricht (Abb. 64).

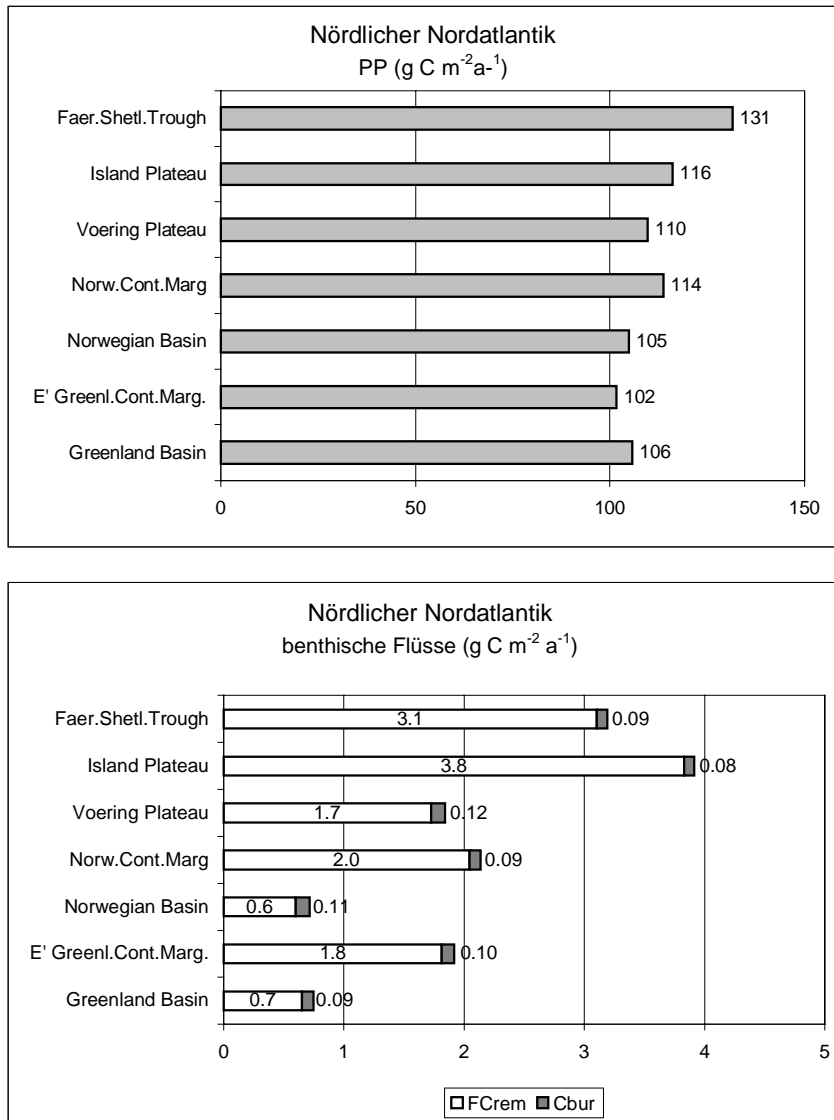


Abb. 64: Flächenbezogene durchschnittliche Flüsse der Primärproduktion (PP), der benthischen Remineralisierung (F_{Crem}) und der C_{org} -Einbettung (C_{bur}) für jede Einzelregion im nördlichen Nordatlantik.

Auffallend hoch sind die benthischen Flüsse des Islandplateaus mit durchschnittlich $3.8 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, das innerhalb der ARCT-Provinz liegt. Diese sind auf eine deutlich höhere PP und geringere mittlere Wassertiefen (ca. 1500m) in dieser Einzelregion zurückzuführen. Abbildung 65 zeigt die flächenbezogenen Massenbilanzen der Einzelregionen. Das Islandplateau weist die höchste flächenbezogene Massenbilanz der benthischen C_{org} -Flüsse mit $1.0 \cdot 10^6 \text{ t C a}^{-1}$ gegenüber der Grönlandsee mit $0.3 \cdot 10^6 \text{ t C a}^{-1}$ und der Norwegensee mit $0.4 \cdot 10^6 \text{ t C a}^{-1}$ auf, obwohl es im Bezug auf die beiden Tiefseebecken nur 20% an Fläche einnimmt. Auf die

gesamte ARCT-Provinz bezogen bedeutet dies insgesamt höhere benthische C_{org} -Flüsse von $1.8 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ gegenüber der SARC-Provinz von $0.9 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, obwohl die durchschnittlichen PP-Werte von 109 und $107 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ für beide Provinzen nahezu gleich sind.

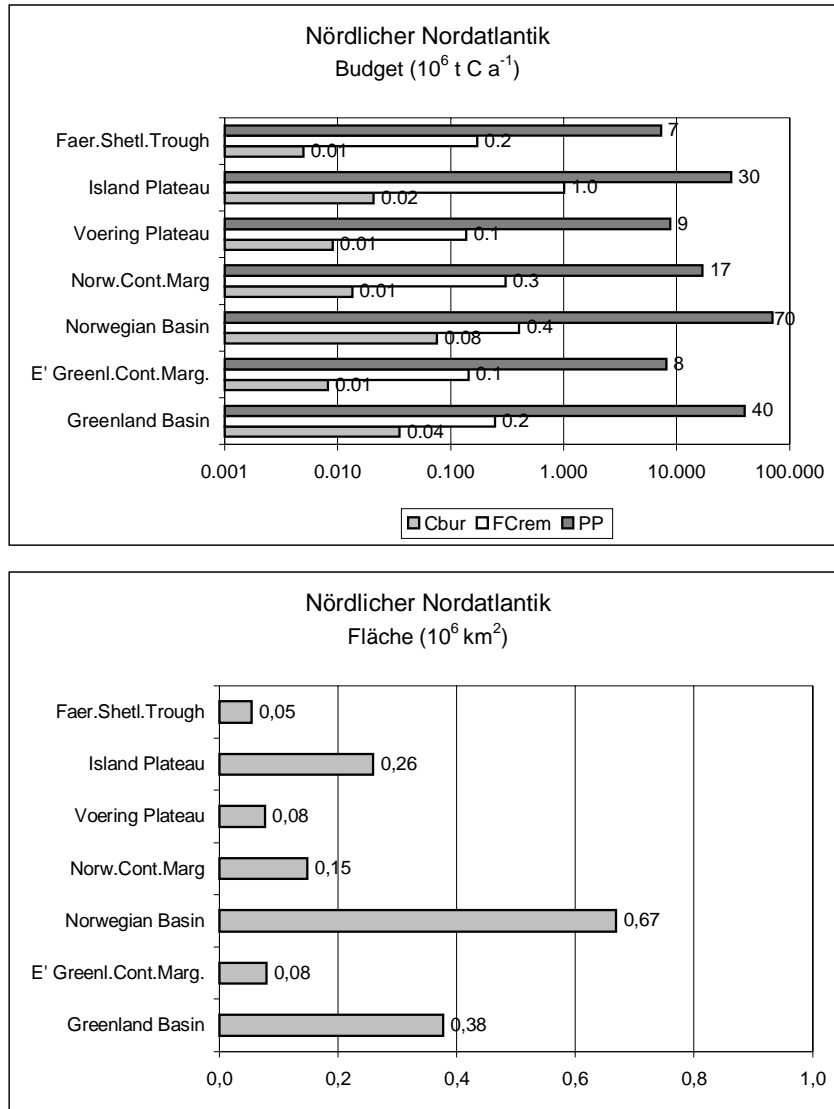


Abb. 65: Absolute Massenbilanzen der Primärproduktion (PP), der benthischen Remineralisierung (F_{Crem}) und der C_{org} -Einbettung (C_{bur}) für jede biogeographische Einzelregion im nördlichen Nordatlantik.

Die Einbettungsraten liegen für alle Einzelregionen bei ca. $0.10 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, wobei das Voeringplateau leicht höhere Werte aufweist. Es handelt sich hier um ein Hochakkumulationsgebiet, das in den eigens erstellten Karten zur C_{org} -Einbettung im nördlichen Nordatlantik entsprechend gewichtet wurde (siehe Kapitel 5.4.2). Da es aber im Vergleich zu dem morphologisch ebenfalls exponierten Islandplateau eine relativ kleine Fläche einnimmt, ergibt sich nur eine Gesamtbudget von $0.01 \cdot 10^6 \text{ t C a}^{-1}$ im Gegensatz zum wesentlich größeren Islandplateau mit einer Gesamteinbettung von $0.02 \cdot 10^6 \text{ t C a}^{-1}$.

In Falle des nördlichen Nordatlantiks erweist sich die Aufteilung in die biogeographischen Provinzen ARCT und SARC nach Longhurst (1995) als nicht ausreichend, um die kleinregionalen Unterschiede des nördlichen Nordatlantiks zu erfassen. In der Gesamtbilanz zeigen beide Provinzen hinsichtlich der jährlichen PP als auch der benthischen Remineralisierung keine Unterschiede, da die pelagischen Tiefseebecken innerhalb dieser beiden Provinzen gleiche Charakteristika aufweisen und flächenmäßig stark in die Bilanzen eingehen, so daß bestehende Unterschiede entlang der Kontinentalränder nicht hervorgehoben werden. Aus Sicht der biogeographischen Zonierung bilden sich somit die Merkmale der Meeresoberfläche bezogen auf den Kohlenstoffkreislauf des nördlichen Nordatlantiks nicht in den Sedimenten ab. Vielmehr ist in diesem Falle eine wesentlich differenziertere Einteilung in kleinregionale Einzelgebiete mit unterschiedlichen strukturellen Merkmalen zu treffen, wie sie hier beispielsweise anhand von Kontinentalhängen, Tiefseebecken oder Plateaus aufgestellt wurde, um signifikante biogeochemische Unterschiede erkennen zu können.

Nordwestatlantik

Im Untersuchungsgebiet des Nordwestatlantiks wurden für zwei Provinzen separate Massenbilanzen aufgestellt. Es handelt sich einmal um die vom Golfstrom beeinflusste Meeresregion GFST (*Gulf Stream*) und um den nordwestatlantischen subtropischen Zentralwirbel NAST W (*North Atlantic Subtropical Gyre West*), wie sie von Longhurst (1995) unterschieden wurden (Abb. 45, Kapitel 5.4.3). In diesem Falle ist die Aufteilung besonders wichtig, da es sich um deutlich voneinander abgrenzbare Gebiete mit sehr unterschiedlichen Merkmalen handelt.

Die NAST W-Provinz stellt die oligotrophe Meeresregion der Sargassosee dar, deren insgesamt niedrige PP den mittleren Breiten gemäß saisonalen Schwankungen unterliegt. Wohingegen die Produktivität hoher Breiten in erster Linie durch die Sonnenintensität und die der tropischen Meeresregionen durch das Nährstoffangebot limitiert wird, kontrollieren in den gemäßigten Breiten abwechselnd beide Hauptfaktoren die komplexen Produktivitätsmuster. In den Wintermonaten ist die Produktivität im Oberflächenwasser sehr gering. Während des Frühjahrs nimmt das Phytoplanktonwachstum speziell von Diatomeen mit zunehmender Sonneneinstrahlung exponentiell zu und eine für das Exportgeschehen sehr wichtige Frühjahrsblüte bildet sich. In den Sommermonaten bedingen Nährstoffmangel und eine zunehmende Stratifizierung des Oberflächenwassers ein niedriges Niveau der Produktivität. Die Auflösung der Stratifizierung im Zuge abnehmender Oberflächentemperaturen und einer besseren Durchmischung der Wassermassen durch zunehmende Windstärken im Herbst führen zu einer kurzlebigen Herbstblüte. Die winterliche Durchmischungstiefe erreicht in der Sargassosee maximal 150m Tiefe (Longhurst, 1998). Eine zusätzliche Komplexität der Produktivitätsmuster tragen sogenannte kalte und warme *core rings* (*Eddies*) in die Region der Sargassosee ein, die sich aus dem dynamischen Strömungsmuster des Golfstromes gelöst haben. Kalte *Eddies*

tragen Nährstoffe in die euphotische Zone ein, wohingegen warme *Eddies* phytoplanktonreiches und nährstoffarmes Wasser exportieren.

Die gleichen zyklischen Produktivitätsmuster wie in der Sargassosee treten auch in der **Golfstromregion** auf (Longhurst, 1998). Diese stellt jedoch eine wesentlich dynamischere Provinz dar, weil sie die von warmen und kalten *Eddies* geprägten variablen Ränder des warmen Hauptstromes umfaßt (Longhurst, 1998). Die starken horizontalen Gradienten in den Oberflächentemperaturen über kurze Entfernungen hinweg hinsichtlich der kalten Labradorströmung im Nordwesten und der warmen Sargassosee im Südosten bedingen eine sehr hohe Variabilität der Oberflächentemperaturen. Die Verwirbelungen und hohen Produktivitätsbereiche entlang der mesoskaligen Fronten und innerhalb der Golfstromringe sind deutlich anhand von Satellitenaufnahmen der Chlorophyllfarbverteilungsfelder zu erkennen (Longhurst, 1998). Die dahingehend höhere jährlich gemittelte Produktivität der Golfstromregion im Gegensatz zur Sargassosee ist auch den hier aufgestellten Bilanzen anhand des PP-Datensatzes von Antoine et al. (1996) zu entnehmen (Abb. 66).

Die Golfstromregion zeigt eine signifikant höhere durchschnittliche PP von $127 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ gegenüber der NAST W-Provinz der Sargassosee von $90 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. Diese Unterschiede bleiben auch in den durchschnittlichen benthischen Flüssen von 0.7 und $0.4 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ beider Regionen erhalten. Da die Golfstromregion jedoch geringere mittlere Tiefen aufweist, wurden zusätzlich die benthischen Flußraten für einen Referenzhorizont in 1000m Tiefe berechnet, um einen von der Morphologie unabhängigen Vergleich aufstellen zu können (Abb.66). Hierbei zeigen sich wesentlich größere Unterschiede in den C_{org} -Flüssen von $7.0 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ in der Golfstromregion und $2.7 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ in der Sargassosee. Somit ergibt sich in 1000m Tiefe eine doppelt so hohe Export-Ratio von 6% für die Golfstromregion gegenüber der Sargassosee mit 3%. Die Einbettungsraten weisen ähnliche prozentuale Anteile von 0.05 bzw. 0.03% gegenüber der PP auf, obwohl sie aufgrund einer ganz unterschiedlichen Herangehensweise aus bestehenden Kartenwerken berechnet wurden und auf keiner empirischen Beziehungen zwischen der PP und der Wassertiefe beruhen.

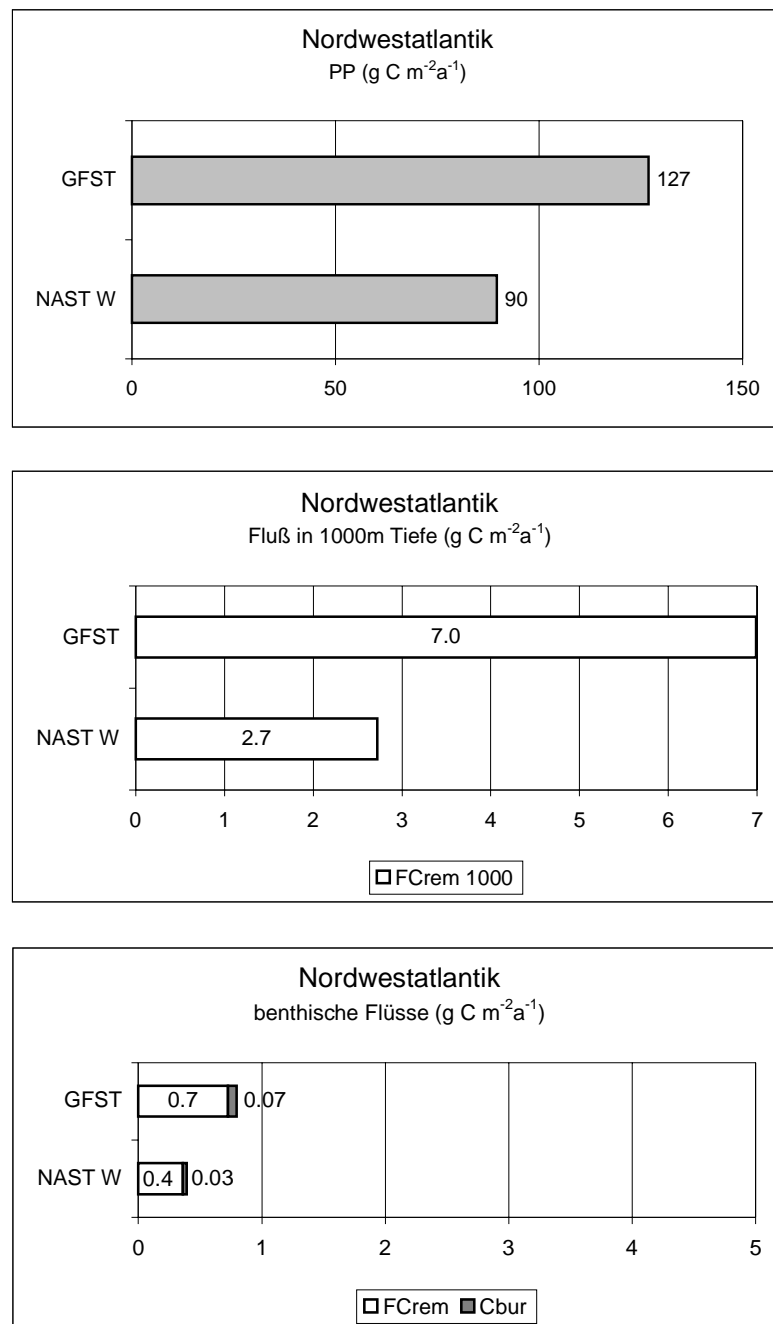


Abb. 66: Flächenbezogene durchschnittliche Flüsse der Primärproduktion (PP), der benthischen Remineralisierung (F_{Crem}) für einen Referenzhorizont in 1000m Tiefe und am Meeresboden und der C_{org} -Einbettung (C_{bur}) für die Golfstromregion (GFST) und den nordwestatlantischen subtropischen Zentralwirbel (NAST W) im Nordwestatlantik .

Die absoluten Massenbilanzen der zwei Provinzen zeigen wegen der unterschiedlichen Flächenaufteilungen ein anderes Bild (Abb. 67). Da die Fläche der Golfstromregion nur 21% der beiden Regionen beinhaltet, fallen die flächenbezogenen Massenbilanzen der benthischen Remineralisierung mit $1.1 \cdot 10^6 \text{ t C a}^{-1}$ und der Einbettung mit $0.08 \cdot 10^6 \text{ t C a}^{-1}$ entsprechend niedriger aus als für die Sargassosee mit $1.5 \cdot 10^6 \text{ t C a}^{-1}$ bzw. $0.14 \cdot 10^6 \text{ t C a}^{-1}$.

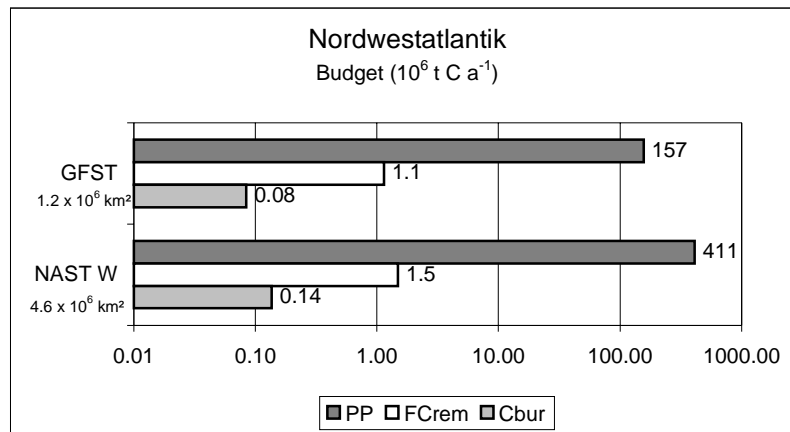


Abb. 67: Flächenbezogene Massenbilanzen der Primärproduktion (PP), der benthischen Remineralisierung (F_{Crem}) und der C_{org} -Einbettung (C_{bur}) für die Golfstromregion (GFST) und den nordwestatlantischen subtropischen Zentralwirbel (NAST W) im Nordwestatlantik.

Wie es sich in den hier aufgestellten Bilanzen zeigt, erweist sich die Aufteilung des Nordwestatlantiks in die Provinzen des nordwestatlantischen subtropischen Zentralwirbels und des Golfstromes als sehr passend, da beide Provinzen mit unterschiedlichen Merkmalen in die Massenbilanzen eingehen. Im Unterschied zum nördlichen Nordatlantik zeigt sich hier eine deutliche Übereinstimmung der biogeographischen Zonierung auch aus benthischer Sicht. Eine vereinheitlichte Betrachtungsweise dieses Untersuchungsgebietes würde dem nicht gerecht werden und ein weniger realistisches Bild der Region wiedergeben.

Äquatorialer Ostatlantik

Das Untersuchungsgebiet des äquatorialen Ostatlantiks liegt nach der Einteilung von Longhurst (1995b) genau im Grenzbereich mehrerer Provinzen, die aufgrund ihrer Ausdehnung durch die hier verwendeten Daten regional nicht vollständig repräsentiert werden können. Es handelt sich um die Grenzbereiche folgender Provinzen: *Western Tropical Atlantic* (WTRA), *Eastern Tropical Atlantic* (ETRA) und *North Atlantic Tropical Gyre* (NATR). Aufgrund der allseits hohen Primärproduktion dieser Region (Abb. 28, Kapitel 5.1.2) wurden die Grenzbereiche dieser Provinzen zusammengefaßt und eine gemeinsame Massenbilanz dieser Region erstellt.

Die Produktivität des äquatorialen Ostatlantiks wird durch das saisonale Wandern der Zwischentropischen Konvergenzzone (ITCZ) bestimmt. Das Gebiet ist gekennzeichnet durch eine typisch tropische Situation mit einer stabilen und ausgeprägten Thermokline, wodurch der aufwärtsgerichtete Nährstofffluß den limitierenden Faktor für die PP darstellt (Voituriez et al., 1982).

Im Norden des Untersuchungsgebietes wurden die höchsten Primärproduktions- und Exportraten nach maximaler zonaler Stärke des Nordostpassates im Frühling beobachtet (Wefer und Fischer, 1993). Die Stärke des Nordostpassates bedingt einen hohen äolischen Eintrag aus der Sahara und der Sahelzone, der mit einer erhöhten biologischen Produktivität einhergeht. Sinkstoffallendaten nördlich des Untersuchungsgebietes geben von Januar bis November hohe POC-Flüsse mit Höchstwerten von Juli bis August wieder (Wefer und Fischer, 1993). Die wichtigsten autotrophen Primärproduzenten im äquatorialen Ostatlantik sind Coccolithophoriden, deren Sekrete die Agglutination von mineralischen und biogenen Partikeln begünstigen (Wefer und Fischer, 1993). Solche Blüten führen zu einem erhöhten Export kleiner nicht-biogener Partikel aufgrund von *Scavenging* und Agglutination (Honjo, 1982). Der erhöhte äolische Partikeleintrag wirkt beschleunigend auf den POC-Fluß (Kranck und Milligan, 1988; Haake et al., 1993), wodurch kürzere Aufenthaltszeiten und eine geringere Remineralisierung in der Wassersäule erreicht werden. Daher kann ein erhöhter Anteil der labilen Fraktion in der $C_{org-rain\ rate}$ auf das Sediment angenommen werden, der wiederum hohe benthische Remineralisierungsraten bedingt.

Im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes ist die PP zeitlich an die Intensivierung des Südostpassates gekoppelt, der die Verlagerung der ITCZ nach Norden bewirkt. Im Zusammenhang mit der Intensivierung des zonalen Windfeldes beschreiben Wefer und Fischer (1993) eine Erhöhung sowohl des äquatorialen Auftriebsgeschehen als auch der oberflächennahen Durchmischungstiefe und damit des Nährstoffgehaltes an der Oberfläche. Dies führt in den Sommermonaten August und September zu maximalen Primärproduktions- und hohen Exportraten.

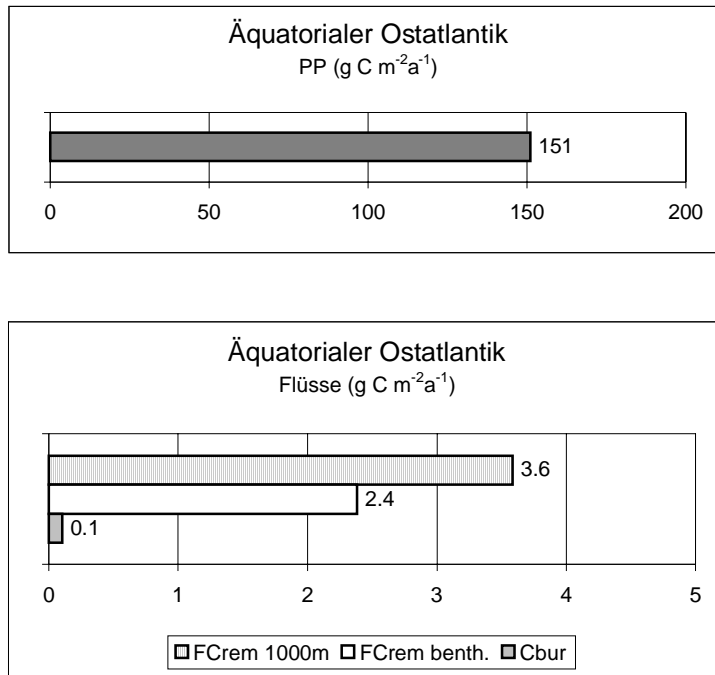


Abb. 68: Flächenbezogene durchschnittliche Flüsse der Primärproduktion (PP), der benthischen Remineralisierung (F_{Crem}) für einen Referenzhorizont in 1000m Tiefe und am Meeresboden und der C_{org} -Einbettung (C_{bur}) für das gesamte Untersuchungsgebiet des äquatorialen Ostatlantiks.

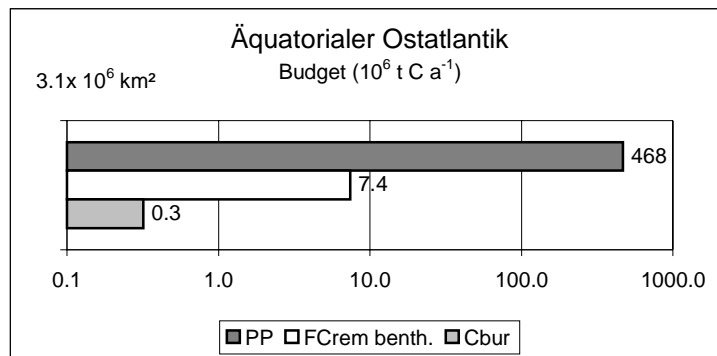


Abb. 69: Absolute Massenbilanzen der Primärproduktion (PP), der benthischen Remineralisierung (F_{Crem}) und der C_{org} -Einbettung (C_{bur}) für das gesamte Untersuchungsgebiet des äquatorialen Ostatlantiks ($3.1 \cdot 10^6$ km²)

Abbildung 68 und 69 zeigen die flächenbezogene Massenbilanzen des gesamten Untersuchungsgebietes. Die hier berechneten hohen Flüsse spiegeln die beschriebenen Verhältnisse wider. Aufgrund des Auftriebsgeschehen im äquatorialen Ostatlantik erreicht die PP im Vergleich zu den beiden anderen Gebieten sehr hohe durchschnittliche Werte von $151 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (Abb. 68). Dieses gilt gleichfalls für die Meeresoberfläche der küstenfernen Tiefsee (Abb. 61, Kapitel 6.2.2). Untersuchungen mit Hilfe des CZCS (McClain et al., 1990; Platt et al., 1991) schätzten die jährliche PP des gesamten östlichen tropischen Atlantiks auf 2.3 Gt C a^{-1} und zeigten, daß diese die gesamte PP der von Planktonblüten charakterisierten Nordatlantikregion übersteigt (Monger et al., 1997). Die hier betrachtete Region ($3.1 \cdot 10^6 \text{ km}^2$) des äquatorialen Ostatlantiks trägt allein mit $468 \cdot 10^6 \text{ t C a}^{-1}$ dazu 20% bei.

Der durchwegs hohe Export in der Wassersäule zeigt sich sowohl für den Referenzhorizont in 1000m Tiefe mit $3.6 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ als auch für die hohen benthischen Flüsse von $2.4 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. Generell weisen östliche äquatoriale Auftriebsgebiete beträchtlich höhere Sauerstoffflüsse auf als westliche Regionen ohne Auftrieb (Jahnke und Jackson, 1987a; Jahnke et al., 1989a; Glud et al., 1994). Dahingehend zeigen diese Bilanzen, daß auch in der Tiefsee des äquatorialen Ostatlantiks die benthische Remineralisation für das Recycling eines signifikanten Anteils organischen Kohlenstoffs verantwortlich ist (Abb. 68). zeigt die flächenbezogenen Massenbilanzen des gesamten Untersuchungsgebietes. Die hier berechneten hohen Flüsse spiegeln die beschriebenen Verhältnisse wider. Die Kopplung atmosphärischer (Passatwinde, Auftrieb) und biologischer Prozesse (hohe PP) im äquatorialen Ostatlantik begünstigen hohe Partikel-flüsse und das schnelle Herabsinken in der Wassersäule, was wiederum die benthische Remineralisierung vorantreibt. Die im Schnitt doppelt so hohe Remineralisierung in der Tiefsee des äquatorialen Ostatlantiks im Vergleich zu den beiden anderen Gebieten kann daher mit einem hohen Eintrag von POC auf das Sediment mit einem erhöhten Anteil von labilem C_{org} im Zuge hoher PP und hohen Exports interpretiert werden.

7 Schlußfolgerungen und Zusammenfassung

Im Rahmen dieser Arbeit wurden neue Ansätze zur flächenbezogenen Modellierung des marinen Kohlenstoffkreislaufes vorgestellt. In regionalen Detailstudien wurde der Transport organischen Kohlenstoffes zum Meeresboden für drei unterschiedliche Regionen des Atlantiks anhand repräsentativer Datensätze bilanziert. Somit konnten die Variabilität und die Abhängigkeiten ortszpezifischer Prozesse erfaßt und entsprechend eingegrenzt und gewichtet werden. Kleinregionale und tiefenbezogene Bilanzierungen wurden mit Hilfe eines Geoinformationssystemes für jedes Gebiet aufgestellt, um die Kopplung benthisch-pelagischer Prozesse des marinen Kohlenstoffkreislaufes zu erkennen und um zu untersuchen, inwieweit biogeographische Zonierungen auch aus benthischer Sicht wiedergegeben werden.

Die hier vorgestellten flächenbezogenen Bilanzen basieren auf empirischen Relationen, die in regionalen Detailstudien anhand statistisch abgesicherter Regressionsanalysen erstellt wurden. Diese Relationen stellen den Fluß remineralisierbaren organischen Kohlenstoffes am Meeresboden in Abhängigkeit der jährlichen Primärproduktion und der Wassertiefe dar. Da in der Tiefsee generell mehr als 95% der $C_{org-rain}$ rate an der Sediment-Wassergrenzfläche aerob abgebaut werden, wurde der benthische Kohlenstofffluß über *in situ*-Messungen der Sedimentsauerstoffzehrung mit Hilfe von O_2 -Porenwasserprofilen (Mikroelektroden) und Inkubationskammerntechnik ermittelt. Diese Flüsse wurden nicht über empirische Relationen abgeleitet und stellen daher ein direktes Maß zur Bilanzierung der benthischen Remineralisierung von organischem Kohlenstoff dar. Im Gegensatz zu bestehenden globalen Abschätzungen, in die entweder Sinkstoffallendaten oder methodisch unterschiedlich bestimmte benthische Remineralisierungsraten eingehen, beruhen die hier aufgestellten Relationen auf regional einheitlichen Datensätzen zur benthischen Sauerstoffzehrung. So wurden Fehler bezüglich möglicher Unterschiede in den Bestimmungsmethoden und der Prozesse, die auf unterschiedlichen Zeitskalen ablaufen (Primärproduktion und Sinkstoffallenmassenfluß, benthische Remineralisierung und C_{org} -Einbettung) minimiert. Darüber hinaus wurde im Gegensatz zu früheren Bilanzierungen ein aktueller flächendeckender Datensatz zur jährlichen Primärproduktion aus Langzeitsatellitenfernerkundungsdaten angewandt.

Neben den guten Korrelationskoeffizienten von 0.89 bis 0.96 wurde die Zuverlässigkeit der empirischen Relationen für jede Region anhand unabhängiger Datensätze bestehend aus *ex situ*- und *in situ*-Daten zur totalen und diffusiven Sedimentsauerstoffzehrung und Sinkstoffalldaten geprüft. Da diese Vergleiche gute Übereinstimmungen ergaben, konnten die aufgestellten Relationen zur repräsentativen Extrapolation, Kartenerstellung und Flächenbilanzierung in den drei Teilregionen angewandt werden.

Lokale Abweichungen von den Regressionen ließen kleinregionale Prozesse erkennen, die nicht allein von der Primärproduktion und der Wassertiefe bestimmt werden. Diese Bereiche konnten mit dem GIS eingegrenzt und in den Bilanzierungen entsprechend gewichtet werden. Hierzu zählen beispielsweise Hochakkumulationsgebiete wie das Vöringplateau im nördlichen Nordatlantik und Bereiche erhöhter Resuspension aufgrund starker Strömung und lateraler Transportprozesse in der Norwegensee. Des weiteren konnten Bereiche erhöhter Remineralisierung aufgrund verstärkter benthischer Makrofaunenaktivität im Zuge hoher Exportraten wie im Einflußbereich der Bahamainseln und im äquatorialen Auftriebsgebiet erfaßt werden. Außerdem spiegelt die empirische Relation die Ausbildung eines *Depocenter* entlang des nordostamerikanischen Kontinentalhangs aufgrund lateralen Transportgeschehens über die Schelfkante wider.

Die hier angewandten GIS-Techniken erwiesen sich als ein ausgezeichnetes Mittel zur Massenbilanzierung. Aufgrund der Möglichkeit zur Transformation aller Datensätze in eine geeignete Rasterauflösung und eine flächentreue Projektion konnten mit Hilfe absolut deckungsgleicher Verschneidungs- und Verrechnungstechniken exakte Flächenbilanzierungen in tiefenbezogener und kleinregionaler Auflösung erstellt werden, die den Vergleich biogeochemischer Zonierungen des marinen Kohlenstoffkreislaufes auch aus benthischer Sicht ermöglichten. Neben der statistischen und visuellen Kontrolle, kann das hier aufgebaute GIS jederzeit an neue Datensätzen angepaßt und erweitert werden, beispielsweise an neue globale Verteilungsmuster der Primärproduktion der Satellitenfernerkundung mit dem neuen *Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor* (SeaWiFS).

Signifikante Unterschiede zu globalen Bilanzen ergaben sich für alle drei Regionen. Im Gegensatz zu globalen Bilanzierungen verhalten sich die Regionen in ihrer tiefenbezogenen benthischen Remineralisierung deutlich unterschiedlich und zeigen typische tiefenabhängige und kleinregionale Verteilungsmuster. Der nördliche Nordatlantik zeigt um die Hälfte niedrigere Remineralisierungsraten und ebenso niedrigere räumlich variierende Export-*Ratios* von 1.7 bis 2% in 1000m Tiefe im Vergleich zu entsprechenden globalen Abschätzungen (3.1%). Im Hinblick auf die biogeographische Zonierung nach Longhurst (1995) konnten keine Unterschiede festgestellt werden. Erst bei einer feineren Auflösung der Regionalität in morphologische Strukturen wie Hang, Becken und Plateaus zeigen die benthischen Abbauprozesse des nördlichen Nordatlantiks eine Übereinstimmung mit den unterschiedlichen biogeochemischen Mustern an der Oberfläche. Der Nordwestatlantik ist durch eine signifikante biogeographische Zonierung gekennzeichnet. Die Aufteilung in die oligotrophe küstenferne Sargassosee und die hochdynamische Golfstromregion zeigt sich deutlich in den Remineralisierungsraten am Meeresboden und in den sehr unterschiedlichen Export-*Ratios* beider Zonen in 1000m Wassertiefe von 3% und 6%. Des weiteren lassen sich im Gegensatz zu globalen Bilanzen mehr als doppelt so hohe Flüsse am nordostamerikanischen Kontinentalhang gegenüber extrem niedrigen

Flüssen in der Tiefsee unterscheiden. In diesem Falle konnte eine eindeutige Übereinstimmung der biogeochemischen Zonierung mit benthischen Prozessen festgestellt werden. Im äquatorialen Ostatlantik sind die Abweichungen der Flächenbilanzen gegenüber globalen Abschätzungen geringfügiger, zeigen aber im Vergleich zu den beiden anderen Regionen mehr als doppelt so hohe benthische Flüsse mit durchgehend hohem Niveau in der Tiefsee. Eine Aufteilung in kleinräumigere biogeographische Zonierungen war aufgrund der Gebietsgröße und der Datenlage nicht möglich. Die durchwegs hohe Primärproduktion aufgrund des küstennahen und äquatorialen Auftriebes spiegelt sich auch insgesamt in dem durchgehend hohen durchschnittlichen Export-*Ratio* von 1.5% in allen Tiefenlagen ab 2000m und den hohen benthischen Remineralisierungsraten wider.

Die in dieser Arbeit vorgestellten kleinregionalen Detailstudien zeigen, daß mit Hilfe regional hochauflösender flächen- und tiefenbezogener Massenbilanzierung organischer Kohlenstoffflüsse die Untersuchung der Kopplungsmechanismen im marinen Kohlenstoffkreislauf zwischen Meeresoberfläche, Wassersäule und Sediment möglich sind und sich im Vergleich zu globalen Bilanzen signifikante Unterschiede herausstellen lassen. Die Bilanzierungen anhand der biogeographischen Zonierungen nach Longhurst (1995) ergaben, daß sich die biogeochemischen Verteilungsmuster der Oberfläche regional auch in der benthischen Sichtweise widerspiegeln, wobei jedoch die Zonen teilweise verfeinert werden und den kleinregionalen Strukturen wie beispielsweise im nördlichen Nordatlantik angepaßt werden müssen. Mit einer zunehmend besseren Datenlage kann die hier vorgestellte Methode auf neue Regionen erweitert werden, um deren unterschiedliche Prozesse in ein global realistischeres Abbild des marinen Kohlenstoffkreislaufes einzupassen.

Abschließend ist zu sagen, daß zur Erfassung der hohen Variabilität im marinen Kohlenstoffkreislauf regionale Detailstudien nötig sind, da sie aufgrund der entsprechenden Wichtung lokaler Meßdaten die Verhältnisse realistischer wiedergeben. Darüber hinaus bieten sie unter konzeptionellen und logistischen Aspekten ein sehr geeignetes Werkzeug zur Planung und Ausführung weiterer Untersuchungen hinsichtlich der hohen Variabilität mariner Kohlenstoffflüsse. Des weiteren können sie zur Untersuchung anthropogener Einflüsse auf den marinen Stoffkreislauf und zur Kontrolle und Planung zukünftiger Eingriffe herangezogen werden.

Danksagung

Mein herzlichster Dank gilt Herrn Dr. habil. Michael Schlüter für die Betreuung der vorliegenden Dissertation. Durch seinen Erfahrungs- und Ideenreichtum bei allen wissenschaftlichen Fragestellungen und durch seine Hilfsbereitschaft bei praktischen Problemen trug er erheblich zum Gelingen dieser Arbeit bei.

Meinem Betreuer Herrn Prof. Dr. Erwin Suess gebührt mein besonderer Dank. Sein Interesse am Fortgang dieser Arbeit und seine Anregungen waren eine wesentliche Unterstützung.

Frau Dr. Avan Antia und Herrn Dr. Wolfgang Koeve vom Institut für Meereskunde und Herrn Dr. Eberhard Sauter vom GEOMAR danke ich ganz herzlich für hilfreiche Diskussionen und die Bereitstellung nützlicher Sinkstofffallendaten und neuester Daten zur benthischen Sauerstoffzehrung.

Bei Herrn Richard Jahnke vom *Skidaway Institute of Oceanography* und bei Herrn David Antoine vom *Laboratoire de Physique et Chimie Marines* bedanke ich mich für die Bereitstellung ihrer originalen Datensätze zur globalen Primärproduktion und zur benthischen Sauerstoffzehrung, ohne die diese Arbeit erheblich an Format verloren hätte.

Weiterhin gilt mein Dank allen ehemaligen und derzeitigen Kollegen im Graduiertenkolleg für die allzeit freundschaftliche Atmosphäre innerhalb unserer Gemeinschaft. Den Mitgliedern der Abteilungen Marine Umweltgeologie am GEOMAR sei für ihre Unterstützung gedankt und Dr. Rüdiger Kunze für die Hilfestellungen bei allen netzwerk- und computerrelevanten Problemen. Besonders danken möchte ich weiterhin Sibylle Grandel und Marcus Elvert für das kritische Korrekturlesen dieser Arbeit.

Meinen Eltern und Großeltern möchte ich an dieser Stelle für das über all die Jahre entgegenbrachte Vertrauen und die unermüdliche Unterstützung und Liebe während meiner Ausbildung danken. Mein herzlicher Dank gebührt meinem Freund Marcus für seine Liebe, Geduld und Verständnis, die er mir in allen Lebenslagen entgegenbrachte, vor allem in der Endphase dieser Arbeit.

Diese Arbeit wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Rahmen des Graduiertenkollegs „Dynamik globaler Kreisläufe im System Erde“ finanziell gefördert.

Angela Schäfer-Pinto

DEZEMBER 1999

Literaturverzeichnis

- Aagaard K. und Carmack E. C. (1989) The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation. *Geophys. Res.* **94** (C10), 14485-14498.
- Aagaard K., Rahrback E., Meincke J., und Swift J. H. (1991) Saline outflow from the Arctic Ocean: Its contribution to the deep waters of the Greenland, Norwegian, and Iceland seas. *J. Geophys. Res.* **96** (20), 433-441.
- Anderson L. A. und Sarmiento J. L. (1994) Redfield ratios of remineralization determined by nutrient data analysis. *Glob. Biogeochem. Cycles* **8** (1), 65-80.
- Anderson L. G., Björk G., Holby O., Jones E. P., Kattner G., Koltermann K. P., Lijjebald B., Lindgren R., Rudels B., et al. (1994a) Water masses and circulation in the Eurasian Basin: Results from the Oden 91 expedition. *J. Geophys. Res.* **99**, 3273-3283.
- Anderson R. F., Rowe G. T., Kemp P. F., Trumbore S., und Biscaye P. E. (1994b) Carbon budget for the mid-slope depocenter of the Middle Atlantic Bight. *Deep-Sea Res. II* **41** (2/3), 669-703.
- Andrews D. und Bennett A. (1981) Measurements of diffusivity near the sediment-water interface with a finescale resistivity probe. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **45**, 2157-2169.
- Antoine D., Andre J.-M., und Morel A. (1996) Oceanic primary production - 2. Estimation at global scale from satellite (coastal zone color scanner) chlorophyll. *Global Biogeochemical Cycles* **10** (1), 57-69.
- Antoine D. und Morel A. (1996) Oceanic primary production - 1. Adaption of a spectral light-photosynthesis model in view of application to satellite chlorophyll observations. *Global Biogeochemical Cycles* **10** (1), 43-55.
- Archer D. und Devol A. (1992) Benthic oxygen fluxes on the Washington shelf and slope: A comparison of in situ microelectrode and chamber flux measurements. *Limnol. Oceanogr.* **37** (3), 614-629.
- Archer D., Emerson S., und Reimers C. E. (1989) Dissolution of calcite in deep-sea sediments: pH and O₂ microelectrode results. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **53**, 2831-2845.
- Asper V. L., Deuser W. G., Knauer G. A., und Lohrenz S. E. (1992) Rapid coupling of sinking particle fluxes between surface and deep ocean waters. *Nature* **357**, 670-672.
- Bacon M. P., Huh C.-A., Fleer A. P., und Deuser W. G. (1985) Seasonality in the flux of natural radionuclides and plutonium in the deep Sargasso Sea. *Deep-Sea Res.* **32**, 273-286.
- Bacon M. P., Huh C.-A., und Moore R. M. (1989) Vertical profiles of some natural radionuclides over the Alpha Ridge, Arctic Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* **95**, 15-22.
- Baker E. T., Milburn H. B., und Tennant D. A. (1988) Field assessment of sediment trap efficiency under varying flow conditions. *J. Mar. Res.* **46** (3), 573-592.
- Balch W. M., Evans R., Brown J., Feldman G., McClain C., und Esaias W. (1992) The remote sensing of ocean primary productivity: Use of new data compilation to test satellite models. *J. Geophys. Res.* **97** (C2), 2279-2293.
- Balzer W. (1996) Particle mixing processes of Chernobyl fallout in deep Norwegian Sea sediments: Evidence for seasonal effects. *Geochim. Cosmochim.* **60**, 3425-3433.
- Balzer W., Helder W., Epping E. H. G., Lohse L., und Otto S. (1998) Benthic denitrification and nitrogen cycling at the slope and rise of the N. W. European Continental Margin (Goban Spur). *Progress in Oceanography* **42** (1-4), 111-126.
- Bard E., Hamelin B., Fairbanks R. G., und Zindler A. (1990) Calibration of the ¹⁴C timescales over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. *Nature* **345**, 405-410.
- Bauerfeind E., v. Bodungen B., Koeve W., und Arndt K. (1994) Particle flux and composition of sedimenting matter in the Greenland Sea. *J. Mar. Systems* **5**, 411-423.
- Behrenfeld M. J. und Falkowski P. G. (1997a) Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration. *Limnology and Oceanography* **42** (1), 1-19.
- Behrenfeld M. J. und Falkowski P. G. (1997b) A consumer's guide to phytoplankton primary productivity models. *Limnol. Oceanogr.* **42** (7), 1479-1491.
- Bender M. L. und Heggie D. T. (1984) Fate of organic carbon reaching the deep sea floor: a status report. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **48**, 977-986.
- Berelson W. M., Anderson R. F., Dymond J., Demaster D., Hammond E. E., Collier R., Honjo S., Leinen M., Mcmanus J., et al. (1997) Biogenic budgets of particle rain, benthic remineralization and sediment accumulation in the equatorial Pacific. *Deep-Sea Research II* **44** (9-10), 2251-2282.
- Berelson W. M., Hammond D. E., Smith K. L., Jr., Jahnke R. A., Devol A. H., Hinga K. R., Rowe G. T., und Sayles F. (1990) In situ benthic flux measurement devices: bottom layer technology. *Mar. Tech. Soc. J.* **21** (2), 26-32.
- Berg P., Risgaard-Petersen N., und Rysgaard S. (1998) Interpretation of measured concentration profiles in sediment pore water. *Oceanography* **43** (7), 1500-1510.
- Berger W. H. (1989c) Appendix: Global maps of ocean productivity. In *Productivity of the Ocean: Present and Past* (ed. W. H. Berger, V. S. Smetacek, und G. Wefer), pp. 429-455. Wiley, N. Y.
- Berger W. H., Fischer F., Lai C., und Wu G. (1987) Ocean productivity and organic carbon flux Part I. Overview and maps of primary production and export production. In *Biogeochemical cycling and fluxes between the deep euphotic zone and other oceanic realms*, Vol. **3** (ed. C. Agegian), pp. 87-30. NOAA Symp. Ser. for Undersea Res. Prog., SIO Ref.,
- Berger W. H., Smetacek V., und Wefer G. (1989a) Productivity in the Ocean: Past and Present. In *Dahlem Workshop Reports*, Vol. **44**, pp. 470. John Wiley & Sons, New York.
- Berger W. H., Smetacek V., und Wefer G. (1989b) Ocean productivity and paleoproductivity - an overview. In *Productivity in the Ocean: Past and Present.*, Vol. **44** (ed. W. H. Berger, V. Smetacek, und G. Wefer), pp. 1-34. John Wiley & Sons, New York.
- Berner R. A. (1980) *Early diagenesis. A theoretical approach*. Princeton University Press, Princeton, N.J.

- Berner R. A. und Canfield D. E. (1989) A new model for atmospheric oxygen over phanerozoic time. *Mer. J. Sci.* **289** , 333-361.
- Betzer P. R., Showers J. W., Laws E. A., Winn C. D., Ditullio G. R., und Kroopnick P. M. (1984) Primary productivity and particle fluxes on a transect of the equator at 153°W in the Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.* **31** (1), 1-11.
- Bigg G. R. (1996) The oceans and climate, pp. 266. Cambridge University Press
- Bill R. und Fritsch D. (1994) Grundlagen der Geo-Informationssysteme. Bd. 1. Hardware, Software und Daten. Wichmann Verlag, Heidelberg.
- Billett D. S. M., Lampitt R. S., Rice A. L., und Mantoura R. F. C. (1983) Seasonal sedimentation of phytoplankton to the deep-sea benthos. *Nature* **302** , 520-522.
- Biscaye P. E., Flagg C. N., und Falkowski P. G. (1994) The Shelf Edge Exchange Processes experiment, SEEP-II: an introduction to hypotheses, results and conclusions. *Deep-Sea Research II* **41** (2/3), 231-252.
- Bishop J. K. B. (1989) Regional extremes in particulate matter composition and flux: Effects on the chemistry of the ocean interior. In *Productivity of the Ocean: Present and Past*, Vol. **44** (ed. W. H. Berger, V. S. Smetacek, und G. Wefer), pp. 117-137. John Wiley & Sons,
- Blaume F. (1992) Hochakkumulationsgebiete am norwegischen Kontinentalhang: Sedimentologische Abbilder Topographiegeführter Strömungsmuster. *Bericht aus dem SFB 313* **36**, Universität Kiel.
- Bodungen B. v., Antia A., Bauerfeind E., Haupt O., Koeve W., Machado E., Peeken I., Peinert R., Reitmeier S., et al. (1995) Pelagic processes and vertical flux of particles: an overview of a long-term comparative study in the Norwegian Sea and Greenland Sea. *Geol. Rundschau* **84** , 11-27.
- Bonham-Carter G. F. (1996) Geographic information systems for geoscientists: modelling with GIS. In *Computer Methods in the Geosciences*, Vol. **13** (ed. E. S. Ltd), pp. 398. Pergamon, Ontario.
- Boudreau B. P. (1996) A method-of-lines code for carbon and nutrient diagenesis in aquatic sediments. *Computers & Geosciences* **22** (5), 479-496.
- Boudreau B. P. (1997) *Diagenetic models and their implementation: modelling transport and reactions in aquatic sediments*. Springer Verlag, Heidelberg.
- Boudreau B. P. und Guinasso N. L. (1982) *The influence of a diffusive sublayer on accretion, dissolution, and diagenesis at the sea floor*. Lexington Books, Lexington, Massachusetts.
- Boyd P. und Newton P. (1995) Evidence of the potential influence of planktonic community structure on the interannual variability of particulate organic carbon flux. *Deep-Sea Research I* **42** (5), 619-639.
- Boyd P. W. und Newton P. P. (1999) Does planktonic community structure determine downward particulate organic carbon flux in different oceanic provinces? *Deep-Sea Research I* **46** (63-91).
- Brand L. E. (1991) Minimum iron requirements of marine phytoplankton and the implications for the biogeochemical control of new production. *Limnol. Oceanogr.* **36** , 1756-1771.
- Broecker W., Bond G., Klas M., Clark E., und McManus J. (1992) Origin of the northern Atlantic's Heinrich events. *Climate Dynamics* **6** , 265-273.
- Broecker W. S. und Denton G. H. (1989) The role of ocean-atmosphere reorganization in glacial cycles. *Geochim. Cosmochim. Acta* **53** , 2465-2501.
- Broecker W. S. und Peng T.-H. (1974) Gas exchange rates between air and sea. *Tellus* **26** (1-2), 21-35.
- Broecker W. S. und Peng T.-H. (1982) *Tracers in the Sea*, Lamont- Doherty Geol. Obs., Columbia University.
- Bruland K. W., Bienfang P. K., Bishop J. K. B., Eglinton G., Ittekkot V. A., Lampitt R., Sarnheim M., Thiede J., Walsh J. J., et al. (1989) Flux to the seafloor. Group report. In *Productivity of the ocean: present and past* (ed. V. S. S. G. W. W.H. Berger), pp. 193-215. J. Wiley & Sons, Chichester, New York.
- Buesseler K. O. (1998) The decoupling of production and particulate export in the surface ocean. *Global Biogeochemical Cycles* **12** (2), 297-310.
- Butcher S. S., Charlson R. J., Orians G. H., und Wolfe G. V. (1992) Global biogeochemical cycles, pp. 379. Academic Press, London.
- Cai W.-J. und Reimers C. E. (1995) Benthic oxygen flux, bottom water oxygen concentration and core top organic carbon content in the deep northeast Pacific Ocean. *Deep-Sea Research* **42** (10), 1681-1699.
- Canfield D. E. (1993) Organic matter oxidation in marine sediments. In *Interactions of C, N, P and S biogeochemical Cycles and Global Change*, Vol. **4** (ed. R. Wollast, F. T. Mackenzie, und L. Chou), pp. 333-363. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Chavez F. P. und Barber R. T. (1987) An estimate of new production in the equatorial Pacific. *Deep-Sea Res.* **34** , 1229-1243.
- Christensen J. P. und Rowe G. T. (1984) Nitrification and oxygen consumption in northwest Atlantic deep-sea sediments. *J.Mar.Res.* **42** , 1099-1116.
- Clarke R. A., Swift J. H., Reid J. L., und Koltermann K. P. (1990) The formation of Greenland Sea Deep Water: double diffusion or deep convection. *Deep-Sea Res.* **37** , 1385-1424.
- Cochran J. K. (1982) The oceanic chemistry of the uranium- and thorium-series nuclides. In *Uranium series disequilibria: Applications to earth, marine, and environmental sciences* (ed. M. Ivanovich und R. S. Harmon), pp. 334-395, Clarendon Press, Oxford.
- Codispoti L. (1997) The limits to growth. *Nature* **387** , 237-238.
- Cullen J. J. (1990) On models of growth and photosynthesis in phytoplankton. *Deep-Sea Res.* **37** (4), 667-683.
- Cwienk D. S. (1986) Recent and glacial age organic and biogenic silica accumulation in marine sediments. M. S. thesis, School of Oceanography University of Rhode Island.
- De Baar H. J. W., de Jong J. T. M., Bakker D. C. E., Löscher B. M., Veth C., Bathmann U., und Smetacek V. (1995) Importance of iron for plankton blooms and carbon dioxide drawdown in the Southern Ocean. *Nature* **373** (2), 412-415.
- De Baar H. J. W. und Suess E. (1993) Ocean Carbon Cycle and Climate Change - An Introduction to the Interdisciplinary Union Symposium. *Global and Planetary Change* **8** , 7-11 (VII-XI).

- De Haas H. (1996) Transport, preservation and accumulation of organic carbon in the North Sea. Ph.d thesis, Faculteit Aardwetenschappen Universiteit Utrecht.
- Degens E. T., Izdar E., und Honjo S. (1987) Particle flux in the ocean. *Sonderband der Mitteilungen des Geol.-Paläont. Institutes*, Universität Hamburg.
- DeMaster D. J. und Cochran J. K. (1982) Particle mixing rates in the deep-sea determined from excess ^{210}Pb and ^{32}Si profiles. *Earth and Planetary Science Letters* **61**, 257-271.
- Deuser W. G., Brewer P. G., Jickells T. D., und Commeau R. F. (1983) Biological control of the removal of a biogenic particles from the surface ocean. *Science* **219**, 388-391.
- Deuser W. G., Muller-Karger F. E., Evans R. H., Brown O. B., Esaias W. E., und Feldman G. C. (1990) Surface-ocean color and deep-ocean carbon flux: how close a connection? *Deep-Sea Res.* **37**, 1331-1343.
- Deuser W. G. und Ross E. H. (1980) Seasonal change in the flux of organic carbon to the deep Sargasso Sea. *Nature* **283**, 364-365.
- Devol A. H. (1987) Verification of flux measurements made by *in situ* benthic chambers. *Deep-Sea Research* **34**, 1007-1026.
- Dorey S. W. (1978) Current-meter data report for observations between Iceland and Norway during 1975 and 1976. In *NAVOCEANO TN-3431-01-78*, Washington D.C, US Naval.
- Dougherty D. (1990) *sed & awk*. O'Reilly & Associates, Inc, Sebastopol, CA.
- Dubinsky Z. (1992) The functional and optical absorption cross sections of phytoplankton photosynthesis. In *Primary productivity and biogeochemical cycles in the sea*, Vol. **43** (ed. P. G. Falkowski und A. D. Woodhead), pp. 31-45. Plenum,
- Emerson S., Fischer K., Reimers C., und Heggie D. (1985) Organic carbon dynamics and preservation in deep-sea sediments. *Deep-Sea Res.* **32**, 1-21.
- Emerson S. und Hedges J. I. (1988) Processes controlling the organic carbon content of open ocean sediments. *Paleoceanography* **3** (5), 621-634.
- Emery K. O. und Uchupi E. (1984) *The geology of the Atlantic Ocean*. Springer Verlag, New York.
- Eppley R. W. (1972) Temperature and phytoplankton growth in the sea. *Fish. Bull.* **70**, 1063-1085.
- Eppley R. W. und Peterson B. J. (1979) Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. *Nature* **282**, 677-680.
- Eppley R. W., Stewart E., Abbot R. M., und Heyman V. (1985) Estimating ocean primary production from satellite chlorophyll, introduction to regional differences and statistics for the California Bight. *J. Plankton Res.* **7**, 57-70.
- ESRI. (1994) *Map Projections: Georeferencing Spatial Data.*, Redlands.
- ESRI. (1997) *ArcDoc Online Hyper Help Manual for ARC/INFO Version 7.1.1*. Environmental Systems Research Institute, Inc, Redlands.
- ETOPO5. (1988) *Data Announcement 88-MGG-02. Digital relief of the Surface of the Earth*. NOAA, National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado.
- Falkowski P. G. (1981) Light-shade adaptation and assimilation numbers. *J. Plankton Res.* **3**, 203-216.
- Falkowski P. G. (1997) Evolution of the nitrogen cycle and its influence on the biological sequestration of CO_2 in the ocean. *Nature* **387**, 272-275.
- Falkowski P. G., Barber R. T., und Smetacek V. (1998) Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production. *Science* **281** (10 July), 200-206.
- Feldman G. C. e. a. (1989) Ocean color: Availability of the global data set. *Eos Trans. AGU* **70**, 634.
- Fischer G. und Wefer G. (1996) Seasonal and interannual particle fluxes in the Eastern Equatorial Atlantic from 1989 to 1991: ITCZ migrations and upwelling. In *Particle flux in the ocean, SCOPE workshop* (ed. V. Ittekkot, P. Schäfer, S. Honjo, und P. Depetris), pp. 199-214. John Wiley & Sons, Chichester.
- Fohrmann H., Backhaus J. O., Blaume F., Haupt B. J., Kämpf J., Michels K., Mienert J., Posewang J., Ritzrau W., et al. (in press) Sediment transport in the Greenland-Iceland-Norwegian (GIN) Seas. In *The Northern North Atlantic: A changing environment* (ed. P. Schäfer, W. Ritzrau, M. Schlüter, und J. Thiede). Springer, Berlin.
- Fowler S. W. und Knauer G. A. (1986) Role of large particles in the transport of elements and organic compounds through the oceanic water column. *Prog. Oceanogr.* **16**, 147-194.
- Froelich P. N., Klinkhammer G. P., Bender M. L., Luedtke N. A., Heath G. R., Cullen D., Dauphin P., Hammond D., Hartman B., et al. (1979) Early oxydation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta* **43**, 1075-1090.
- Gaillard J.-F. und Rabouille C. (1992) Using Monod Kinetics in Geochemical Models of Organic Carbon Mineralization in Deep Sea Surficial Sediments. In *Deep-Sea Food Chains and the Global Carbon Cycle* (ed. G. T. P. Rowe, V.), pp. 309-324. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Glud R. N., Gundersen J. K., und Holby O. (1999) Benthic *in situ* respiration in the upwelling area off central Chile. *Mar Ecol Prog Ser* **186**, 9-18.
- Glud R. N., Gundersen J. K., Jorgensen B. B., Revsbech N. P., und Schulz H. D. (1994) Diffusive and total oxygen uptake of deep-sea sediments in the eastern south Atlantic Ocean: in-situ and laboratory measurements. *Deep-Sea Research* **41** (11/12), 1767-1788.
- Goloway F. und Bender M. (1982) Diagenetic model of interstitial nitrate profiles in deep-sea suboxic sediments. *Limnol. Oceanogr.* **27**, 624-638.
- Gooday A. J. und Turley C. M. (1990) Responses by benthic organisms to inputs of organic material to the ocean floor: a review. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* **331**, 119-138.
- Graf G. (1989) Benthic-pelagic coupling in a deep-sea benthic community. *Nature* **341** (6241), 437-439.
- Graf G., Bengtsson W., Diesner U., Schulz R., und Theede H. (1982) Benthic response to sedimentation of a spring phytoplankton bloom: process and budget. *Marine Biology* **67**, 201-208.

- Graf G., Gerlach S. A., Linke P., Queisser W., Ritzrau W., Scheltz A., Thomsen L., und Witte U. (1995) Benthic-pelagic coupling in the Greenland-Norwegian Sea and its effect on the geological record. *Geol. Rundsch.* **84**, 49-58.
- Gröneveld K., Oskarsson N., Johnsen S. J., Clausen H. B., Hammer C. U., Bond G., und Bard E. (1995) Ash layers from Iceland in the Greenland GRIP ice core correlated with oceanic and land sediments. *Earth and Planetary Science Letters* **135**, 149-155.
- Gundersen J. und Jørgensen B. B. (1990) Microstructure of diffusive boundary layers and the oxygen uptake of the sea floor. *Nature* **345** (6276), 604-607.
- Gust G., Byrne R. H., Bernstein R. E., Betzer P. R., und Bowles W. (1992) Particle fluxes and moving fluids: experience from synchronous trap collections in the Sargasso Sea. *Deep-Sea Res.* **39**, 1071-1083.
- Haake B., Ittekkot V., Rixen T., Ramaswamy V., Nair R. R., und Curry W. B. (1993) Seasonality and interannual variability of particle fluxes to the deep Arabian Sea. *Deep-Sea Res.* **40** (7), 1323-1344.
- Hales B., Emerson S., und Archer D. (1994) Respiration and dissolution in the sediments of the western North Atlantic: estimates from models of *in situ* microelectrode measurements of porewater oxygen and pH. *Deep-Sea Research I* **41** (4), 695-719.
- Hargrave B. T. und Phillips G. A. (1989) Decay times of organic carbon in sedimented detritus in a macrotidal estuary. *Marine Ecology Progress Series* **56**, 271-279.
- Hastenrath S. und Merle J. (1987) Annual cycle of subsurface thermal structure in the Tropical Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.* **17**, 1518-1538.
- Hebbeln D. und Wefer G. (1991) Effects of ice coverage and ice-rafted material on sedimentation in the Fram Strait. *Nature* **350**, 409-411.
- Hecker B. (1990) Photographic evidence for the rapid flux of particles to the sea floor and their transport down the continental slope. *Deep-Sea Res.* **37**, 1773-1782.
- Hedges J. I. und Keil R. G. (1995) Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis. *Marine Chemistry* **49**, 81-115.
- Henrich R. (1988) Sedimentologisch-fazielle Untersuchungen an glazial/interglazialen und präglazialen Ablagerungen des Europäischen Nordmeeres. *Sonderforschungsbereich 313 "Sedimentation im Europäischen Nordmeer"*, Kiel University.
- Henrichs S. M. und Reeburgh W. S. (1987) Anaerobic mineralization of marine sediment organic matter: Rates and the role of anaerobic processes in the ocean carbon economy. *Geomicrobiology J.* **5**, 191-237.
- Himmelblau D. M. (1964) Diffusion of dissolved gases in liquids. *Chemical Review* **64**, 527-550.
- Hinga K. R., Sieburth J. M., und Ross Heath G. (1979) The supply and use of organic material by the deep-sea benthos. *J. of Mar. Res.* **37**, 557-579.
- Honjo S. (1982) Seasonality and interaction of biogenic and lithogenic particulate flux at the Panama basin. *Science* **218**, 883-884.
- Honjo S. (1990) Particle fluxes and modern sedimentation on the polar oceans. *Polar Oceanography, Part B: Chemistry, Biology, and Geology*, 687-739.
- Honjo S., Dymond J., Collier R., und Manganini S. (1995) Export production of particles to the interior of the equatorial Pacific Ocean during the 1992 EqPac experiment. *Deep-Sea Research* **42**, 831-870.
- Honjo S. und Manganini S. J. (1993) Annual biogenic particle fluxes to the interior of the North Atlantic Ocean; studied at 37°N 21°W and 48°N 21°W. *Deep-Sea Research II* **40**, 587-607.
- Jahnke R., Heggie D., Emerson S., und Grundmanis V. (1982b) Pore waters of the central Pacific Ocean: nutrient results. *Earth Plan. Sci. Lett.* **61**, 223-256.
- Jahnke R. A. (1996) The global ocean flux of particulate organic carbon: Areal distribution and magnitude. *Global Biogeochemical Cycles* **10**, 71-88.
- Jahnke R. A. und Christiansen M. B. (1989b) A free-vehicle benthic chamber instrument for sea floor studies. *Deep-Sea Res.* **36**, 625-637.
- Jahnke R. A., Emerson C. E., Reimers C. E., Schuffert J., Ruttenberg K., und Archer D. (1989a) Benthic recycling of biogenic debris in the eastern tropical Atlantic Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **53**, 2947-2960.
- Jahnke R. A., Emerson S. R., und Murray J. W. (1982a) A model of oxygen reduction, denitrification, and organic matter mineralization in marine sediments. *Limnol. Oceanogr.* **27**, 610-623.
- Jahnke R. A. und Jackson G. A. (1987a) The role of sea floor organisms in oxygen consumption in the deep North Pacific Ocean. *Nature* **329**, 621-623.
- Jahnke R. A. und Jackson G. A. (1992) The Spatial Distribution of Sea Floor Oxygen Consumption in the Atlantic and Pacific Oceans. In *Deep-Sea Food Chains and the Global Carbon Cycle* (ed. G. T. P. Rowe, V.), pp. 295-307. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Jahnke R. A., Reimers C. E., und Craven D. B. (1990a) Intensification of recycling of organic matter at the sea floor near ocean margins. *Nature* **348**, 50-54.
- Jensen P., Rumohr J., und Graf G. (1992) Sedimentological and biological differences across a deep-sea ridge exposed to advection and accumulation of fine-grained particles. *Oceanologica Acta* **15**, 287-296.
- Johannessen O. M. (1986) Brief overview of the physical oceanography. In *The nordic seas* (ed. B. G. Hurlle), pp. 103-126. Springer Verlag.
- Jones M. T., Tabor A. R., und Weatherall P. (1994) *Supporting Volume to the GEBCO Digital Atlas (incl. CD-ROM)*. Brit. Oceanogr. Data Centre, Natural Environment Research Council, Birkenhead, UK.
- Jørgensen B. B., Bang M., und Blackburn T. H. (1990) Anaerobic mineralization in marine sediments from the Baltic Sea-North Sea transition. *Marine Ecology Progress Series* **59**, 39-54.
- Jørgensen B. B. und Revsbech N. P. (1985) Diffusive boundary layers and the oxygen uptake of sediments and detritus. *Limnol. Oceanogr.* **30** (1), 111-122.
- Karl D. M., Christian J. R., Dore J. E., Hebel D. V., Letelier R. M., Tupas L. M., und Winn C. D. (1996) Seasonal and interannual variability in primary production and particle flux at Station ALOHA. *Deep-Sea Research* **43**, 539-568.

- Keeling C. D., Bacastow R. B., Carter A. F., Piper S. C., Whorf T. P., Heimann M., Mook W. G., und Roeloffzen H. (1989) A three-dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds: 1. Analysis of observational data. *Geophysical Monograph* **55**, 165-236.
- Kennish M. J. (1989) Practical handbook of marine science. CRC Press, Boca Raton, Florida.
- Knauer G. A. (1993) Productivity and new production of the oceanic system. In *Interactions of C, N, P and S biogeochemical cycles and global change* (ed. R. Wollast), pp. 211-231. Springer-Verlag, Berlin.
- Knauer G. A. und Martin J. H. (1981) Primary production and carbon-nitrogen fluxes in the upper 1500 m of the northeast Pacific. *Limn. Oceanogr.* **26**, 181-186.
- Koblentz-Mishke O. I., Volkovinsky V. V., und Kabanova Y. G. (1970) Plankton primary production of the world ocean. In *Scientific exploration of the south Pacific* (ed. Wooster), pp. 1189-1192. Nat. Acad. Sci., Washington DC.
- Koblentz-Mishke O. I. und Vedernikov V. I. (1977) Primary production. In *Oceanology. Biology of the ocean*, Vol. **2** (ed. M. E. Vinogradov), pp. 183. Nauka, Moskau.
- Koczy F. F. (1951) Factors determining the element concentration in sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **1** (2), 73-85.
- Koczy F. F. (1961) Ratio of thorium-230 to thorium-232 in deep-sea sediments. *Science* **134**, 1987-1979.
- Kranck K. und Milligan T. G. (1988) Macroflora from diatoms: in situ photography of particles in Bedford Basin, Nova Scotia. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* **44**, 183-189.
- Lampitt R. S. (1985) Evidence for seasonal deposition of detritus to the deep-sea floor and its subsequent resuspension. *Deep-Sea Res.* **32**, 885-897.
- Lampitt R. S. (1996) Snow falls in the open ocean. In *Oceanography* (ed. C. P. Summerhayes und S. A. Thorpe), pp. 96-112. Manson Publishing Ltd, London.
- Lampitt R. S. und Antia A. N. (1997) Particle flux in the deep seas: regional characteristics and temporal variability. *Deep-Sea Res.* **44** (8), 1377-1403.
- Lampitt R. S., Noji T., und v. Bodungen B. (1990) What happens to zooplankton faecal pellets? Implications for material flux. *Marine Biology* **104**, 15-23.
- Lampitt R. S., Raine R. C. T., Billett D. S. M., und Rice A. L. (1995) Material supply to the European continental slope: A budget based on benthic oxygen demand and organic supply. *Deep-Sea Research* **42** (11/12), 1865-1880.
- Lerman A. (1988) *Geochemical Processes: Water and Sediment Environments*. Wiley, N.Y.
- Levitus S. (1982) Climatological atlas of the world ocean. In *NOAA Prof. Pap.*, Vol. **13**. U.S. Govt. Print. Off., Washington D.C.
- Li Y.-H. und Gregory S. (1974) Diffusion of ions in seawater and in deep-sea sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* **38**, 703-714.
- Lochte K. und Turley C. M. (1988) Bacteria and cyanobacteria associated with phytodetritus in the deep-sea. *Nature* **333**, 67-69.
- Lohse L., Helder W., Epping E. H. G., und Balzer W. (1998) Recycling of organic matter along a shelf-slope transect across the N. W. European Continental Margin (Goban Spur). *Progress in Oceanography* **42** (1-4), 77-110.
- Longhurst A. (1995b) Seasonal cycles of pelagic production and consumption. *Prog. Oceanog.* **36**, 77-167.
- Longhurst A. (1998) *Ecological geography of the sea*. Academic Press, San Diego, CA.
- Longhurst A., Sathyendranath S., Platt T., und Caverhill C. (1995a) An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data. *Journal of Plankton Research* **17**, 1245-1271.
- Mangerud J., Lie S. E., Furnebs H., Kristiansen I. L., und Lomo I. (1984) A Younger Dryas ash bed in western Norway, and its possible correlations with tephra in cores from the Norwegian Sea and the North Atlantic. *Quaternary Research* **21**, 85-104.
- Mangini A. (1984) Datierung von Sedimenten und anderer Anwendungen der Radionuklide Th-230, Pa-231 und Be-10 in der marinen Geologie. *Habil.-Schrift Univ. Heidelberg*.
- Martin J. H., Coale K. H., Johnson K. S., Fitzwater S. E., Gordon R. M., Tanner S. J., Hunter C. N., Elrod V. A., Nowicki J. L., et al. (1994) Testing the iron hypothesis in ecosystems of the equatorial Pacific Ocean. *Nature* **371** (8), 123-129.
- Martin J. H., Knauer G. A., Karl D. M., und Broenkow W. W. (1987) VERTEX: carbon cycling in the northeast Pacific. *Deep-Sea Res.* **34** (2), 267-285.
- Martin W. R. und Bender M. L. (1988) The variability of benthic fluxes and sedimentary remineralization rates in response to seasonally variable organic carbon rain rates in the deep sea: a modelling study. *American J. Sci.* **288**, 561-574.
- Martinsson D. G., Nicklas G. P., Hays J. D., Imbrie J., und Moore T. C. (1987) Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high resolution 0-300,000 years chronostratigraphy. *Quat. Res.* **27**, 1-29.
- Mayer L. M. (1994) Surface areas control of organic carbon accumulation in coastal and shelf sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**, 1271-1284.
- Mayer L. M. (1999) Extent of coverage of mineral surfaces by organic matter in marine sediments. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* **63** (2), 207-215.
- McClain C. R., Esaias W. E., Feldman G. C., Elrod J., Endres D., Firestone J., Darzi M., Evans R., und Brown J. (1990) Physical and biological processes in the North Atlantic during the First GARP Global Experiment. *J. Geophys. Res.* **95** (18027-18048).
- Megard R. O. (1972) Phytoplankton, photosynthesis, and phosphorus in Lake Minnetonka, Minnesota. *Limnol. Oceanogr.* **17**, 68-87.
- Middelburg J. J., Soetaert K., und Herman P. M. J. (1997) Empirical relationships for use in global diagenetic models. *Deep-Sea Research I* **44** (2), 327-344.
- Monger B., McClain C. R., und Murtugudde R. G. (1997) Seasonal phytoplankton dynamics in the eastern tropical Atlantic. *J. Geophys. Res.* **102**, 12389-12411.
- Morawitz W. M. L. (1995) Three-dimensional evolution to the temperature field in the Greenland Sea during 1988-1989 and its relationship to deep convection, Scripps Institution of Oceanography University of California.

- Morel A. (1991) Light and marine photosynthesis: A spectral model with geochemical and climatological implications. *Prog. Oceanogr.* **26**, 263-306.
- Morel A. und Berthon J. F. (1989) Surface pigments, algal biomass profiles and potential production of the euphotic layer: Relationships reinvestigated in view of remote-sensing applications. *Limnol. Oceanogr.* **34**, 1545-1562.
- Müller P. J. (1977) C/N ratios in Pacific deep-sea sediments: Effect of inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays. *Geochim. Cosmochim. Acta* **41**, 765-776.
- Müller P. J. und Suess E. (1979) Productivity, sedimentation rate and sedimentary organic matter in the oceans. I: Organic carbon preservation. *Deep-Sea Res.* **26**, 1347-1362.
- Murray J. W. und Kuivila K. M. (1990) Organic matter diagenesis in the northeast Pacific: transitions from aerobic red clay to suboxic hemipelagic sediments. *Deep-Sea Res.* **37**, 59-80.
- Nees S. (1993) Spätquartäre Benthosforaminiferen des Europäischen Nordmeeres: Veränderungen des Artengesellschaften und Akkumulationsraten bei Klimawechseln. In *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313*, Vol. **44**, pp. 1-80, Kiel.
- Oudot C. und Morin P. (1987) The distribution of nutrients in the equatorial Atlantic: relation to physical processes and phytoplankton biomass. *Oceanol. Acta N° SP*, 121-130.
- Pace M. L., Knauer G. A., Karl D. M., und Martin J. H. (1987) Primary production, new production and vertical flux in the eastern Pacific Ocean. *Nature* **325**, 803-804.
- Paetsch H., Botz R., Scholten J. C., und Stoffers P. (1992) Accumulation rates of surface sediments in the Norwegian-Greenland sea. *Marine Geology* **104**, 19-30.
- Pawlowicz R., Lynch J. L., Owens W. B., Worcester P. G., Morawitz W. M. L., und Sutton P. J. (1995) The thermal evolution of the Greenland Sea gyre in 1988-1989. *J. Geophys. Res.* **100**, 4727-4750.
- Pfannkuche O. (1992) Organic carbon flux through the benthic community in the temperate abyssal Northeast Atlantic. In *Deep-Sea Food Chains and the Global Carbon Cycle* (ed. G. T. P. Rowe, V.), pp. 183-198. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Pfannkuche O. (1993) Benthic response to the sedimentation of particulate organic matter at the BIOTRANS station, 47°N, 20°W. *Deep-Sea Res. II* **40** (1/2), 135-149.
- Pfannkuche O., Hoppe H.-G., Thiel H., und Weikert H. (1995) Bio-C-Flux, Biologischer Kohlenstofffluß in der bodennahen Wasserschicht des küstenfernen Ozeans. *Berichte aus dem Institut für Meereskunde* **280**, Universität Kiel.
- Pfirman S., Lange M. A., Wollenburg I., und Schlosser P. (1990) Sea ice characteristics and the role of sediment inclusions in deep-sea deposition: Arctic-Antarctic comparison. In *Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic*, Vol. **308** (ed. U. Bleil und J. Thiede), pp. 187-211. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht.
- Platt T. (1984) Primary productivity in the central North Pacific: comparison to oxygen and carbon fluxes. *Deep-Sea Res.* **31**, 1311-1319.
- Platt T. (1986) Primary production of the ocean water column as a function of surface light intensity. Algorithms for remote sensing. *Deep-Sea Res.* **33**, 149-163.
- Platt T., Caverhill C., und Sathyendranath S. (1991) Basinscale estimates of oceanic primary production by remote sensing: The North Atlantic. *J. Geophys. Res.* **96** **15**, 147-159.
- Platt T. und Sathyendranath S. (1993) Estimators of primary production for interpretation of remotely sensed data on ocean color. *J. Geophys. Res.* **98**, 14561-14567.
- Platt T. und Subba Rao D. V. (1975) Primary Production of marine microphytes. In *Photosynthesis and productivity in different environments*, pp. 249-280. Cambridge University Press,
- Polovina J. J., Michum G. T., und Evans G. T. (1995) Decadal and basin-scale variation in mixed layer depth and the impact on biological production in the Central and North Pacific. *Deep-Sea Res. I* **42**, 1701-1716.
- Pomeroy L. R., Wiebe W. J., Deibel D., Thompson R. J., Rowe G. T., und Pakulski J. D. (1991) Bacterial responses to temperature and substrate concentration during the Newfoundland spring bloom. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* **75**, 143-159.
- Prell W. L., Imbrie J., Martinson D. G., Morley J. J., Pisias N. G., Shackleton N. J., und Streeter H. F. (1986) Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy: Application to the late Quaternary. *Paleoceanography* **1**, 137-162.
- Premuzic E. T., Benkovitz C. M., Gaffney J. S., und Walsh J. J. (1982) The nature and distribution of organic matter in the surface sediments of the world oceans and seas. *Org. Geochem.* **4**, 63-77.
- Press W. H., Teukolsky S. A., Vetterling W. T., und Flannery B. P. (1994) *Numerical Recipes*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Pujol C. (1980) Les foraminifères planctoniques de l'Atlantique nord au Quaternaire. *Ecologie-Stratigraphie-Environnement*. In *Memoires de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, Vol. **10**,
- Purdie D. A. (1996) Marine phytoplankton blooms. In *Oceanography* (ed. C. P. Summerhayes und S. A. Thorpe), pp. 89-95. Manson Publishing Ltd, London.
- Rabouille C. und Gaillard J.-F. (1991) A coupled model representing the deep-sea organic carbon mineralization and oxygen consumption in surficial sediments. *J. Geophys. Res.* **96**, 2761-2776.
- Ramseier R. O., Garrity C., und Martin T. (in press) An overview of sea-ice conditions in the Greenland Sea and the relationships of oceanic sedimentation to the ice regime. In *The Northern North Atlantic: A changing environment* (ed. P. Schäfer, W. Ritzrau, M. Schlüter, und J. Thiede), pp. 45-66. Springer, Berlin.
- Rasmussen H. und Jørgensen B. B. (1992) Microelectrode studies of seasonal oxygen uptake in a coastal sediment: role of molecular diffusion. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* **81**, 289-303.
- Redfield A. C., Ketchum B. H., und Richards F. A. (1963) The influence of organisms on the composition of seawater. In *The Sea*, Vol. **2** (ed. M. N. Hill), pp. 24-77. Wiley Interscience Publisher, New York.
- Reimers C. E. (1987) An in situ microprofiling instrument for measuring interfacial pore water gradients: methods and oxygen profiles from the North Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.* **34** (12), 2019-2035.
- Reimers C. E., Fischer K. M., Merewether R., Smith K. L. J., und Jahnke R. A. (1986a) Oxygen microprofiles measures in situ in deep ocean sediments. *Nature* **320**, 741-744.

- Reimers C. E., Jahnke R. A., und McCorkle D. C. (1992) Carbon fluxes and burial rates over the continental slope and rise off Central California with implications for the global carbon cycle. *Global Biogeochemical Cycles* **6** (2), 199-224.
- Reimers C. E., Kahlhorn S., Emerson S. R., und Nealson K. H. (1984) Oxygen consumption rates in pelagic sediments from the Central Pacific: First estimates from microelectrode profiles. *Geochim. Cosmochim. Acta* **48**, 903-910.
- Reimers C. E. und Smith K. L. J. (1986b) Reconciling measured and predicted fluxes of oxygen across the deep sea sediment-water interface. *Limnol. Oceanogr.* **31**, 305-318.
- Revsbech N. P. und Jørgensen B. B. (1986) Microelectrodes: Their use in microbial ecology. In *Advances in Microbial Ecology*, Vol. **9** (ed. K. C. Marshall), pp. 293-352.
- Richards K. J. (1996) Ocean Weather - Eddies in the Sea. In *Oceanography* (ed. C. P. Summerhayes und S. A. Thorpe), pp. 59-68. Manson Publishing Ltd, London.
- Richardson P. L. (1980) Anticyclonic eddies generated near the Corner seamounts. *Journal of Marine Research* **38**, 673-686.
- Robinson I. S. und Guymet T. (1996) Observing oceans from Space. In *Oceanography* (ed. C. P. Summerhayes und S. A. Thorpe), pp. 69-88. Manson Publishing Ltd, London.
- Romankevich E. A. (1984) *Geochemistry of Organic Matter in the Ocean*. Springer Verlag, Heidelberg.
- Rossow W. B., Carder L. C., Lu P. J., und Walker A. W. (1988) *International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) documentation of cloud data*.
- Rowe G., Sibuet M., Deming J., Khripunoff A., Tietjen J., Macko S., und Theroux R. (1991) Total sediment biomass and preliminary estimates of organic carbon residence time in deep-sea benthos. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* **79**, 99-114.
- Rowe G. T., Boland G. S., Escobar E. G. E., Cruz-Kaegi M. E., Newton A., Piepenburg D., Walsh I., und Deming J. (1997) Sediment community biomass and respiration in the northeast Water Polynya, Greenland: a numerical simulation of benthic lander and spade core data. *J. of Mar. Sys.* **10**, 497-515.
- Rowe G. T., Boland G. S., Phoel W. C., R.F. A., und P.E. B. (1994) Deep-sea floor respiration as an indication of lateral input of biogenic detritus from continental margins. *Deep-Sea Research* **41** (2/3), 657-668.
- Rowe G. T. und Pariente V. (1992) Deep-Sea Food Chains and the Global Carbon Cycle. In *Nato ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences*, Vol. **360**, pp. 400. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Rudels B. (1989) The formation of polar surface water, the ice export and the exchange through the Fram Strait. *Progr. Oceanogr.* **22**, 205-248.
- Rumohr J., Blaume F., Erlenkeuser H., Fohrmann H., Hollender H., Mienert F.-J., und Schäfer-Neth C. (in press) Sediment transport and high resolution records in the Norwegian-Greenland Sea during Holocene and Late Glacial (Termination I) times. In *The Northern North Atlantic: A changing environment* (ed. P. Schäfer, W. Ritzrau, M. Schlüter, und J. Thiede). Springer, Berlin.
- Ryther J. H. und Yentsch C. S. (1957) The estimation of phytoplankton production in the ocean from chlorophyll and light data. *Limnol. Oceanogr.* **2**, 281-286.
- Sarnthein M. und Altenbach A. V. (1995) Late Quaternary changes in surface water and deep water masses of the Nordic Seas and north-eastern North Atlantic: a review. *Geol. Rundsch.* **84**, 108-136.
- Sarnthein M., Jansen E., Weinelt M., Arnold M., Duplessy J.-C., Erlenkeuser H., Flatoy A., Johannessen G., Johannessen T., et al. (1995) Variations in Atlantic surface ocean paleoceanography, 50 degrees -80 degrees N; a time-slice record of the last 30,000 years. *Paleoceanography* **10** (6), 1063-1094.
- Sarnthein M. und Tiedemann R. (1990) Younger Dryas-style cooling events at glacial terminations I - VI at ODP Site 658: Associated benthic $d^{13}C$ anomalies constrains meltwater hypothesis. *Paleoceanography* **5**, 1041-1055.
- Sarnthein M., Winn K., Duplessy J.-C., und Fontugne M. R. (1988) Global variations of surface ocean productivity in low and mid latitudes: influence on CO₂ reservoirs of the deep ocean and atmosphere during the last 21000 years. *Paleoceanography* **3**, 361-399.
- Sarnthein M., Winn K., und Zahn R. (1987) Paleoproductivity of oceanic upwelling and the effect on atmospheric CO₂ and climatic change during deglaciation times. In *Abrupt climatic change - evidence and implication.*, pp. 311-337. D. Reidel Publishing Co., Holland.
- Sathyendranath S., Longhurst A., Caverhill C. M., und Platt T. (1995) Regionally and seasonally differentiated primary production in the North Atlantic. *Deep-Sea Research I* **42**, 1773-1802.
- Sathyendranath S. und Platt T. (1989a) Computation of aquatic primary production: Extended formalism to include effect of angular and spectral distribution of light. *Limnol. Oceanogr.* **34**, 188-198.
- Sathyendranath S. und Platt T. (1989b) Remote sensing of ocean chlorophyll: Consequence of non-uniform pigment profile. *Appl. Opt.* **28**, 490-495.
- Sauer H. (1994) *Relationale Datenbanken: Theorie und Praxis*. Addison-Wesley GmbH, Bonn.
- Sauter E. J. (1997) Eintrag, Akkumulation und Überlieferung von organischem Kohlenstoff in Oberflächensedimenten des Europäischen Nordmeers. *Berichte aus dem SFB 313* **71**, Universität Kiel.
- Sauter E. J., Schlüter M., und Suess E. (submitted) Organic carbon flux and remineralisation in surface sediments fo the northern North Atlantic. *Deep-Sea Research I*.
- Savidge D. K. und Bane J. M. (1999) Cyclogenesis in the deep ocean beneath the Gulf Stream, I, Description. *J. Geophys. Res.* **104** (C8), 18111-18126.
- Sayles F. L., Martin W. R., und Deuser W. G. (1994) Response of benthic oxygen demand to particulate organic carbon supply in the deep sea near Bermuda. *Nature* **371**, 686-689.
- Sayles F. L., Smith S. P., und Goudreau J. E. (1996) Deep ocean sludge disposal, sediment oxygen consumption and sediment redox profiles at deep water municipal dump site 106. *Journal of Marine Environmental Engineering* **3**, 99-130.
- Schemainda R., Kaiser W., Nehring R., und Schulz S. (1976) Ozeanologische Untersuchungen im tropischen Nordatlantik auf 30°W zwischen 2°N-15°N. *Geodätische und Geophysikalische Veröffentlichungen* **17**, 1-33.
- Schemainda R., Nehring R., und Schulz S. (1975) Ozeanologische Untersuchungen zum Produktionspotential der nordwestafrikanischen Auftriebsregion. *Geodätische und Geophysikalische Veröffentlichungen* **16**, 1-88.

- Schlüssel P. (1996) Remote sensing of parameters relevant to the particle flux in the ocean using meteorological satellites. In *Particle flux in the ocean* (ed. V. Ittekkot, P. Schäfer, S. Honjo, und P. J. Deptris), pp. 7-18. John Wiley & Sons Ltd.
- Schlüter M. (1996) Bilanzierung und prozeßorientierte Modellierung geochemischer Stoffkreisläufe in Oberflächensedimenten. Habilitationsschrift, Universität Kiel.
- Schlüter M., Sauter E. J., Schäfer-Pinto A., und Ritzrau W. (in press) Spatial budget of organic carbon flux to the seafloor of the northern North Atlantic (60°N - 80°N). *Global Biogeochemical Cycles*.
- Schlüter M., Rutgers van der Loeff M. M., Holby O., und Kuhn G. (1998b) Silica cycle in surface sediments of the South Atlantic. *Deep-Sea Res.* **45**, 1085-1109.
- Schlüter M., Sauter E., Wallmann K., und Pfannkuche O. (1997) Prozessorientierte Modellierung frühdiagenetischer Reaktionen in Tiefsee- und Flachwassersedimenten. *Geowissenschaften* **15** (9), 292-295.
- Schmitz W., Mangini A., Stoffers P., Glasby G. P., und Plüger W. L. (1986) Sediment accumulation rates in the southwestern Pacific Basin and Aitutaki Passage. *Mar. Geol.* **73**, 181-190.
- Schulz H. (1995) Sea-surface temperatures 10,000 years B.P.- Consequences of the Early Holocene Insolation Maximum. *Bericht - Reports Geol.-Paläontol. Inst. Univ. Kiel* **73**, Geol.-Paläontol. Inst. Univ. Kiel.
- Servain J. und Legler D. M. (1986) Empirical orthogonal function analysis of tropical Atlantic sea surface temperature and wind stress. *J. Geophys. Res.* **91**, 181-191.
- Siegel D. A. und Deuser W. G. (1997) Trajectories of sinking particles in the Sargasso Sea: Modelling of statistical funnels above deep-ocean sediment traps. *Deep-Sea Research I* **44**, 1519-1541.
- Simpson J. J. (1993) The coastal zone colour scanner (CZCS) algorithm. A critical review of residual problems. In *Ocean Colour: theory and applications in a decade of CZCS experience*, pp. 117-166.
- Smith K. L., Jr. (1989) Short time-series measurements of particulate organic carbon flux and sediment community oxygen consumption in the North Pacific. *Deep-Sea Res.* **36** (7), 1111-1119.
- Smith K. L. und Baldwin R. J. (1984) Seasonal fluctuations in deep-sea sediment community oxygen consumption: central and eastern North Pacific. *Nature* **307**, 624-626.
- Smith K. L., Glatts R. C., Baldwin R. J., Beaulieu S. E., Ulman A. H., Horn R. C., und Reimers C. E. (1997) An autonomous, bottom-transecting vehicle for making long time-series measurements of sediment community oxygen consumption to abyssal depths. *Limnol. Oceanogr.* **42**, 1601-1612.
- Smith K. L., Jr. und Hinga K. R. (1983) Sediment community respiration in the deep sea. In *The Sea*, Vol. **8** (ed. G. T. Rowe), pp. 331-370. John Wiley & Sons, NY.
- Smith K. L., Kaufmann R. S., und Baldwin R. J. (1994) Coupling of near-bottom pelagic and benthic processes at abyssal depths in the eastern North Pacific ocean. *Limnol. Oceanogr.* **39**, 1101-1118.
- Smith K. L., Jr. und Teal J. M. (1973) Deep-sea benthic community respiration: an in situ study at 1850 meters. *Science* **179**, 282-283.
- Smith K. L., White G. A., und Laver M. B. (1979) Oxygen uptake and nutrient exchange at sediments measured in situ using a free vehicle grab respirometer. *Deep-Sea Research* **26A**, 337-346.
- Smith K. L. j. (1978a) Benthic community respiration in the N.W. Atlantic Ocean: in situ measurements from 40 to 5200 m. *Marine Biology* **47**, 337-347.
- Smith K. L. J. (1987) Food energy supply and demand: a discrepancy between particulate organic flux and sediment community oxygen consumption in the deep ocean. *Limnol. Oceanogr.* **32**, 201-220.
- Smith K. L. J. und Baldwin R. J. W., P.M. (1992b) Reconciling particulate organic carbon flux and sediment community oxygen consumption in the deep North Pacific. *Nature* **359**, 313-316.
- Smith K. L. j., Carlucci A. F., Jahnke R. A., und Craven D. B. (1987) Organic carbon mineralization in the Santa Catalina Basin: benthic boundary layer metabolism. *Deep-Sea Res.* **34**, 185-211.
- Smith K. L. J., White G. A., Laver M. B., und Haugness. (1978c) Nutrient exchange and oxygen consumption by deep-sea benthic communities-preliminary in situ measurements. *Limnol. Oceanogr.* **23**, 997-1005.
- Smith R. C. und Baker K. S. (1978b) The bio-optical state of ocean waters and remote sensing. *Limnol. Oceanogr.* **23**, 247-259.
- Soetaert K., Herman P. M. J., und Middelburg J. J. (1996) A model of early diagenetic processes from the shelf to abyssal depths. *Geochimica and Cosmochimica Acta* **60** (6), 1019-1040.
- Sokal R. R. und Rohlf F. J. (1995) *Biometry. The principles and practice of statistics in biological research*. Freeman, New York.
- Steeman-Nielsen E. (1952) The use of radioactive carbon (^{14}C) for measuring organic production in the sea. *J. Cons. Int. Explor. Mer.* **18**, 117-140.
- Stein R. (1991) Accumulation of Organic Carbon in Marine Sediments. In *Lecture Notes in Earth Sciences*, Vol. **34** (ed. S. Bhattacharji, G. M. Friedman, H. J. Neugebauer, und A. Seilacher), pp. 217. Springer Verlag, Berlin.
- Stuiver M. und Reimer P. J. (1993) Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon* **35**, 215-230.
- Suess E. (1980) Particulate organic carbon flux in the ocean - surface productivity and oxygen utilization. *Nature* **288**, 260-263.
- Suman D. O. und Bacon M. P. (1989) Variations in Holocene sedimentation in the North American Basin determined from ^{230}Th measurements. *Deep-Sea Research* **36** (6), 869-878.
- Swift J. H. (1986) The arctic waters. In *The nordic Seas* (ed. B. G. Hurdle), pp. 129-153. Springer-Verlag, N.Y.
- Takahashi T., Broecker W. S., und Langer S. (1985) Redfield ratio based on chemical data from isopycnal surfaces. *J. Geophys. Res.* **90** (C4), 6907-6924.
- Tengberg A., de Bovee F., Hall P., Berelson W., Chadwick D., Ciceri G., Crassous P., Devol A., Emerson S., et al. (1995) Benthic chamber and profiling landers in oceanography - A review of design, technical solutions and functioning. *Progress Oceanography* **35**, 253-294.

- Thiede J., Suess E., und Müller P. J. (1982) Late quaternary fluxes of major sediment components to the sea floor at the Northwest African continental slope. In *Geology of the Northwest African continental margin* (ed. U. v. Rad, K. Hinz, M. Sarnthein, und E. Seibold), pp. 605-631. Springer, Berlin.
- Thomsen C., Schulz-Bull G., Petrick G., und Duinker J. C. (1998) Seasonal variability of the long chain alkenonen flux and the effect on the U^{k}_{37} -index in the Norwegian Sea. *Org. Geochem.* **38**, 311-323.
- Thomsen L. (1993) Untersuchungen zur Bodennepheloidschicht am westlichen Barents See Kontinentalhang. *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313 Nr. 42*, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.
- Thurman H. V. (1997) *Introductory Oceanography*, pp. 544. Prentice-Hall, Inc., New Jersey.
- Toggweiler J. R. (1989) Is the downward dissolved organic matter (DOM) flux important in carbon transport? In *Productivity in the Ocean: Past and Present. Dahlem Workshop Reports*, Vol. **44** (ed. W. H. Berger, V. Smetacek, und G. Wefer), pp. 65-83. John Wiley & Sons, New York.
- Tromp T. K., Van Cappellen P., und Key R. M. (1995) A global model for the early diagenesis of organic carbon and organic phosphorus in marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59** (7), 1259-1284.
- Tyler P. A. (1988) Seasonality in the deep sea. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.* **26**, 227-258.
- Udintsev G. B. (1989-1990) International Geological-Geophysical Atlas of the Atlantic Ocean. IOC (of UNESCO), Min.Geol. USSR, Ac.Sci. USSR, GUGK USSR, Moskau.
- Van Cappellen P., Gaillard J.-F., und Rabouille C. (1993) Biogeochemical Transformations in Sediments: Kinetic Models of Early Diagenesis. In *Interactions of C, N, P and S Biogeochemical Cycles and Global Change*, Vol. **14** (ed. R. Wollast, F. T. Mackenzie, und L. Chou), pp. 401-445. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- van Weering T. C. E., Hall I. R., de Stigter H. C., McCave I. N., und Thomsen L. (1998) Recent sediments, sediment accumulation and carbon burial at Goban Spur, N. W. European Continental Margin (47°-50°N). *Progress in Oceanography* **42** (1-4), 5-35.
- van Westen C. J., Rengers N., und Terlien M. T. J. (1997) Prediction of the occurrence of slope instability phenomena through GIS-based hazard zonation. *Geologische Rundschau* **86**, 404-414.
- Vinogradov A. P. (1953) The elementary chemical composition of marine organisms. In *Sears Foundation for Marine Research*, pp. 647. Yale University, New Haven.
- Vogelsang E. (1990) Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope. *Sonderforschungsbereich 313 "Sedimentation im Europäischen Nordmeer"* **23**, Kiel University.
- Vogt P. R. (1986) Seafloor topography, sediments, and paleoenvironments. In *The Nordic Seas* (ed. B. G. Hurdle), pp. 237-410. Springer Verlag, NY.
- Voituriez B., Herbland A., und Le Borgne R. (1982) L'upwelling équatorial de l'Atlantique Est pendant l'Expérience Météorologique Mondiale (PEMG). *Oceanologica Acta* **5** (3), 301-314.
- Vorren T. O., LaBerg J. S., Blaume F., Dowdeswell J. A., Kenyon N. H., Mienert J., Rumohr J., und Werner F. (1998) The Norwegian-Greenland Sea continental margins; morphology and late Quaternary sedimentary processes and environment. In *Glacial and oceanic history of the polar North Atlantic margins*, Vol. **17, 1-3** (ed. Elverhøi-Anders), pp. 273-302. Pergamon, Oxford, United Kingdom.
- Wagner T. (1993) Organisches Material in pelagischen Sedimenten: Glaziale/Interglaziale Variationen im Europäischen Nordmeer. *Berichte aus dem SFB 313 42*, Universität Kiel.
- Walsh J. E. und Johnson C. M. (1979) Interannual atmospheric variability and associated fluctuations in Arctic sea ice extent. *J. Geophys. Res.* **84**, 6915-6928.
- Walsh J. J. (1983) Death in the sea: enigmatic phytoplankton losses. *Progr. Oceanogr.* **12**, 1-86.
- Walsh J. J. (1991) Importance of continental margins in the marine biogeochemical cycling of carbon and nitrogen. *Nature* **350**, 53-55.
- Walsh J. J., Dieterle D. A., und Pribble J. R. (1991) Organic debris on the continental margins: a simulation analysis of source and fate. *Deep-Sea Res.* **38**, 805-828.
- Wassmann P. (1990) Relationship between primary and export production in the boreal coastal zone of the North Atlantic. *Limnol. Oceanogr.* **35** (2), 464-471.
- Watts M. C., Etter R. J., und Rex M. A. (1992) Effects of spatial and temporal scale on the relationship of surface pigment biomasses to community structure in the deep-sea benthos. In *Deep-Sea food Chains and the Global Carbon Cycle* (ed. G. T. Rowe und V. Pariente), pp. 245-254. Kluwer Academic Publishers, Netherlands.
- Wefer G. und Fischer G. (1993) Seasonal patterns of vertical particle flux in equatorial and coastal upwelling areas of the eastern Atlantic. *Deep Sea Research* **40** (8), 1613-1645.
- Weinelt M. (1993) Schmelzwasserereignisse und klimatische Verstärkerimpulse im Europäischen Nordmeer während der letzten 60.000 Jahre - Hinweise aus stabilen Isotopen. In *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313*, Vol. **41**, pp. 1-107. Christian-Albrechts Univ. Kiel.
- Westerhausen L. (1992) Organische Sedimente im äquatorialen Ostatlantik: Einflüsse von Herkunft, Transportmustern, Diagenese und Klimaschwankungen. *Berichte aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut* **48**, Universität Kiel.
- Winn K., Sarnthein M., und Erlenkeuser H. (1991) $d^{18}O$ Stratigraphy and Chronology of Kiel Sediment Cores from the East Atlantic. *Berichte aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut und Museum* **54**, Universität Kiel.
- Wollast R. (1991) The coastal organic carbon cycle: Fluxes, sources and sinks. In *Ocean margin processes in global change* (ed. R. F. C. Mantoura, J.-M. Martin, und R. Wollast), pp. 365-381. Dahlem Workshop Reports, Wiley Interscience, Chichester.
- Yoder A. Y., McClain C. R., Feldmann G. C., und Esaias W. E. (1993) Annual cycles of phytoplankton chlorophyll concentrations in the global ocean: A satellite view. *Global Biogeochem. Cycles* **7**, 181-193.