

B E R I C H T E
aus dem
I N S T I T U T F Ü R M E E R E S K U N D E
an der
Christian-Albrechts-Universität Kiel

Nr. 187

1989



**Physikalisch kontrollierte saisonale und horizontale Variabilität
von Chlorophyllprofilen**

Ergebnisse hydrographisch-optischer Schnitte zwischen den Azoren und Grönland

**Physically Controlled Seasonal and Horizontal Variability
of Chlorophyll Profiles**

Results of Hydrographic-Optical Sections between the Azores and Greenland

von

Volker Strass

DOI 10.3289/IFM-BER-187

Kopien dieser Arbeit können bezogen werden bei:

Institut für Meereskunde an der Universität Kiel
Abteilung Regionale Ozeanographie
D-2300 Kiel 1, FRG

Diese Arbeit wurde von der Mathematisch-
Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Universität Kiel als Dissertation angenommen.

I n h a l t

	Seite
ZUSAMMENFASSUNG	v
I EINLEITUNG	1
I.1 Momentaner Wissensstand - aktuelle Fragen	3
I.1.1 Saisonale und gyreskalige Variabilität	9
I.1.2 Mesoskalige Variabilität	16
I.1.3 Fragenkatalog	27
I.2 Forderungen an Feldexperiment und apparative Ausstattung . . .	28
II MESS-SYSTEM UND DATENBASIS	30
II.1 Das SEA-ROVER-System	30
II.1.1 Schleppfischsystem	30
II.1.2 Wissenschaftliches Navigationssystem	32
II.1.3 Strömungsmessung	32
II.2 Wasserproben	33
II.3 Expeditionen NOA'84, NOA'85 und NOA'86	34
II.4 Bereinigung und Verarbeitung der Schleppfischdaten	34
III GRUNDLAGEN DER CHL-FLUOROMETRIE	38
III.1 Fluoreszenz als physikalisches Phänomen	38
III.2 Photosynthese und Fluoreszenz pflanzlichen Planktons	39
III.3 Einflüsse auf die Fluoreszenz pflanzlichen Planktons	42
III.3.1 Artenzusammensetzung	43
III.3.2 Photoadaptation	44
III.3.3 Nährstoffversorgung, Gesundheitszustand und Umgebungs- temperatur	47
III.3.4 Lichtfeld im Meßvolumen	49
III.3.5 Chl-a-fremde Fluoreszenz	50
IV FLUOROMETER UND KALIBRIERUNG DES FLUORESZENZSIGNALS	52
IV.1 Aufbau und Arbeitsweise des Fluorometers	52
IV.2 Auswertung der Pigment- und Planktonproben	58
IV.3 Kalibrierung des Fluoreszenzsignals	60
IV.4 Diskussion des Stützstellen-Kalibrierverfahrens und Fehler- abschätzung	68

V	METHODEN ZUR BESTIMMUNG AUS CHLOROPHYLL- UND EINSTRAHLUNGSDATEN	
	ABGELEITETER VARIABLEN	76
V.1	Photosynthetisch verfügbare Quanteneinstrahlung	76
V.2	Aktuelle In-situ-Produktionsraten	80
V.3	Simulation von Satelliten-Chlorophyllmessungen	82
VI	ALLGEMEINE HYDROGRAPHISCHE SITUATION IM MESSGEBIET	85
VI.1	Hydrographische Aspekte aus historischen Daten	85
VI.2	Aspekte aus SEA-ROVER-Daten	90
VII	GYRESKALIGE MERIDIONALE UND SAISONALE VERÄNDERUNGEN	92
VII.1	Einsetzen der Frühjahrsblüte	92
VII.2	Fortgeschrittener Blütezustand	105
VII.3	Spätsommerliche Oligotrophie	116
VII.4	Saisonale Wanderung von Frühjahrsblüte und oligotrophen Regime	124
VII.5	Neu-Primärproduktion während der Erwärmungsphase	131
VII.6	Chlorophyllinhalt der Wassersäule, empirische Korrektur- möglichkeit für Satelliten-Chlorophylldaten	134
VII.7	Diskussion der Ergebnisse von Kap. VII	149
VIII	MESOSKALIGER AUFTRIEB ALS URSACHE VON SPITZENKONZENTRATIONEN	
	IM TIEFEN CHL-MAXIMUM	163
VIII.1	Drei Fallstudien	163
VIII.2	Spektrale Verteilung horizontaler Variabilität	179
VIII.3	Diskussion der Ergebnisse von Kap. VIII	187
IX	SCHLUSSFOLGERUNGEN UND AUSBLICKE	191
	LITERATURVERZEICHNIS	200

C o n t e n t s

	Page
SUMMARY	viii
I INTRODUCTION	1
I.1 Present state of knowledge - actual questions	3
I.1.1 Seasonal and gyrescale variability	9
I.1.2 Mesoscale variability	16
I.1.3 Catalogue of questions	27
I.2 Demands for field experiment and apparatus	28
II MEASURING SYSTEM AND DATA BASE	30
II.1 The SEA-ROVER system	30
II.1.1 Tow-Fish system	30
II.1.2 Scientific navigation system	32
II.1.3 Measurement of current velocity	32
II.2 Water samples	33
II.3 Expeditions NOA'84, NOA'85, NOA'86	34
II.4 Tow-Fish data processing	34
III BASICS OF CHL-FLUOROMETRY	38
III.1 Fluorescence as a physical phenomenon	38
III.2 Photosynthesis and fluorescence of phytoplankton	39
III.3 Influences on phytoplankton fluorescence	42
III.3.1 Species composition	43
III.3.2 Photoadaptation	44
III.3.3 Nutrient supply, state of health, and ambient temperature	47
III.3.4 Light field within the detection volume	49
III.3.5 Fluorescence of other origin than Chl-a	50
IV FLUOROMETER AND FLUORESCENCE SIGNAL CALIBRATION	52
IV.1 Fluorometer construction and mode of operation	52
IV.2 Analysis of pigment and plankton samples	58
IV.3 Calibration of the fluorescence signal	60
IV.4 Discussion of the supporting point calibration procedure and error assessment	68

	Page	
V	METHODS FOR DETERMINING VARIABLES DERIVED FROM CHLOROPHYLL AND IRRADIANCE DATA	76
V.1	Photosynthetically available quanta irradiance	76
V.2	Instantaneous in-situ production rates	80
V.3	Simulation of satellite chlorophyll measurements	82
VI	GENERAL HYDROGRAPHIC SITUATION IN THE SURVEY AREA	85
VI.1	Hydrographic aspects from historical data	85
VI.2	Aspects from SEA-ROVER data	90
VII	GYRESCALE MERIDIONAL AND SEASONAL VARIATIONS	92
VII.1	Onset of the spring bloom	92
VII.2	Fully developed bloom	105
VII.3	Late summer oligotrophy	116
VII.4	Seasonal migration of the spring bloom and oligotrophic regime	124
VII.5	New production during the heating season	131
VII.6	Chlorophyll content of the euphotic zone - feasibility to correct satellite estimates empirically	134
VII.7	Discussion of the results of chapter VII	149
VIII	MESOSCALE UPWELLING AS A DRIVING AGENT OF PEAK CONCENTRATIONS WITHIN THE DEEP CHLOROPHYLL MAXIMUM	163
VIII.1	Three case studies	163
VIII.2	Spectral distribution of horizontal variability	179
VIII.3	Discussion of the results of chapter VIII	187
IX	CONCLUSIONS AND PROSPECTS	191
	LIST OF REFERENCES	200
	APPENDIX: Figure captions	216

ZUSAMMENFASSUNG

Die große Bedeutung des marinen Phytoplankton als Komponente im globalen Klimasystem und als Anfangsglied in der Nahrungskette steht in krassem Widerspruch zum begrenzten Wissen über die räumliche und zeitliche Variabilität der Phytoplanktonkonzentration und deren Abhängigkeit vom physikalischen Umfeld. Die vorliegende Arbeit widmet sich der Variabilität auf der saisonalen Zeitskala, auf Horizontalskalen zwischen Kilometern und Tausenden von Kilometern und auf Vertikalskalen von einem Meter innerhalb der oberen hundert Meter der Wassersäule. Zur experimentellen Überprüfung von Theorien darüber, welche physikalische Prozesse auf jenen Skalen die Variabilität der Phytoplanktonkonzentration im offenen Ozean mittlerer Breiten kontrollieren, wurde ein mehrjähriges Meßprogramm durchgeführt und der gewonnene Datensatz analysiert.

Die Daten wurden zu verschiedenen Zeiten während der Erwärmungsphase entlang eines quasi-meridionalen Schnittes gesammelt, der sich von den Azoren ausgehend 2000 km in Richtung der Südspitze Grönlands erstreckt. Die Datenerfassung erfolgte mittels des Kieler "SEA-ROVER"-Systems. Hauptkomponente des SEA-ROVER-Systems ist ein Schleppfisch, der dem fahrenden Schiff auf einer sägezahnförmigen Bahn durch die oberen 200 m folgt. Der Schleppfisch ist ausgerüstet mit Sensoren für Druck, Temperatur und Leitfähigkeit (Salzgehalt und Dichte als abgeleitete Größen), solare Einstrahlung und Chlorophyll-Fluoreszenz. Die fluorometrisch bestimmte Chlorophyllkonzentration, Chl, dient als Synonym für die Phytoplanktonkonzentration. (Das fluorometrische Meßprinzip und die Kalibrierung des in-situ-Fluoreszenzsignals werden ausführlich erläutert.) Das Vorliegen simultaner Profile der Chlorophyllkonzentration und der solaren Einstrahlung im Datensatz wird genutzt, um daraus aktuelle in-situ-Produktionsraten zu berechnen und zu simulieren, welche Chlorophyllkonzentration durch Satelliten-Fernerkundung erfaßt worden wäre.

Folgende Ergebnisse konnten aus der Datenanalyse gewonnen werden:

- Die jährliche Vegetationsperiode beginnt mit einem Anwachsen der Chlorophyllkonzentration in der Deckschicht. Die Sverdrup-Bedingung (Verflachung der Deckschicht auf eine kritische Tiefe; Sverdrup, 1953) erweist sich als notwendig, aber nicht als hinreichend für ein substantielles Anfachen der Frühjahrsblüte. Im Nordteil des gyreskaligen Schnittes ist der Aufbau der

Blüte gegenüber der Deckschichtverflachung verzögert. Die Verzögerung ist weder durch Nährstoffmangel noch durch Lichtlimitierung zu erklären. Bei Beschränkung auf den Satz physikalischer Meßgrößen ergibt sich als einfachste Erklärung, daß nach Beendigung der lichtlimitierten Phase Temperaturlimitierung an Bedeutung gewinnt.

- Mit der Etablierung des oligotrophen Regimes nach Aufzehren der Nährstoffe in der Deckschicht bildet sich ein tiefes Chlorophyllmaximum in der saisonalen Sprungschicht aus. Im Laufe der Erwärmungsphase dringt das tiefe Chl-Maximum mit etwa 10 m/Monat weiter nach unten vor. Die beobachtete saisonale Vertiefung des Chl-Maximums bestätigt Modellergebnisse von Jamart et al. (1977, 1979) und von Wolf und Woods (1988), stellt aber die von Kiefer und Kremer (1981), nach welcher das Chl-Maximum nach Bildung in konstanter Tiefe verharret, für das Meßgebiet in Frage.
- Während der Erwärmungsphase wandern Deckschichtblüte und oligotrophes Regime polwärts. Am Ende der Erwärmungsphase tritt südlich 52°N das tiefe Chlorophyllmaximum als gyreskalige Erscheinung auf. Die Meridionalverteilung der Vegetationsphasen kann durch die der Deckschichttemperatur vorhergesagt werden: Die Nordflanke des Meridionalbereichs der Deckschichtblüte wandert saisonal mit der 12°C-Isotherme nordwärts, die Südflanke des Blütenbereichs bzw. die Nordflanke des oligotrophen Regimes verlagert sich zusammen mit der 15°C-Isotherme.
- Die Überlagerung von polwärtiger Wanderung des oligotrophen Regimes und lokaler saisonaler Vertiefung des Chl-Maximums führt zu einer meridionalen Neigung der chlorophyllreichen Schicht. Die aus der Tiefe des Chlorophyllmaximums und der Winter-Nitratkonzentration abschätzbare integrale Neuproduktion über die Erwärmungsphase nimmt nach Norden hin zu. Die Zunahme ist jedoch deutlich geringer als der nordwärtige Anstieg der Winter-Nitratkonzentration es erwarten läßt. Geringere Nitratkonzentrationen in Richtung der Subtropen werden durch ein tieferes Eindringen des Chl-Maximums in die saisonale Sprungschicht und ein damit verbundenes Aufzehren von Nährstoffen in einer größeren Schichtdicke teilweise kompensiert.
- Der durch Satelliten erfaßbare Anteil des Chlorophyllinhalts und Chlorophyllproduktionsinhalts der euphotischen Zone schwankt meridional und saisonal um ein Vielfaches seines Mittelwertes, bedingt durch die Variabilität der Chl-Vertikalstruktur. Die drastischste Änderung des

Satelliten-Anteils tritt beim Übergang zwischen Deckschichtblüte und oligotrophem Regime auf. Um auf Satellitendaten basierende Schätzungen von Chl-Integralquantitäten der euphotischen Zone deutlich zu verbessern, wird vorgeschlagen, die Vorhersagbarkeit der meridionalen Grenzen zwischen Vorblüteregion, Deckschichtblütebereich und oligotrophem Regime durch die Lage von Isothermen zu nutzen und dazu die durch Satellitenmessungen im Infrarotbereich registrierte Oberflächentemperatur in einen Korrekturalgorithmus einzubeziehen.

- Die Horizontalverteilung des Chlorophyllinhalts der euphotischen Zone ist gegenüber der der Deckschicht-Chlorophyllkonzentration modifiziert. Zum einen werden die Unterschiede an den Grenzen zwischen verschiedenen Blütestadien unscharf, zum anderen treten mesoskalige Maxima im oligotrophen Abschnitt auf. Jene Maxima können die mit der Deckschichtblüte verbundenen signifikant überragen; sie resultieren aus mesoskaligen Chl-Flecken innerhalb des tiefen Chlorophyllmaximums. Das Auftreten mesoskaliger Flecken typischen Durchmessers im oligotrophen Regime schlägt sich im Chl-Varianzspektrum dadurch nieder, daß neben dem mit den energiereichen Wirbeln assoziierten spektralen Maximum bei Wellenlängen von 100 - 300 km ein Sekundärmaximum bei 10 - 20 km auftritt. Der typische Fleckendurchmesser stimmt mit dem lokalen internen Rossby-Deformationsradius überein.
- Der Eintrag in das Chl-Varianzdichtespektrum bei Wellenlängen um 10 - 20 km kann mit einem Anfachen der Primärproduktion durch mesoskaligen dynamischen Auftrieb an Fronten erklärt werden. Die mesoskaligen Chl-Flecken mit den höchsten Konzentrationen treten in Übereinstimmung mit der Hypothese von Woods (1988) jeweils dort auf, wo die hydrographischen Parameterverteilungen entsprechend Modellvorhersagen von Bleck et al. (1988) dynamischen Auftrieb erwarten lassen oder selbst auf ein aktuell stattfindendes Auftriebsereignis hindeuten.

SUMMARY

Our recognition of the important role of marine phytoplankton as a component of the global climate system and as the primary producer of the food chain is in stark contrast to our limited knowledge about the regional and temporal variability of phytoplankton concentration and its dependency on the physical environment. The present work is devoted to variability on the seasonal time scale, on horizontal scales between kilometres and megametres, and on vertical scales of a metre within the upper hundred metres of the water column. To test existing theories on the control of variability on those scales by physical processes experimentally, a three-year campaign of measurements was conducted and the data set collected analyzed accordingly.

The data have been sampled at different times during the heating season along a quasi-meridional section running from the Azores 2000 km in the direction of Cape Farewell, Greenland. Data collection at high horizontal and vertical resolution (1.4 km and 1 m, respectively) was achieved by use of the Kiel "SEA-ROVER" system. The essential component of the SEA-ROVER system is a towed fish undulating through the upper 200 m along a sawtooth-like track behind the moving ship. The fish is equipped with sensors for pressure, temperature and conductivity (salinity and density as derived variables), solar irradiance and chlorophyll fluorescence. The fluorometrically determined concentration of chlorophyll, Chl, is used as a synonym for phytoplankton concentration. (The fluorometric method and the calibration of the in-situ fluorescence signal are discussed in detail.) The availability of simultaneous profiles of chlorophyll concentration and solar irradiance in the data set is used for calculating instantaneous in-situ production rates, and for simulating the chlorophyll concentration which would have been detected by satellite remote-sensing.

The following results have been obtained from the data analysis:

- The annual growth season starts with an increase of chlorophyll concentration in the mixed-layer. The Sverdrup-condition (mixed-layer shallowing up to above a critical depth; Sverdrup, 1953) proves to be necessary, but not sufficient for substantially initializing the spring bloom. In the northern part of the gyrescale section the spring bloom development is delayed compared to the mixed-layer shallowing. This delay is neither explicable by nutrient deficiency nor by light limitation. Restricted to

the set of physical parameters, the simplest explanation is that after termination of the light limited phase temperature limitation becomes important.

- Accompanying the establishment of the oligotrophic regime when nutrients run out in the mixed-layer, a deep chlorophyll maximum forms in the seasonal pycnocline. During the heating season the deep chlorophyll maximum descends at a rate of about 10 m/month. The observed deepening of the chlorophyll maximum confirms model predictions of Jamart et al. (1977, 1979) and of Wolf and Woods (1988), but puts in doubt for the survey area the model predictions of Kiefer and Kremer (1981) according to which the chlorophyll maximum stays at constant depth after its formation.
- During the heating season the mixed-layer spring bloom and the oligotrophic regime migrate poleward. At the end of the heating season the deep chlorophyll maximum appears as a gyrescale feature south of 52°N. The meridional distribution of seasonal growth phases can be predicted by means of mixed-layer temperature; the northern, leading, edge of the meridional sector occupied by the spring bloom migrates northward in step with the 12°C isotherm, the southern edge of the spring bloom sector (or the northern edge of the oligotrophic regime, respectively) moves together with the 15°C isotherm.
- The superposition of poleward migration of the oligotrophic regime and local seasonal deepening of the chlorophyll maximum results in a meridional slope of the latter. Integrated new production over the heating season, assessable from the depth of the deep chlorophyll maximum and winter nitrate concentrations, increases toward the north. The increase is substantially less than expected from the northward increase of winter nitrate concentrations alone. Lower nitrate concentrations toward the subtropics are partly compensated by a deeper penetration of the chlorophyll maximum into the seasonal pycnocline and accordingly a consumption of nutrients in a deeper layer.
- The satellite-detectable fraction of chlorophyll content and chlorophyll production content within the euphotic zone varies meridionally and seasonally by several times of its mean value, due to the variability of the vertical Chl structure. The most dramatic change of the satellite fraction occurs at the transition from the spring bloom to the oligotrophic regime. To improve satellite-based estimates of integral euphotic-zone

Chl-quantities significantly, it is suggested use be made of the predictability of the meridional transitions between pre-bloom state, mixed-layer bloom, and oligotrophic regime by the positions of isotherms, and therefore to incorporate satellite measurements in the infra-red into a correction algorithm.

- The horizontal distribution of euphotic zone chlorophyll content is different to that of mixed-layer chlorophyll concentration. Firstly, the transitions between different growth phases are blurred, secondly, meso-scale maxima occur within the oligotrophic regime. These maxima can exceed those associated with the mixed-layer spring bloom significantly; they result from mesoscale Chl patches within the deep chlorophyll maximum. The occurrence of mesoscale patches with a typical size within the oligotrophic regime is reflected in the horizontal chlorophyll variance spectrum as a secondary spectral peak at wavelengths between 10 and 20 km, besides the low-wavenumber peak at wavelengths between 100 and 300 km associated with the energy-containing eddies. The typical chlorophyll patch size coincides with the local internal Rossby-radius of deformation.
- The input to the Chl variance density spectrum at 10-20 km wavelength can be explained by primary production stimulated during mesoscale upwelling at fronts. The mesoscale Chl patches with the highest concentrations occur, in agreement with the hypothesis of Woods (1988), at those sites where according to model predictions of Bleck et al. (1988) the hydrographic parameter distributions are favourable for dynamic upwelling or where they themselves indicate a local upwelling event.

I. EINLEITUNG

Ziel dieser Arbeit ist, physikalische Prozesse zu identifizieren, die auf Horizontalskalen von Kilometern bis zu Tausenden von Kilometern die Phytoplanktonkonzentration im offenen Ozean mittlerer Breiten beeinflussen. Die Motivation ergibt sich daraus, daß neben seiner Anfangsstellung in der Nahrungskette das marine Phytoplankton eine bedeutende Rolle im globalen Klimageschehen einnimmt. Numerische Modelle, die eventuelle Klimaänderungen durch die Erhöhung des atmosphärischen Kohlendioxid-Gehalts simulieren sollen, müssen die Zusammenhänge zwischen dem physikalischen Umfeld und der Kohlenstoff-Fixierung durch Phytoplankton-Primärproduktion berücksichtigen. Die seit Beginn des Industriezeitalters verstärkte Verbrennung fossiler organischer Kohlenstoffverbindungen hat zu einer meßbaren (s. z.B. Moore und Bolin, 1986) Erhöhung des atmosphärischen CO₂-Gehalts geführt. Die Gefahr einer globalen Temperaturerhöhung durch Konzentrationszunahme von CO₂ in der Atmosphäre resultiert aus den Absorptionseigenschaften dieses Gases. CO₂ ist weitgehend transparent für kurzweilige Einstrahlung, absorbiert aber Wärmeabstrahlung im Infrarotbereich. Sowohl aus der gegenwärtigen Epoche (Jones et al., 1986) als auch aus dem Zeitraum der letzten Eiszeit (Eiskernuntersuchungen von Neftel et al., 1982) gibt es empirische Anhaltspunkte für eine Korrelation zwischen der CO₂-Konzentration der Atmosphäre und der Temperatur (s. auch Pisis und Imbrie, 1986). Modellvorhersagen (Atmosphärenmodelle mit meist nur rudimentärem angekoppelten Ozean) schwanken zwischen 1 und 4 °C Temperaturerhöhung in der unteren Atmosphäre als Reaktion auf eine Verdoppelung des CO₂-Gehaltes (Kerr, 1986).

Der Ozean spielt in diesem Zusammenhang mehrere wichtige Rollen: Unter anderem kann er der Atmosphäre zugeführtes CO₂ aufnehmen (s. z.B. Bolin, 1986, und darin gegebene Literaturhinweise). Einen wesentlichen Anteil am Transfer von Kohlenstoffverbindungen in tiefere Wasserschichten oder bis auf den Meeresboden hat der biologische Pumpmechanismus, die Sedimentation biogen fixierten Kohlenstoffs (Moore and Bolin, 1986; McCarthy et al., 1986). Die Effektivität des Pumpmechanismus hängt direkt von der Primärproduktion ab. Die Voraussetzungen für Primärproduktion werden durch physikalische Prozesse gesteuert, letztere wiederum sind eventuellen klimatischen Änderungen unterworfen. Das qualitative Wissen um die Bedeutung des biologischen Pumpmechanismus' war Anlaß, für die kommenden Jahre das globale Meßprogramm GOFs (Global Ocean Flux Study, siehe Brewer et al., 1986) zu projektieren, um

bessere quantitative Schätzungen zu erhalten. Aus ersten Ansätzen, Primärproduktion in Modelle des globalen Kohlenstoffzyklus einzubeziehen, haben sich Hinweise ergeben, daß sich mit Berücksichtigung der biologischen Pumpe sowohl die Amplitude als auch die relativ kurzen Zeitskalen (einige Jahrhunderte) der Änderungen des atmosphärischen CO₂-Gehalts beim Klimawechsel um die letzte Eiszeit erklären lassen (Knox und McElroy, 1984; Sarmiento und Toggweiler, 1984; Siegenthaler und Wenk, 1984).

Außer durch seine direkte Beteiligung am globalen Kohlenstoffkreislauf greift das Phytoplankton weniger gravierend auch anders in das Klimageschehen ein. Die Vertikalverteilung der Phytoplanktonkonzentration und damit der Trübung modifiziert das Erwärmungsprofil im oberen Ozean (s. z.B. Horch et al., 1983; Lewis et al., 1983; Lewis, 1987); Simulationsrechnungen mit einem eindimensionalen Deckschichtmodell (Woods und Barkmann, 1986) zeigen Auswirkungen auf Deckschichttiefe und Oberflächentemperatur.

Bretherton (1986) hat versucht, durch Zusammenfügung der Hauptkomponenten des Klimasystems dessen Komplexität (die weit über das oben skizzierte hinausgeht) schematisch zu unreißen. Die Komplexität erfordert verstärkte Forschungsarbeit auf den Grenzgebieten zwischen den klassischen Disziplinen Physik, Biologie und Chemie.

Die vorliegende Studie konzentriert sich darauf, durch Messungen in situ Modellvorstellungen und Hypothesen hinsichtlich der physikalischen Prozesse, die die Variabilität der Phytoplanktonkonzentration im offenen Ozean mittlerer Breiten beeinflussen, experimentell zu überprüfen. Die hier primär interessierende Zeitskala ist die saisonaler Veränderungen. Die interessierenden Horizontskalen liegen zwischen Kilometern und Tausenden von Kilometern. Die Obergrenze des Horizontalskalenbereichs steht zur interessierenden Zeitskala über die Meridionaldistanz, die von Isothermen und Isopyknen (s. Abb. I.3) an der Meeresoberfläche im Jahresgang durchgemessen wird, in Beziehung. Untersuchungen auf den kleineren Horizontalskalen sollen Auskunft geben, inwieweit Phytoplankton-Flecken, welche typische Skalen von 1 - 100 km zu haben scheinen (Steele, 1978), die größerskalige Verteilung beeinflussen, und welche physikalischen Prozesse für diese Variabilität verantwortlich sind. Expeditionsgebiet ist der Nordatlantik.

In Abschnitt I.1 werden anhand existierender Theorien und Meßergebnisse die Fragestellungen präzisiert. Die sich aus den Fragestellungen ergebenden Anforderungen an ein adäquates Meßsystem werden daran anschließend in Abschnitt I.2 formuliert.

I.1 Momentaner Wissensstand - aktuelle Fragen

Als Einstieg in die Thematik seien zunächst in gestraffter Form die wesentlichsten Grundprinzipien dargelegt, nach denen physikalische Prozesse das Phytoplankton-Wachstum kontrollieren können. Die Betrachtungen beschränken sich auf den offenen Ozean in mittleren Breiten. Nur wo es zur Verdeutlichung notwendig erscheint, werden andere Ozeangebiete zum Vergleich herangezogen.

Primärproduktion hängt von einer Mehrzahl von Substanzen und Energieträgern ab, die in einem festen Verhältnis zueinander verfügbar sein müssen. Wenn auch nur eine dieser Komponenten knapp ist, kann Primärproduktion nicht dadurch erhöht werden, daß die anderen im Überfluß angeboten werden. Als Grundregel gilt daher, daß Phytoplankton-Wachstum durch den Mangel an einzelnen Komponenten limitiert wird. Physikalische Prozesse steuern die Primärproduktion, indem sie die Verfügbarkeit der potentiell wachstum-limitierenden Komponenten kontrollieren. Von allen für Primärproduktion notwendigen Komponenten sind es im wesentlichen nur drei - Licht, Nährstoffe und Wärme-, die mit zeitlichen und regionalen Unterschieden vorherrschend limitierend wirken.

Licht:

An der eigentlichen Photosynthese (bzgl. einiger Einzelheiten s. Abschnitt III.2) sind nur Wasser, Kohlendioxid und Licht beteiligt. Da Wasser selbstverständlich, aber auch Kohlendioxid im allgemeinen (s. z.B. McCarthy et al., 1986) stets ausreichend vorhanden sind, muß hierfür nur der Einfluß des Lichtes betrachtet werden. Das Lichtangebot, das einer Phytoplanktonzelle zur Verfügung steht, hängt ab von der solaren Einstrahlung an der Meeresoberfläche, der Reflexion an der Oberfläche und der Attenuation in der Wassersäule oberhalb der Zelle. Die Lichtschwächung mit der Tiefe ist im offenen Ozean außer durch das reine Wasser fast ausschließlich durch das Phytoplankton selbst bestimmt; sie führt zu einem annähernd exponentiellen

Einstrahlungsprofil. Die solare Einstrahlung an der Oberfläche ändert sich mit den astronomischen Zyklen im Jahres- und Tagesgang und mit der Bewölkung.

Auch bei konstanter Einstrahlung ist eine Phytoplanktonzelle durch passive Vertikalbewegung mit dem umgebenden Wasser wechselnden Lichtintensitäten ausgesetzt. Denman und Gargett (1983) diskutieren die Zeit- und Raumskalen der dafür verantwortlichen physikalischen Prozesse (dreidimensionale Turbulenz einschließlich Langmuir-Zirkulation in der aktiv durchmischten Deckschicht und interne Wellen sowie Doppeldiffusion in der stabil geschichteten Sprungschicht). Den strukturellen Aufbau des Wasserkörpers oberhalb der Hauptsprungschicht zeigt Abb. I.1. Die Hauptsprungschicht ist permanent stabil geschichtet. Als weitere statisch stabile Schichten bilden sich darüber im Laufe des Sommers die saisonale Sprungschicht und oberhalb der saisonalen Sprungschicht tagsüber die tägliche Sprungschicht aus. In den stabil geschichteten Tiefenbereichen sind auf Zeitskalen kleiner als die lokale Trägheitsperiode (in mittleren Breiten etwa zwischen $1/2$ Tag und 1 Tag) interne Wellen für Vertikalauslenkungen bedeutend; die damit verbundenen Vertikalskalen liegen im Bereich von 10 m und somit Größenordnungen über denen von Scherungsinstabilitäten im geschichteten Medium, wofür 10 cm typisch sind. Bedingt dadurch, daß die Einstrahlung exponentiell mit der Tiefe abnimmt, wird eine mit internen Wellen harmonisch um ihre Ruhelage oszillierende Phytoplanktonzelle einer höheren mittleren Lichtintensität ausgesetzt als sie der Ruhelage entspricht. Für typische Werte der Auslenkung (10 m) und des Attenuationskoeffizienten (0.06 m^{-1}) entspricht die mittlere Intensität der von 3 m höher (Lande und Yentsch, 1988). In der aktiv durchmischten Deckschicht werden Phytoplanktonzellen durch dreidimensionale Turbulenz umverteilt. Die Skalen turbulenter vertikaler Umverteilung erreichen die Mächtigkeit der aktiv durchmischten Deckschicht. Die aktiv durchmischte Deckschicht erstreckt sich von der Oberfläche bis zur Obergrenze der täglichen Sprungschicht und während der Zeit tiefster täglicher Durchmischung am Ende der Nacht bis zur Obergrenze der saisonalen Sprungschicht in der Tiefe D_M , und wenn zum Zeitpunkt tiefster winterlicher Durchmischung im Spätwinter die saisonale Pyknokline erodiert ist, bis hinunter zur Obergrenze der Hauptsprungschicht in der Tiefe D_H . Für D_H können in mittleren Breiten einige 100 m als typischer Wert gelten.

Die Bedeutung vertikaler turbulenter Durchmischung auf die mittlere, den Phytoplanktonzellen zur Verfügung stehende Lichtintensität und damit die

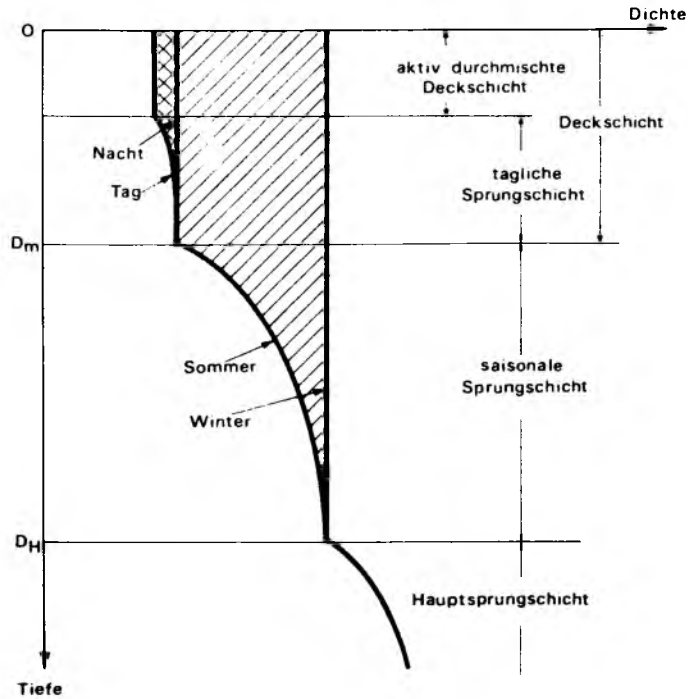


Abb. I.1: Schematischer Aufbau der oberen Wasserschichten.

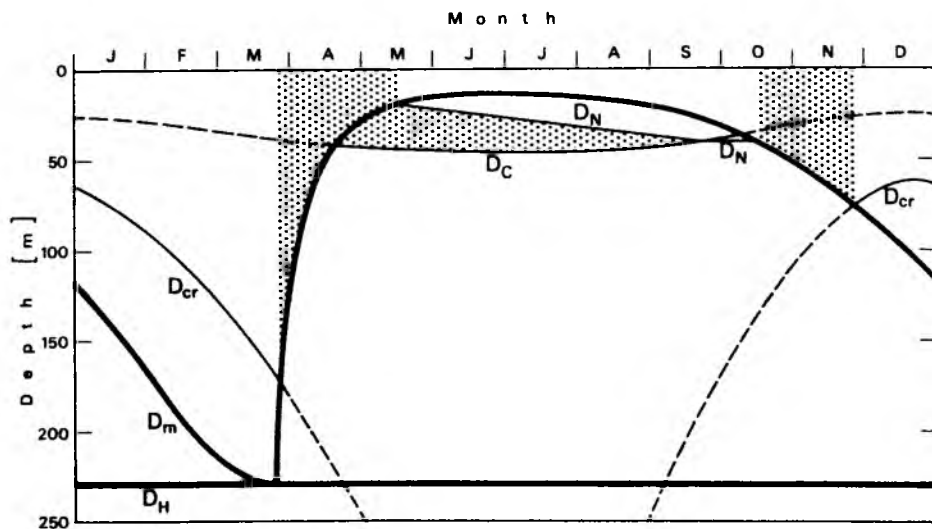


Abb. I.2: Hypothetische Verteilung der Bereiche (Punktraster) im Zeit-Tiefe-Diagramm, in denen neue Primärproduktion während des Jahresverlaufs möglich ist. D_H bezeichnet die Obergrenze der Hauptsprungschicht. Der Verlauf der Deckschichttiefe D_m ist Modellergebnissen von Woods und Barkmann (1986) nachempfunden. Der Verlauf von Kompensations-Lichttiefe D_c und kritischer Lichttiefe D_{cr} ist durch saisonale Änderungen der klimatologischen Oberflächeneinstrahlung (nach Isemer und Hasse, 1987) bedingt. D_N bezeichnet die Tiefe, oberhalb derer Nährstoffe verschwunden sind. Für weitere Annahmen siehe Text.

Primärproduktion ist schon früh erkannt worden (Gran und Braarud, 1935; Riley, 1942, 1946). Sverdrup (1953) stellte daraufhin die Theorie auf, daß sich die turbulent durchmischte Deckschicht höchstens bis in eine kritische Tiefe D_{cr} erstrecken darf, damit die Phytoplanktonzellen in dieser Deckschicht im Mittel eine für positive Photosynthese ausreichende Lichtintensität I_c vorfinden. I_c ist die Kompensationsintensität, bei der sich Respiration und Photosynthese balancieren. Wird angenommen, daß die Respiration vertikal homogen verteilt sei, so ergibt sich D_{cr} aus:

$$I_c = \frac{1}{D_{cr}} \int_0^{D_{cr}} I_0 e^{-kz} dz$$
$$D_{cr} = \frac{I_0}{kI_c} (1 - e^{-kD_{cr}})$$

Darin sind I_0 die Lichtintensität direkt unterhalb der Oberfläche und k der Attenuationskoeffizient. Dabei ist vereinfachend angenommen, daß die Attenuation des gesamten für die Photosynthese relevanten Spektralbandes (s. Abschnitte III.2 und V.1) durch einen für alle Tiefen konstanten Attenuationskoeffizienten beschrieben werden kann und daß die Photosynthese eine lineare Funktion der Lichtintensität ist. Für $kD_{cr} \gg 1$ (was bei typischen Parameterwerten erfüllt wird) vereinfacht sich der Ausdruck für D_{cr} zu

$$D_{cr} = \frac{I_0}{kI_c} \quad (Gl. I.1)$$

Es wird allgemein davon ausgegangen, daß in mittleren Breiten mit tiefer winterlicher Durchmischung die frühjährliche Deckschichtverflachung auf Tiefen $< D_{cr}$ die Frühjahrsblüte und damit die Vegetationsperiode einleitet. Der Einfluß der turbulenten Bewegung in der aktiv durchmischten Deckschicht und zeitlicher Veränderungen der Schichtung auf die Primärproduktion wird explizit in den eindimensionalen Planktonmodellen von Woods und Onken (1982) sowie Wolf und Woods (1988) berücksichtigt, indem Planktonzellen als Lagrangesche Teilchen der Deckschichtkinematik ausgesetzt werden.

Nährstoffe:

Außer Licht, Kohlendioxid und Wasser benötigen Phytoplanktonzellen für ihr Wachstum verschiedene Mineralstoffe. Davon werden aber im allgemeinen nur Phosphat und vor allem Nitrat knapp und limitieren das Wachstum einer gesamten Phytoplankton-Flora. Dem Wasser entzogen werden diese Hauptnährstoffe in der euphotischen Zone, wo gute Lichtverhältnisse Phytoplankton-Wachstum ermöglichen und damit Nährstoffzehrung bedingen. In der Deckschicht und oberen saisonalen Sprungschicht stellt sich im Sommer dadurch häufig Nährstoffarmut ein: Durch Sedimentation organischer Partikel erfolgt ein Fluß fixierten Kohlenstoffs und Nährstoffs in tiefere Wasserschichten. Zersetzung auf dem Weg nach unten und vollständige Remineralisation organischer Stickstoffverbindungen führen zu einer Nitrat-Anreicherung im tiefen Ozean.

Wenn in der euphotischen Zone Nitrat aus der Lösung verschwunden ist, kann weiterhin noch regenerierte Primärproduktion auf der Basis bis zu niedrigeren Oxidationsstufen teilremineralisierter Stickstoffverbindungen (Zooplanktonausscheidungen und bakterielle Abbauprodukte organischen Phytoplanktonmaterials) stattfinden (für eine ausführliche Abhandlung siehe Raymont, 1980). Regenerierte Primärproduktion in diesem kleinen Stickstoff- und Kohlenstoffkreislauf (microbial loop, s. Goldman, 1988) kann nur aufrecht erhalten werden, wenn der Kreislauf geschlossen bleibt, d.h. eine lokale Balance zwischen Produktion und Remineralisation besteht. Regenerierte Produktion ist daher in Zusammenhang mit dem biologischen Pumpmechanismus und für den Transfer organischer Kohlenstoffverbindungen zu höheren Gliedern in der Nahrungskette gegenüber der neuen Primärproduktion auf Nitratbasis (Definition von Dugdale und Goering, 1967) uninteressant (Eppley und Peterson, 1979) und soll daher in den weiteren Betrachtungen im Hintergrund stehen.

Die verschiedenen physikalischen Prozesse, die Nitrat aus den tieferen Wasserschichten in die euphotische Zone transportieren, können nach den Zeit- und Raumskalen klassifiziert werden, auf denen sie wirken. Ekman-Vertikalgeschwindigkeit (Ekman-suction), resultierend aus der Rotation der Windschubspannung, bewirkt einen weitgehend kontinuierlichen Nährstofftransport auf der Gyre-Skala (einige 1000 km). Der bedeutendste Nährstoffeintrag in die euphotische Zone findet als saisonales gyreskaliges Ereignis im Zuge der winterlichen Deckschichtvertiefung statt (Lewis et al., 1988). Mesoskaliger Auftrieb (Onken, 1986) kann, ohne die Beschränkung auf eine bestimmte

Jahreszeit, Nährstoffeinträge mit sporadischem Charakter (typische Zeitskalen von einigen Tagen und Horizontalskalen von einigen 10 km) verursachen. Sporadischen Charakter haben auch Nährstoffeinträge in die Deckschicht (wenn Obergrenze der saisonalen Dichtesprungschicht und Nährstoffsprungschicht zusammenfallen) durch Scherungsinstabilität (Klein und Coste, 1984) in Verbindung mit dem Ekman-Trägheitsstrom (Woods und Strass, 1986). Die damit verbundenen Horizontalskalen reichen von 1 km oder kleiner, wenn interne Wellen der Auslöser sind (Holligan et al., 1985; Ross, 1987), bis zur Ausdehnung der atmosphärischen Windsysteme (etwa 1000 km). Prozesse wie dreidimensionale Turbulenz durch Scherungsinstabilitäten in der Sprungschicht und Doppeldiffusion, die auf Horizontalskalen unterhalb des in dieser Studie interessierenden Skalenbereichs, d.h. auf Skalen < 1 km, stattfinden, können als Beiträge zur turbulenten vertikalen Diffusion - parametrisierbar durch einen vertikalen Austauschkoefizienten - verstanden werden.

Wärme:

Die Reaktionsgeschwindigkeit biochemischer Prozesse ist temperaturabhängig. Laborexperimente haben dementsprechend auch einen generellen Anstieg der Photosynthese mit der Temperatur innerhalb des im Ozean vorkommenden Temperaturbereichs gezeigt (s. z.B. Eppley, 1972; Goldman and Carpenter, 1974). Aus Feldmessungen wird jedoch kaum über eine Korrelation der Primärproduktion oder der Phytoplankton-Biomasse mit räumlichen oder zeitlichen Temperaturänderungen berichtet. Allgemein wird davon ausgegangen, daß in den verschiedenen Ozeangebieten die Phytoplankton-Biomasse von an das vorherrschende Temperaturklima angepaßten Arten (mit jeweils eigenem Temperatur-optimum) dominiert wird und auch im Laufe der saisonalen Erwärmung oder Abkühlung besser adaptierte Arten andere ablösen, so daß dadurch Temperatureinflüsse aufgefangen werden (Raymont, 1980; Parsons et al., 1984; McCarthy et al., 1986). Für die weiteren grundlegenden Betrachtungen seien Temperatureinflüsse daher zunächst ausgeklammert.

I.1.1 Saisonale und gyreskalige Variabilität

Basierend auf den dargelegten Grundprinzipien läßt sich schematisch skizzieren, in welchen Zeit-Tiefe-Bereichen neue Primärproduktion im Jahresverlauf stattfinden kann, wenn allein die saisonalen Veränderungen der Deckschichtstruktur und davon abhängige Licht- und Nährstoff-Verfügbarkeit sowie Nährstoffzehrung seitens des Phytoplankton bestimmend sind. Abb. I.2 zeigt ein hypothetisches Verteilungsschema. Zugrunde gelegt wurde dafür die klimatologische gesamte kurzweilige Einstrahlung bei 40°N/30°W (aus Isemer und Hasse, 1987), welche zur näherungsweisen Umrechnung auf den für Photosynthese relevanten Spektralbereich (genauer später in Abschnitt V.1) mit 0.5 multipliziert wurde. Als Kompensationslichtintensität wurde $I_c = 10 \text{ Wm}^{-2}$ und als Attenuationskoeffizient $k = 0.08 \text{ m}^{-1}$ angesetzt. Ferner werden die gleichen Annahmen wie bei der Sverdrup-Theorie (s. vorne in Abschnitt I.1) gemacht. Die maximale winterliche Deckschichttiefe D_H entspricht in etwa der im RBS-Atlas (Robinson et al., 1979) für den Monat März bei ebenfalls 40°N/30°W angegebenen. D_H ist auch gleichzeitig die örtliche Tiefe der Obergrenze der permanenten oder Hauptsprungschicht. Der zeitliche Verlauf der Deckschichttiefe D_m wurde Modellergebnissen von Woods und Barkmann (1986) nachempfunden. Konkret bedeutet D_m die Obergrenze der saisonalen Sprungschicht; Tagesgänge der aktiv durchmischten Deckschicht sind in Abb. I.2 nicht nachvollzogen.

Abb. I.2 läßt eine Unterteilung der Vegetationsperiode in drei Phasen erkennen: Frühjahrsblüte, Sommerzustand und Herbstblüte. Während Frühjahrs- und Herbstblüte ist Wachstum in der Deckschicht möglich, während des sommerlichen Zustandes in der saisonalen Sprungschicht. Frühjahrs- und Herbstblüte treten jeweils dann auf, wenn sich das relative Gewicht der am stärksten limitierenden Faktoren zueinander verschiebt: Die Frühjahrsblüte, während die relative Bedeutung von Nährstofflimitierung gegenüber Lichtlimitierung zunimmt, und die Herbstblüte im umgekehrten Fall. Für den sommerlichen Zustand, während dessen Dauer das relative Gewicht von Nährstofflimitierung im Jahresverlauf am größten ist, wird im weiteren auch der Begriff 'oligotrophes' (nährstoffarmes) Regime oder saisonale Oligotrophie benutzt. Klassischerweise wird das Adjektiv 'oligotroph' zur Kennzeichnung regionaler Eigenschaften (als Unterscheidung zu 'eutroph', nährstoffreich) benutzt. Da in den meisten Regionen sich im Jahresverlauf oligotrophe und eutrophe Zustände abwechseln (Platt und Harrison, 1985), - auch das klassische

Beispiel eines oligotrophen Meeresgebietes, die Sargasso-See, kennt eine alljährliche Blüte (Menzel und Ryther, 1960) - ist das Adjektiv 'oligotroph' sinnvollerweise auch auf entsprechende saisonale Zustände zu beziehen.

In Abb. I.2 wird Ende März die Deckschichttiefe flacher als die sich gegenläufig vergrößernde kritische Lichttiefe D_{cr} . Ab diesem Zeitpunkt wird Netto-Phytoplanktonwachstum möglich. Sobald die Deckschicht flacher als D_{cr} ist, hat D_{cr} ihre Bedeutung verloren, und zunächst gibt D_m die Untergrenze des wachstumsermöglichenden Tiefenbereichs an. Dies ist so, weil im stabil geschichteten Tiefenbereich der saisonalen Sprungschicht turbulente vertikale Umverteilung von Phytoplanktonzellen und damit auch der Export pflanzlich absorbiertes Strahlungsenergie von nahe der Oberfläche in schwach beleuchtete Tiefen unterbunden ist. In stabilen Schichtungsverhältnissen ist Wachstum nur oberhalb der Kompensationstiefe D_c , in der sich bei der Kompensationslichtintensität I_c Produktion und Respiration lokal balancieren, möglich. D_c ist gegeben durch:

$$D_c = -\frac{1}{k} \ln \left(\frac{I_c}{I_0} \right) \quad (\text{Gl. I.2})$$

Wegen des exponentiellen Einstrahlungsprofils ist D_c viel kleiner als D_{cr} (s. Abb. I.2). Phytoplanktonwachstum ist beschränkt auf den Tiefenbereich

$$\begin{aligned} z < D_m & \quad \text{falls} \quad D_c < D_m < D_{cr} \quad , \\ z < D_c & \quad \text{falls} \quad D_c > D_m \quad . \end{aligned}$$

(Daß die relevanten Tiefen einander ablösen, wird in der Literatur selten ausdrücklich angesprochen (eine Ausnahme ist Kiefer und Kremer, 1981), ist aber in den meisten Planktonmodellen eingeschlossen. Lagrangesche Modellformulierung (Woods und Onken, 1982; Wolf und Woods, 1988) berücksichtigt darüber hinaus die Geschichte individueller Teilchen bei der Ablösung turbulent durchmischter und stabil geschichteter Verhältnisse.)

Die Nährstoffe sind während der Zeitspanne zwischen tiefster winterlicher Durchmischung und dem Beginn der Wachstumsperiode im gesamten Tiefenbereich oberhalb D_m homogen verteilt. Die Konzentrationen entsprechen denen zum Zeitpunkt maximaler Winter-Durchmischung. Mit Beginn der Vegetationsperiode setzt in der Deckschicht Nährstoffzehrung ein.

In Abb. I.2 ist angenommen, daß Mitte Mai die Nährstoffe in der Deckschicht aufgezehrt sind. Neue Primärproduktion ist dann noch in der saisonalen

Sprungschicht zwischen D_C und D_N möglich. D_N bezeichnet hier die Tiefe, oberhalb der Nitrat verschwunden ist. Dadurch, daß die Nährstoffzehrung bei hohen Lichtintensitäten am stärksten ist, vertieft sich D_N im Laufe des Sommers, und zwischen D_N und D_C bildet sich eine Nährstoffsprungschicht aus (s. z.B. Modellsimulationen von Wolf und Woods, 1988). In Abb. I.2 schneiden sich Ende September D_C und D_N . Neu-Primärproduktion wird dann erst wieder ab Mitte Oktober möglich, wenn durch Vertiefung der Deckschicht $D_m > D_N$ wird und Nährstoffe in die Deckschicht eingemischt werden. Die Herbstblüte erlischt Ende November, wenn sich D_m und D_{CR} schneiden. Der Abb. I.2 ist als Bedingung für das Auftreten einer Herbstblüte zu entnehmen, daß die Tiefe, in der sich D_m und D_{CR} schneiden, größer sein muß als D_N .

Abb. I.2 zeigt schematisch lediglich die Zeit-Tiefe-Bereiche, in denen Neu-Primärproduktion möglich ist, gibt also keine quantitative Auskunft über die Produktion und die Phytoplanktonkonzentration. Es kann aber davon ausgegangen werden, daß unter gleichen Voraussetzungen (etwa in Modellsimulationen) auch die Phytoplanktonkonzentration ein ähnliches Verteilungsmuster aufweisen würde. Da die zeitliche Zunahme der Konzentration gemäß einer Exponentialfunktion erfolgt, besteht eine Proportionalität zwischen Bestand und Zuwachs. Zum Studium von Verteilungsmustern können daher, wenn von der Veränderlichkeit des Exponentialkoeffizienten bzw. Proportionalitätsfaktors abgesehen wird, in erster Näherung Phytoplanktonkonzentration und Primärproduktion synonym benutzt werden. Feldmessungen bestätigen eine generelle positive Korrelation von Konzentration und Produktion (Raymont, 1980).

Simulationsergebnisse eindimensionaler Planktonmodelle für gemäßigte Breiten zeigen ähnliche Charakteristika des saisonalen Zyklus wie Abb. I.2. Im Detail bestehen jedoch wesentliche Unterschiede zwischen verschiedenen Modellvorhersagen. Nach dem Modell von Kiefer und Kremer (1981) verbleibt, ähnlich wie in Abb. I.2 skizziert, nach Beendigung der Frühjahrsblüte das vertikale Phytoplanktonmaximum in der saisonalen Sprungschicht in relativ konstanter Tiefe. Die Modelle von Jamart et al. (1977, 1979) sowie Wolf und Woods (1988) hingegen zeigen eine markante Vertiefung des Phytoplanktonmaximums während der oligotrophen Phase; bedingt durch die Aufnahme von Nitrat an der Obergrenze der Nährstoffsprungschicht vertiefen sich Phytoplanktonmaximum und Nährstoffsprungschicht zusammen in gegenseitiger Abhängigkeit. Eine Gemeinsamkeit der Modellsimulationen, nämlich daß in der oligotrophen Phase die Tiefen des Phytoplanktonmaximums und der Nährstoffsprungschicht überein-

stimmen, wird durch Messungen bestätigt (Venrick et al., 1973; Herbland und Voituriez, 1979; Cullen und Eppley, 1981; Cox et al., 1982). Ist es möglich, empirisch eine der beiden sich widersprechenden Modellvorhersagen (Verbleib des Phytoplanktonmaximums in konstanter Tiefe oder Abtauchen) zu verwerfen, oder repräsentieren beide regional unterschiedliche Verhältnisse? Diese Frage ist essentiell, da das Abtauchen des Phytoplanktonmaximums eine nach Beendigung der Frühjahrsblüte sich fortsetzende Neu-Primärproduktion durch die Aufnahme von Nitrat bedeutet.

Die Existenz tiefer Phytoplanktonmaxima (bzw. Chlorophyllmaxima, wobei die Chlorophyllkonzentration Chl als Indikator der Phytoplanktonkonzentration dient) wurde schon früh registriert (Riley, Stommel und Bumpus, 1949), und auch, daß es sich dabei um eine saisonale Erscheinung im Sommer handelt (Anderson, 1969; Parsons et al., 1970). Meßergebnisse von Venrick et al. (1973) und von Pak et al. (1988) zeigen, daß im Pazifik während des Sommers ein tiefes Chlorophyllmaximum ozeanweit auftritt. Für den Atlantik existieren nur regional isolierte Beobachtungen des tiefen Maximums.

Über die saisonale Entwicklung des tiefen Phytoplankton-Maximums gibt der Datensatz von Venrick et al. (1973) an einer einzelnen Station Auskunft. Die Zeitreihe an der einen Station (20°N/120°W) zeigt eine Vertiefung des Maximums während des Sommers. Dem stehen Beobachtungen im Nordatlantik an einer Station auf vergleichbarer Breite (32°N/65°W in der Sargasso-See) vom Ende der 50er Jahre (Menzel und Ryther, 1960; Kiefer und Kremer, 1981) gegenüber, welche ein Verbleiben des Maximums nach Ende der Frühjahrsblüte in konstanter Tiefe zu erkennen geben. Cox et al. (1982) vergleichen Stationsdaten aus der Sargasso-See mit solchen von der Schelfkante (nördlich der Sargasso-See und westlich 60°W). Sie finden ebenfalls, daß in der Sargasso-See das tiefe Chl-Maximum nach Bildung in konstanter Tiefe verharnt, wohingegen es sich aber an der Schelfkante im Laufe des Sommers vertieft.

Die einander widersprechenden Modellvorhersagen - Vertiefung des saisonalen Phytoplanktonmaximums gegenüber Verbleib in konstanter Tiefe - finden also beide ihre experimentelle Bestätigung. Wegen der Knappheit diesbezüglicher Beobachtungen läßt sich nicht beantworten, welche der beiden Vorhersagen für das größere Ozeangebiet repräsentativ ist. Abgesehen von dieser wesentlichen Detailfrage und von möglichen regionalen (zonalen) Unterschieden, soll zunächst skizziert werden, was über die meridionalen Unterschiede der groben Charakteristiken des saisonalen Wachstumszyklus in den mittleren Breiten bekannt ist.

Der saisonale Vegetationszyklus - in Abb. I.2 schematisch skizziert - wird über den Bereich der mittleren Breiten meridionalen Änderungen unterworfen sein. Mit Abstand vom Äquator nimmt, astronomisch bedingt, die mittlere solare Einstrahlung ab und die Amplitude des Einstrahlung-Jahresganges zu, was direkte Auswirkungen auf die Jahresgänge von D_m , D_c und D_{cr} hat.

Die resultierenden Unterschiede in den Wachstumszyklen sind bislang nicht modelliert worden, und die existierenden Datensätze, die über die regionalen Unterschiede der saisonalen Variabilität in mittleren Breiten noch am besten Auskunft geben, enthalten nur Informationen aus Oberflächennähe. Zu erwähnen sind hier in erster Linie jene Datensätze für den Nordatlantik, die auf Messungen mit dem Longhurst-Hardy-Recorder in 10 m Tiefe basieren (Colebrook und Robinson, 1961; Robinson, 1970; Colebrook, 1982), und Satellitendaten der oberflächennahen Chlorophyllkonzentrationen, die aber erst gegenwärtig zu Monatsmitteln zusammengefügt werden (Esaias et al., 1986). Bislang sind Satellitendaten hinsichtlich saisonaler Veränderlichkeit lediglich für ein wenige Breiten- und Längengrade überdeckendes küstennahes Gebiet ausgewertet worden (Barale und Fay, 1986). Lewis et al. (1988) haben für den Weltozean existierende Daten der Secchi-Scheiben-Tiefe analysiert. Da die Secchi-Tiefe (eine moderne Diskussion der alten Methode findet man bei Preisendorfer, 1986) generell flacher als 50 m ist, bleibt auch dieser Datensatz auf relative Oberflächennähe - im Vergleich zu möglichen Tiefen des Chlorophyll-maximums in der saisonalen Sprungschicht von über 100 m (z.B. Venrick et al., 1973) - beschränkt.

Ein vorläufiger Eindruck davon, was an typischen meridionalen Änderungen des saisonalen Phytoplankton-Zyklus über die gemäßigten Breiten erwartet werden kann, läßt sich nur deduktiv aus dem Vergleich mit anderen Klimazonen gewinnen. Aus Beobachtungen in den Tropen (Owen und Zeitzschel, 1970; Venrick et al., 1973; Herbland und Voituriez, 1979), in der Übergangszone von den Tropen in die Subtropen (Dandonneau und Gohin, 1984), in den Subtropen (Menzel und Ryther, 1960; Venrick et al., 1973; Kiefer und Kremer, 1981; Cox et al., 1982), in den gemäßigten Breiten (Parsons et al., 1970) und singulären, über den Weltozean verstreuten Messungen (Bogorov, 1958; Heinrich, 1962) ergibt sich zusammengefaßt etwa folgendes typisches Bild: Richtung Äquator nimmt - fern von Auftriebsgebieten - der Anteil der oligotrophen Phase an der Vegetationsperiode zu. In den Tropen selbst ist ein tiefes Phytoplankton-Maximum ganzjährig anzutreffen; die nur schwach

ausgebildete saisonale Variabilität von Primärproduktion und Chlorophyllkonzentration weist eine halbjährliche Periode auf. In den Subtropen fallen während einer kurzen Unterbrechung der oligotropen Phase Frühjahrs- und Herbstblüte zu einer Winterblüte zusammen. Polwärts verliert die oligotrophe Phase mit tiefem Phytoplanktonmaximum an Bedeutung. In den Subpolargebieten vereinen sich in einer kurzen Vegetationsperiode im Hochsommer Frühjahrs- und Herbstblüte.

Aus den Meßprogrammen mit dem Longhurst-Hardy-Recorder präsentiert Colebrook (1982) den Teil des Datensatzes, der die größte meridionale Überdeckung in den gemäßigten Breiten bietet. Darin deutet sich vage an, daß im mittleren Nordatlantik die Frühjahrsblüte im April um die Azoren ($37^{\circ}50'N/26^{\circ}W$) herum auftritt, im Mai etwa den Streifen zwischen den Azoren und Ozean-Wetterschiff "C" ($52^{\circ}45'N/35^{\circ}30'W$) überdeckt, im Juni mit ihrem Schwerpunkt in der Nähe von OWS "C" liegt und im Juli zwischen OWS "C" und der Südspitze Grönlands ($\approx 60^{\circ}N/45^{\circ}W$) anzutreffen ist. Dieser Hinweis auf ein polwärtiges Voranschreiten der Frühjahrsblüte während der Erwärmungsphase findet sich andeutungsweise auch in saisonalen Unterschieden der Secchi-Tiefe entlang des zentralen Meridians im Nordpazifik (Lewis et al., 1988) wieder.

Vorausgesetzt es existierten empirisch abgesicherte Erkenntnisse darüber, welche physikalischen Prozesse die Primärproduktion kontrollieren, dann wäre es möglich, die regionale Verteilung der Phytoplanktonkonzentration auf der Basis der besser dokumentierten Verteilungen hydrographischer Parameter vorherzusagen. Monatsmittelwerte verschiedener hydrographischer Variablen sind im RES-Atlas (Robinson et al., 1979) für den Nordatlantik zusammengefaßt. Die von Robinson et al. diagnostizierte Deckschichttiefe steigt zwischen den Azoren und $55^{\circ}N$ (auf der Linie OWS "C" - Kap Farvel an der Südspitze Grönlands) abrupt zwischen Mai und Juni auf Tiefen < 60 m an (s. Abb. I.3). Dies ist inkonsistent mit der Idee einer physikalisch kontrollierten, allmählichen saisonalen Wanderung der Frühjahrsblüte, wenn man sich allein auf die Sverdrup-Theorie, wonach die Verflachung der Deckschicht auf Tiefen $D_m < D_{cr}$ die Blüte auslöst, stützt. Die Idee einer physikalisch gesteuerten Blütewanderung könnte aufrecht erhalten werden, wenn man die Möglichkeit in Betracht zieht, daß auch die Temperatur über eine temperaturabhängige Wachstumsrate die saisonale Wanderung der Blüte kontrolliert. Isolinien der Deckschichttemperatur (und damit der Dichte, s. Abb. I.4) propagieren im mittleren Nordatlantik etwa mit der Geschwindigkeit während der Erwärmungs-

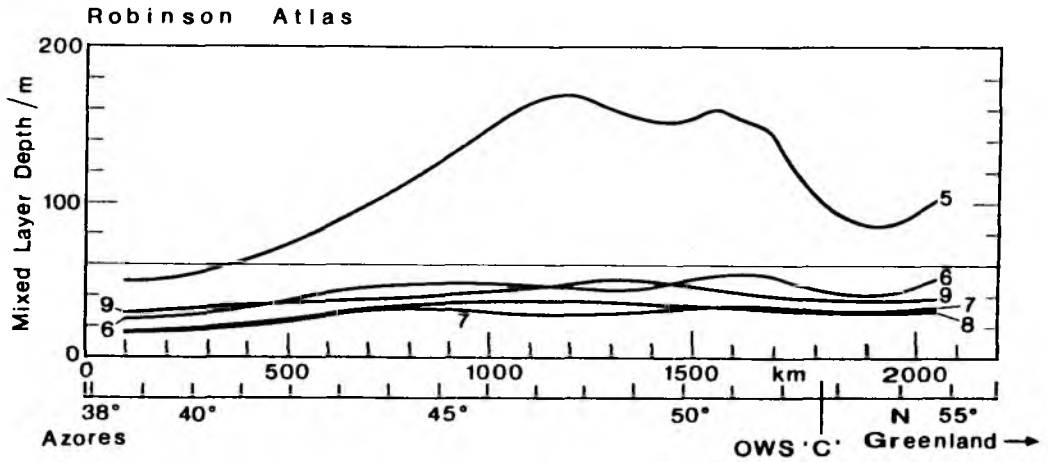


Abb. I.3: Verlauf der Deckschichttiefe (Differenzkriterium von 2 °F) im Atlas von Robinson et al. (1979) entlang der Linie Azoren - OWS "C" - Grönland während der Monate Mai (5) bis September (9) (aus Bauer, 1988).

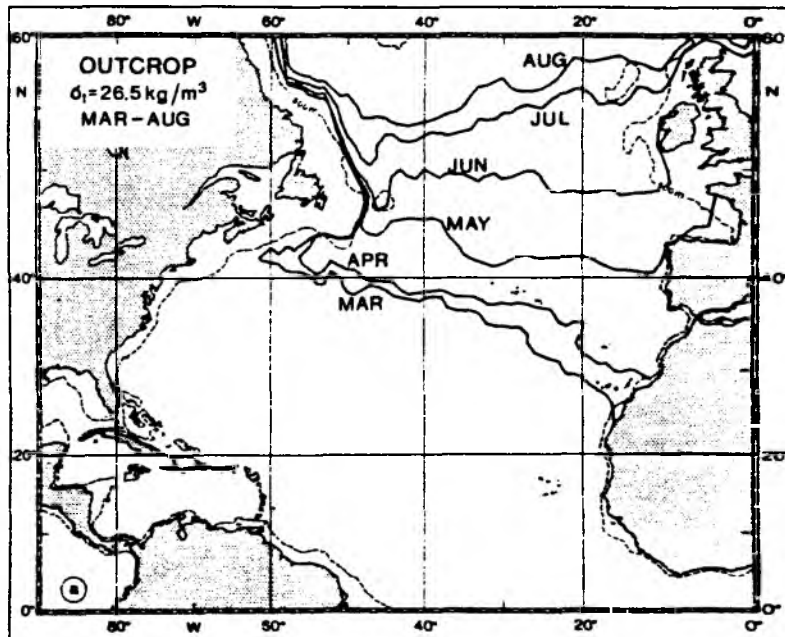


Abb. I.4: Saisonale Verlagerung der Schnittlinie $\sigma_T = 26.5 \text{ kg m}^{-3}$ zwischen Meeresoberfläche und der Dichtefläche $\sigma_T = 26.5 \text{ kg m}^{-3}$ (aus Stammer und Woods, 1987).

phase polwärts, die sich auch in der Colebrook'schen (1982) klimatologischen Phytoplanktonverteilung andeutet.

Die anscheinende Inkonsistenz der Sverdrup-Theorie mit Beobachtungen im offenen Nordatlantik ergab sich aus dem Vergleich zweier verschiedener Datensätze. Ein Vergleich zwischen Datensätzen, die hinsichtlich der Orts- und Zeitbasis inkompatibel sind, kann zwar auf offene Fragen hinweisen, er läßt aber nicht zu, die beiden Hypothesen (Kontrolle einer saisonalen Wanderung der Deckschichtblüte allein durch die Sverdrup-Bedingung oder im Zusammenwirken mit der Deckschichttemperatur) schlüssig gegeneinander zu testen.

Daß die gyreskalige (einige 1000 km) regionale Variabilität des saisonalen Vegetationszyklus und ihr Bezug zum physikalischen Umfeld nur vage beschrieben werden konnten, reflektiert den Mangel an geeigneten Meßdaten. Was gegenwärtig fehlt, ist ein Datensatz, der mit saisonaler zeitlicher Auflösung die Meridionalverteilung der Deckschichtblüte zu der des tiefen Phytoplanktonmaximums in Beziehung setzt und der sowohl die erforderlichen biologischen als auch physikalischen Parameter umfaßt. Solch ein Datensatz ist auch als Interpretationshilfe für Satellitendaten der Chlorophyllkonzentration dringend erforderlich. Satelliten-Fernerkundung ist u.a. als wesentliches Standbein im Meßprogramm von GOF5 eingeplant (Brewer et al., 1986). Um den Vorteil der Satelliten-Fernerkundung voll nutzen zu können, müssen dabei aus den oberflächennahen Satellitenmessungen Schätzungen für die gesamte euphotische Zone abgeleitet werden. Da das Satellitensignal von der Vertikalstruktur der Phytoplanktonverteilung (näheres in Abschnitt V.3) abhängig ist, muß dieses Vorhaben als bedenklich angesehen werden, solange keine besseren Datensätze der regionalen Variabilität der Vertikalverteilung und ihrer saisonalen Veränderungen existieren.

I.1.2 Mesoskalige Variabilität

Die horizontale Variabilität der Phytoplanktonkonzentration unterhalb der Gyreskala scheint durch Planktonflecken mit Skalen zwischen etwa 1 km und 100 km beherrscht zu sein (Steele, 1978). Das Problem dieser Variabilität wird in der Literatur auf zwei getrennten Wegen angegangen: einem statistischen und einem phänomenologischen. Existierende statistische Theorien der Phytoplanktonflecken betrachten als einzigen physikalischen Prozeß den der Diffusion; sie machen keine Aussage darüber, welche physika-

lischen Prozesse einen Eintrag von Varianz in das Wellenzahlenspektrum der Phytoplanktonkonzentrationen bewirken, also für Heterogenität verantwortlich sind. Phänomenologische Untersuchungen hinsichtlich der physikalischen Beeinflussung der Phytoplanktonvariabilität sind im offenen Ozean äußerst spärlich und bieten keine Basis für statistische Untersuchungen. Der augenblickliche Standort auf beiden Wegen wird im folgenden näher beschrieben.

Statistische Theorien der Phytoplanktonflecken

Ausgegangen wird davon, daß Phytoplankton ein passiver, aber nicht-konservativer Skalar ist. Passiv bedeutet dabei sowohl ohne Eigenbewegung als auch ohne Einfluß auf das Geschwindigkeitsfeld im umgebenden Wasserkörper.

Erste theoretische Erklärungsversuche für das fleckenhafte Auftreten lebender Organismen (Kierstaed und Slobodkin, 1953; Skellam, 1951) ziehen als konkurrierende Prozesse Wachstum und Ficksche Diffusion in Betracht. In diesem - nach den Anfangsbuchstaben der Autoren benannten - KISS-Modell balancieren sich beide Prozesse dann, wenn die Phytoplanktonflecken eine kritische Längenskala $L_c = a(d/\mu)^{1/2}$ haben, welche allein von der spezifischen Wachstumsrate μ und dem Diffusionskoeffizienten d sowie einer dimensionslosen Konstanten a von der Größenordnung 1 abhängt. Die Konzentration in Planktonflecken mit einer größeren Ausdehnung kann anwachsen, kleinere Planktonflecken werden durch Diffusion abgebaut. Platt und Denman (1975) sowie Wroblewski et al. (1975) bezogen Abweiden des Phytoplankton durch herbivores Zooplankton in das KISS-Modell mit ein. Der Ausdruck für L_c wird dadurch aber nur insoweit modifiziert, daß sich die Wachstumsrate um die Abweiderate vermindert. Wroblewski und O'Brien (1976) präsentieren eine zeitabhängige Lösung für L_c unter zusätzlicher Berücksichtigung von Nährstofflimitierung. Durch Verfeinerung um einen skalenlängenabhängigen Diffusionskoeffizienten erweiterte Okubo (1978) das KISS-Modell auf turbulente Diffusion. Die von Okubo für verschiedene Diffusionskoeffizienten sowie Diffusionsmodelle und Wachstumsraten aus typischem Wertebereich abgeschätzten kritischen Längenskalen L_c liegen zwischen 1 und 50 km.

Die Auswertung von Ortsreihen hinsichtlich der Variabilitätsskalen stützt sich üblicherweise auf Methoden der Spektralanalyse (Jenkins und Watts, 1968; Kanasewich, 1981; und, mit speziell planktologischer Ausrichtung, Fasham, 1978a); resultierende Spektren zeigen die Verteilung der Varianz auf die verschiedenen, durch die Meßreihe abgedeckten Wellenzahlen κ . Mehrere

Arbeiten widmen sich daher der theoretischen Vorhersage von Spektren der Phytoplanktonkonzentration, bzw. synonym der Chlorophyllkonzentration Chl. Die theoretischen Vorhersagen hängen davon ab, welche Turbulenztheorie zugrunde gelegt wird.

Alle gängigen Turbulenztheorien (z.B. Kolmogorov-Okubhov (s. Monin et al., 1977); Kraichnan, 1967; Charney, 1971; Saunders, 1972a) postulieren einen Trägheitsbereich, in dem es keine Quellen und Senken von Energie oder Varianz gibt, Energie und/oder Varianz aber mit einer konstanten Kaskaderate durch den Wellenzahlenraum transferiert werden. Die Forderung nach einem Varianztransfer zwischen Skalen ergibt sich aus der Beobachtung, daß Quellen und Senken auf verschiedenen Skalen liegen; Varianz muß von daher durch den Wellenzahlenbereich zwischen Quelle und Senke weitergeleitet werden. In dem postulierten Trägheitsbereich fällt das Varianzdichtespektrum bei doppelt-logarithmischer Darstellung mit konstanter Neigung zu höheren Wellenzahlen hin ab. Die Neigung allerdings ist je nach Turbulenztheorie unterschiedlich. Sie liegt für kinetische Energiedichte zwischen $-\frac{5}{3}$ und -3 , für Temperatur-Varianzdichte zwischen -1 und -5 . Die Spannweite des Spektralabfalls der Temperatur-Varianzdichte ist dadurch mitbedingt, daß einige Turbulenztheorien Temperatur als passiven Skalar betrachten, andere aber von einer Rückwirkung der Temperaturverteilung über die thermische Windgleichung auf das Geschwindigkeitsfeld ausgehen. Einen ausführlichen Überblick über die existierende Turbulenztheorien findet man bei Monin et al. (1977) sowie Monin und Ozmidov (1985).

Denman und Platt (1976) kombinierten Grundprinzipien der Turbulenztheorien und des KISS-Modells, um mittels Dimensionsanalyse das erste theoretische Spektrum der Varianzdichte der Phytoplanktonkonzentration aufzustellen. Das von ihnen vorgeschlagene Spektrum zeigt im Trägheitsbereich, in dem die Varianzdichte eines passiven konservativen Skalars mit konstanter Neigung abfallen würde, einen Knick bei einer kritischen Wellenzahl κ_c . Für $\kappa \gg \kappa_c$ stimmt der Spektralabfall der Phytoplankton-Varianzdichte mit dem der Varianzdichte eines passiven konservativen Skalars überein, für $\kappa \ll \kappa_c$ verläuft er flacher. Die zugrundegelegte Annahme - entsprechend dem KISS-Modell - ist hier, daß im Wellenbereich $\kappa \ll \kappa_c$ Energiedissipation gegenüber Wachstum vernachlässigbar sei und umgekehrt im Bereich $\kappa \gg \kappa_c$ Wachstum gegenüber Energiedissipation. Die Autoren erwarten, daß bei typischen

Parameterwerten der Knick bei Längenskalen κ_c^{-1} im Bereich von 1 km auftritt.

Eine andere spektrale Verteilung der Chl-Varianzdichte sagen Denman et al. (1977) voraus. Sie gehen davon aus, daß ein nicht-spezifizierter Varianzeintrag am roten (großskaligen) Ende des Spektrums bei einer Quellenwellenzahl κ_s stattfindet, und stellen die Gleichung für eine κ -abhängige Kaskaderate der Chl-Varianz auf. Das resultierende Spektrum weist ein Maximum bei $\kappa_m \approx \frac{1}{4} \kappa_c \gg \kappa_s$ auf. Für $\kappa \gg \kappa_c$ nähert sich der spektrale Abfall wiederum dem eines passiven konservativen Skalars an.

Fasham (1978b) bezog außer Wachstum und Diffusion auch eine stochastische Wachstumsanregung in die Differentialgleichung der Phytoplanktonentwicklung mit ein und berechnete die Spektren aus der numerischen Lösung für verschiedene Integrationszeiten und Wachstumsraten. Seine spektralen Abfälle liegen im Bereich hoher Wellenzahlen immer nahe -2. Im Bereich kleiner Wellenzahlen ändern sie sich mit Integrationsdauer und Wachstumsrate: Im Fall negativen Wachstums ist die Neigung etwa $\sim \kappa^{-1}$, so daß sich ein Spektrum ähnlich dem von Denman und Platt (1976) ergibt; für unbeschränktes Wachstum wächst der Spektralabfall mit der Zeit auf -3 an; bei limitiertem Wachstum wird mit der Zeit die Neigung geringer und es bildet sich wiederum ein Knick aus.

Bennett und Denman (1985) untersuchten die spektrale Phytoplanktonverteilung unter dem Einfluß zweidimensionaler mesoskaliger (1 - 100 km) Turbulenz, wobei wiederum davon ausgegangen wurde, daß dieser Skalenbereich durch ein Trägheitsband abgedeckt ist. Sie zogen zwei verschiedene Wachstumsratenfelder in Betracht: Ein stationäres und ein turbulent advektives. Für beide Wachstumsratenfelder wurde angenommen, daß die Varianz der Wachstumsrate anfänglich bei einer kleinen Wellenzahl κ_0 konzentriert sei. In beiden Fällen zeigt sich ein spektrales Maximum der Phytoplankton-Varianz nahe κ_0 . Beim advektiven Wachstumsfeld durchläuft das Phytoplankton-Varianzspektrum aber eine Blau-Verschiebung: Das Maximum wird mit der Zeit abgebaut und auf größeren Wellenzahlen wächst die Varianz an, so daß die Korrelation sowohl mit dem Bewegungs- als auch dem anfänglichen Wachstumsratenfeld verloren geht.

Die statistischen Theorien der Phytoplanktonflecken berücksichtigen lediglich den dispersiven Charakter von Turbulenz. Eigenschaften des turbulenten

Bewegungsfeldes können jedoch auch aktiv das Phytoplanktonwachstum auf Horizontalskalen von 1 - 100 km beeinflussen. Zu den Eigenschaften zweidimensionaler und geostrophischer Turbulenz gehört das Induzieren mesoskaligen Auftriebs. Im Gegensatz zu aufwärtsgerichteten Vertikalverlagerungen durch interne Wellen kann mesokaliger Auftrieb länger anhalten (über mehrere Tage mit Auftriebsgeschwindigkeiten von einigen m/Tag; Bleck et al., 1988), als Phytoplanktonzellen typischerweise zu ihrer Verdoppelung (etwa 1 Tag, s. z.B. Raymont, 1980) benötigen, und könnte damit mesoskalige Flecken höherer Phytoplanktonkonzentration entstehen lassen.

Prinzip von Frontogenese und mesokaligen Auftrieb

Theorien der homogenen zweidimensionalen Turbulenz (Kraichnan, 1967) und der geostrophischen Turbulenz im geschichteten Medium (Charney, 1971) sagen eine Verschärfung von Fronten voraus. Die Theorien gehen von dem Grundprinzip aus, daß im inkompressiblen reibungsfreien Medium neben Impuls auch Drehimpuls eine individuelle Erhaltungsgröße von Flüssigkeitselementen ist. Maße für den Drehimpuls sind im homogenen zweidimensionalen Fall im nicht-rotierenden Koordinatensystem bei konstanter Wassertiefe die Vorticity und im geschichteten Medium bei adiabatischen Vorgängen auf der rotierenden Erde die potentielle Vorticity (Definition folgt in Kürze). Als quadratische Invariante des Gesamtsystems existiert dann neben der Energie auch Enstrophie bzw. potentielle Enstrophie (Varianz der Vorticity bzw. der potentiellen Vorticity). Der wesentliche Eintrag von Energie und Enstrophie erfolgt durch barokline Instabilität gyreskaliger Fronten (Charney, 1971; Woods, 1980) und führt im Ozean zu einem Varianzmaximum assoziiert mit energiereichen Wirbeln von typischerweise 100 - 200 km Durchmesser (Freeland et al., 1975). Gemäß der zweidimensionalen und geostrophischen Turbulenz-Theorie kaskadiert Enstrophie in einem Trägheitsband von der Quellen-Skalenlänge in Richtung kleiner Skalen bis hinunter zur Enstrophie-Dissipationsskala (in der Größenordnung von Metern; Woods, 1980). Eine Enstrophie-Kaskade zu kleineren Skalen bedeutet, daß sich Gradienten verschärfen und Fronten ausbilden. Die Existenz von Frontogenese (Frontenbildung) wird in numerischen Experimenten bestätigt (Batchelor, 1969; Lilly, 1971).

Darauf aufbauende Modellsimulationen (Onken, 1986; Bleck et al., 1988) zeigen, daß Frontogenese mit dynamischem Auftrieb auf der antizyklonalen (in der Nordhemisphäre rechten) und Abtrieb auf der zyklonalen (linken) Seite

des sich beschleunigenden und/oder verschärfenden Frontaljets, des Strahlstroms längs der Front, verbunden ist. Anzeichen für dynamischen Auftrieb an Fronten haben sich aus der Diagnose hochauflösender dreidimensionaler hydrographischer Messungen unter Hinzuziehung von Daten der Horizontalströmung ergeben (Leach, 1986; Fiekas, 1987; Pollard, 1988, persönliche Mitteilung). Woods (1988) stellt die Hypothese auf, daß durch Frontogenese bedingter mesoskaliger Auftrieb und damit verbundener vertikaler Nährstofftransport in die euphotische Zone lokal Primärproduktion anfacht.

Vorbedingung dafür, daß Frontogenese zu Jet-Beschleunigung führt und Vertikalzirkulation induziert, ist, daß horizontale Gradienten dynamisch aktiver Größen bestehen, die dann in Konfluenzzonen des Geschwindigkeitsfeldes verstärkt werden können (Onken, 1986; Bleck et al., 1988). Davon ausgehend erwartet Woods (1988) in Gradientenzonen der großräumigen klimatologischen Verteilung potentieller Vorticity eine im Mittel höhere Primärproduktion.

Das Entstehen von Auf- und Abtrieb bei Frontogenese ist erklärbar durch die Erhaltung der potentiellen Vorticity q als individueller Eigenschaft von Wassersäulen bzw. Wirbelementen bei reibungsfreien adiabatischen Bewegungsabläufen in geschichteten inkompressiblen Medien auf der rotierenden Erde:

$$q = \frac{(f+\zeta)}{h} \frac{\Delta\rho}{\bar{\rho}} = \text{const.} \quad (\text{Gl. I.3})$$

Darin steht $f = 2 \Omega \sin\phi$ für die planetarische Vorticity (Ω bezeichnet die Erdrotation und ϕ die geographische Breite) und $\zeta = \partial v/\partial x - \partial u/\partial y$ (x nach Osten, y nach Norden und z nach oben) für die relative Vorticity; $\Delta\rho$ ist die Dichtedifferenz zwischen oberer und unterer isopyknischer Begrenzungsfläche der Wassersäule, $\bar{\rho}$ und h sind deren mittlere Dichte und Höhe. Die zugrundeliegende Modellvorstellung hierbei ist, daß sich das Medium in beliebig viele Wassersäulen bzw. Wirbelemente unterteilen läßt. Wegen des Bezugs auf Dichteflächen (als Approximation von Begrenzungen, durch die keine diabatischen Änderungen stattfinden) ist isopyknische potentielle Vorticity die eigentlich korrekte Bezeichnung für q .

Frontogenese ist gleichbedeutend mit einer Beschleunigung und Verschärfung des Jets, d.h. einer Änderung von ζ : Auf der rechten antizyklonalen Seite wird antizyklonale relative Vorticity generiert, auf der linken zyklonalen

Seite zyklonale Vorticity. Bei Bewegungsvorgängen auf Skalen kleiner als die Rhines-Skala $L_{Rh} = (u/\beta)^{1/2}$, $\beta = df/dy$, ist f als näherungsweise konstant anzusehen. Typische Werte für L_{Rh} liegen im Bereich von 100 km. Unterhalb der Rhines-Skala müssen Änderungen von ζ wegen $dq/dt = 0$ entsprechend durch Reaktionen von h aufgefangen werden. Auf der linken Jet-Seite haben f und ζ gleiches Vorzeichen (auf der Nordhalbkugel ist f per Definition positiv bzw. zyklonal); bei Jet-Verschärfung wächst die absolute Vorticity $\zeta_a = f + \zeta$, damit muß auch h zunehmen und, um dies zu erfüllen, die Isopyknen, die Wirbelelemente unten begrenzen, nach unten ausweichen. Auf der rechten Jetseite erfordert Jetverschärfung eine Verlagerung von Isopyknen nach oben, also Auftrieb.

Auf der rechten antizyklonalen Seite haben f und ζ entgegengesetzte Vorzeichen. Die Zwangsbedingung $h > 0$ beschränkt hier die mögliche relative Vorticity auf $|\zeta| < f$. Die Zwangsbedingung bedeutet eine untere Horizontalskalenbegrenzung: Für den einfachen zweidimensionalen Fall, in dem der Jet senkrecht in die y - z -Ebene hineinfließt und sich nicht mit x ändert, läßt sich bei typischen Werten $\Delta u \sim 1 \text{ m s}^{-1}$ (über die halbe Breite Δy des Jets) und $f \sim 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ abschätzen, daß auf der antizyklonalen Seite die Scherungszone Δy breiter als 10 km bleiben muß. Besonders starker Auftrieb aber wird dann induziert, wenn $d\zeta/dt$ groß ist, im einfachen zweidimensionalen Fall ($\partial/\partial x = 0$, $v = 0$) heißt dies, wenn die Jetbeschleunigung horizontal stark geschert ist, die Horizontalskalen Δy also klein sind. Von daher ist zu erwarten, daß für intensiven dynamischen Auftrieb eine optimale Horizontalskala - irgendwo in der Größenordnung von 10 km - existiert. Da Fronten dazu tendieren, Mäander zu bilden und hydrodynamisch instabil zu werden (s. Onken, 1986), ist nicht unbedingt, wie aus der rein zweidimensionalen Sichtweise geschlossen werden könnte, ein durchgehender Streifen erhöhter Primärproduktion parallel zur Front zu erwarten, sondern auch in dieser Richtung horizontale Variabilität auf ähnlichen Skalen. Insbesondere bedingen die wachsenden Mäander wiederum Strecken und Stauchen von Wirbelelementen und damit Ab- und Auftrieb.

Dies führt zusammengefaßt zu folgender Hypothese: Wenn dynamischer Auftrieb an Fronten über genügend lange Zeitspannen (einige Tage) sowie mit hinreichend hohen Vertikalgeschwindigkeiten vorkommt, um die Primärproduktion anzufachen, und eine bevorzugte Horizontalskala für solche Auftriebsereignisse existiert, dann findet auf diesen Skalen ein Eintrag in das Varianzdichtespektrum der

Phytoplanktonkonzentration statt. Da Frontogenese als inherenter Teil der Enstrophie-Kaskade im mesoskaligen Trägheitsbereich zwischen einigen 100 km und etwa 1 m anzusehen ist, ist gemäß entsprechender Turbulenztheorien ein konstanter spektraler Abfall der Varianzdichtespektren von Horizontalgeschwindigkeit, Vorticity und passiven Skalaren über diesen Trägheitsbereich zu erwarten. Denen gegenüber muß das Varianzdichtespektrum der Phytoplanktonkonzentration sichtbar modifiziert werden, d.h. ein Maximum oder eine Schulter aufweisen, wenn hier ein lokaler Eintrag stattfindet.

Bislang publizierte Varianzdichtespektren der Phytoplanktonkonzentration geben keine Anhaltspunkte für einen solchen Varianzeintrag im mesoskaligen Bereich. Dies bedeutet jedoch nicht unbedingt, daß tatsächlich kein signifikanter Eintrag stattfindet; es kann auch als Hinweis darauf verstanden werden, daß es kaum adäquate Meßreihen zum Test dieser Hypothese gibt.

Der erste Punkt ist, daß die meisten Spektren nicht den langwelligen Bereich der Mesoskala von einigen 100 km miterfassen (was für ausreichende Skalenüberdeckung erforderlich wäre), sondern nur das kleinerskalige Ende unterhalb einiger 10 km (Platt, 1972; Denman und Platt, 1975; Denman, 1976; Fasham und Pugh, 1976; Horwood, 1978). Dies ist mitbegründet dadurch, daß manche Meßprogramme speziell zur empirischen Überprüfung theoretischer Spektren der Phytoplanktonflecken, welche eine kritische Skalenlänge im Bereich von 1 km vorhersagen (Denman und Platt, 1976), angelegt wurden (s. Horwood, 1978). Jene in-situ-Meßreihen, die von Steele und Henderson (1979) spektral analysiert wurden, sind mit 90 km noch relativ lang, wurden aber bewußt in einem Seegebiet aufgezeichnet, in dem erfahrungsgemäß nur geringe horizontale Gradienten und kaum Fronten auftreten.

Ein anderer Punkt ist, daß alle Meßreihen jeweils aus konstanter Tiefe stammen. In dem Fall, daß diese Tiefe in der Sprungschicht liegt, dominieren interne Wellen die Fluktuationen (Denman und Platt, 1975; Denman, 1976; Fasham und Pugh, 1976) und maskieren den Einfluß möglicher anderer Prozesse auf die Variabilität.

Von allen oben erwähnten Meßdaten wurden nur die von Fasham und Pugh (1976) im offenen Ozean gesammelt. Dies aber sind Zeitreihen von festen Stationen, so daß die darin enthaltene Variabilität nur unter der zweifelhaften Annahme der Taylorschen "frozen field"-Hypothese, welche davon ausgeht, daß die turbulenten Geschwindigkeitsfluktuationen klein sind gegen die mittlere Strömung und somit das turbulente Feld als Ganzes advehiert wird, als

horizontale Variabilität interpretiert werden kann. Alle anderen MeBreihen stammen aus Ästuaren und Schelfgewässern, wo aufgrund von Randeffekten am Boden und den Küsten die relative Bedeutung verschiedener physikalischer Prozesse eine andere sein kann als im offenen Ozean. Die einzigen Varianzdichtespektren der Phytoplanktonkonzentration im offenen Ozean, die auch den langwelligeren Bereich der Mesoskala abdecken, wurden aus Satellitenmessungen bestimmt (Gower et al., 1980; Viehoff, 1987; Denman und Abbott, 1988). Bevor nicht geklärt ist, inwieweit Satellitendaten für die gesamte euphotische Zone repräsentativ sind, kann auch mit jenen Spektren die Hypothese, daß mesoskaliger Auftrieb einen Varianzeintrag bewirkt, nicht schlüssig getestet werden.

Phänomenologische Beobachtungen

Die Bedeutung von Fronten für Primärproduktion wurde vor allem durch Beobachtungen auf dem Schelf erkannt (s. Übersichtsartikel von Le Fevre, 1986). Wünnleich das physikalische Prinzip von Frontogenese und Auftrieb durch Stauchen von Wirbelelementen im offenen Ozean und auf dem Schelf gleichermaßen gültig ist, so weisen die bisherigen biologisch-physikalischen Beobachtungen von Schelffronten jedoch eher auf einen anderen Primärproduktion fördernden Mechanismus hin: Auf dem Schelf werden hohe Phytoplanktonkonzentrationen häufig an Fronten angetroffen, die einen stabil geschichteten Wasserkörper von einem vertikal durchmischten trennen. Der durchmischte Wasserkörper liegt gewöhnlich auf der Seite geringer Wassertiefen, wo Gezeitenstromenergie dreidimensionaler Turbulenz zugeführt wird. Ist - als typische Situation - im durchmischten Wasserkörper die Primärproduktion durch Lichtmangel limitiert, auf der geschichteten Seite aber durch Nährstoffmangel, so kann die Frontalzone selbst einen für Wachstum günstigeren Übergangsbereich mit ausreichend Licht und Nährstoffen bilden (Pingree, 1978; Pingree et al., 1978). Die Erzeugung von Gezeitenstromturbulenz ist beschränkt auf Flachwassergebiete und scheint hier der dominante Prozeß für erhöhte Primärproduktion an Fronten zu sein. Inwieweit im Tiefwasser mesoskaliger Auftrieb eine vergleichbare Rolle spielt, ist weitgehend unklar.

Aus dem offenen Ozean sind im wesentlichen nur zwei biologisch-physikalische Frontvermessungen bekannt, die mit genügend hoher horizontaler Auflösung durchgeführt wurden, um mesoskalige Phytoplanktonflecken zu identifizieren,

die mit frontogenetischem Auftrieb in Verbindung gebracht werden könnten: Fasham et al. (1985) fanden an der Azorenfront insgesamt bei nur wenigen Frontüberquerungen erhöhte Chlorophyllkonzentrationen. Die pulzierten Abbildungen stehen der Interpretation, daß diese wenigen Chl-Flecken aber durch mesoskaligen Auftrieb bedingt sind, nicht entgegen. Auch die Beobachtungen von Horch (1988) an der nordatlantischen Polarfront bieten Anhaltspunkte dafür, daß mesoskaliger Auftrieb die Primärproduktion fördert.

Mehrere biologisch-physikalische Messungen auf der Mesoskala im offenen Ozean konzentrieren sich auf energiereiche Wirbel mit 100 - 200 km Durchmesser. (Einen umfassenden Überblick über derartige Wirbel findet man bei Robinson, 1983; und hinsichtlich speziell biologisch-physikalischer Gesichtspunkte bei Angel und Fasham, 1983.) Die Vermessungen solcher Wirbel wurden einerseits in situ durchgeführt, dann aber kaum mit horizontaler Auflösung von besser als 20 km, oder hochauflösend und synoptisch von Satelliten, dann aber beschränkt auf den oberflächennahen Bereich.

Kerne energiereicher Wirbel können als vom umgebenden Ozean weitgehend isolierte Wasserkörper angesehen werden, die ihre ursprünglichen Eigenschaften nur allmählich verlieren (The Ring Group, 1981; Bishop und Joyce, 1986; Bishop et al., 1986). Ein auffälliges Phänomen ist, daß Antizyklonen, die ursprünglich unproduktive subtropische Wassermassen einschließen, geraume Zeit (einige Monate) nach ihrer Ablösung aus Strombändern anscheinend produktiv werden (Tranter et al., 1980; Bradford et al., 1982; Olson et al., 1986; Jeffrey und Hallegraeff, 1987). Zwei unterschiedliche Prozesse werden als hierfür verantwortlich angesehen: (1) Der warme subtropische Wasserkörper ist, wenn in Regionen mit kälterem Klima verdriftet, verstärktem Wärmeverlust durch die Oberfläche ausgesetzt. Dieser führt zu tiefreichender Konvektion, wodurch viel Nährstoff in die Deckschicht eingemischt wird. Wenn sich die Wassersäule anschließend stabilisiert und sich die Deckschicht auf $D_m < D_{CR}$ verflacht, steht in der Deckschicht eine hohe Nährstoffkonzentration für die Phytoplanktonblüte zur Verfügung (Tranter et al., 1980; Bradford et al., 1982). (2) Franks et al. (1986) erklären erhöhte Phytoplanktonkonzentrationen in alternden Antizyklonen mit einer reibungsbedingt nachlassenden Rotationsgeschwindigkeit. Geostrophische Angleichung verlangt, daß daraufhin die im Zentrum der Antizyklone tieferliegenden Isopyknen aufsteigen, wobei auch Nährstoffe nach oben getragen werden.

Da eine Antizyklone als geschlossene Front interpretierbar ist, kann auch mesoskaliger Auftrieb auf der antizyklonalen Seite der Front (der Innenseite)

eine mögliche Ursache für höhere Primärproduktion in warmen Wirbeln sein. Jener physikalische Prozeß wurde bislang nicht (außer von Horch, 1988) zur Erklärung des Phänomens herangezogen, was dadurch bedingt sein kann, daß die meisten existierenden in-situ-Messungen kaum auflösen, ob die höheren Phytoplanktonkonzentrationen eher im Wirbelzentrum oder eher an der Innenseite der Ringfront auftreten, und damit wenig Aufmerksamkeit auf eventuelle frontenspezifische Prozesse lenken.

Anhaltspunkte für höhere Phytoplanktonkonzentrationen entlang der Ringfront ergeben sich aus Satellitendaten (Yentsch und Phinney, 1985; Olson, 1986). Solch ringförmige Phytoplanktonverteilungen können jedoch auch lediglich eine vorübergehende Erscheinung - entsprechend der momentanen Verteilung verschiedener Phasen des saisonalen Vegetationszyklus entlang eines radialen Schnittes durch die Antizyklone - sein und müssen nicht dem mittleren Bild entsprechen. Wie zeitlich aufeinanderfolgende Satellitenaufnahmen desselben warmen Wirbels vor der nordamerikanischen Ostküste aus den Monaten April bis Juni zeigen (Brown et al., 1985; Olson, 1986), treten die höchsten Phytoplanktonkonzentrationen zuerst im Umgebungswasser auf, dann auf dem Rand der Antizyklone und später im Inneren. Dies könnte auf eine radiale Propagation unterschiedlicher Phasen des saisonalen Wachstumszyklus (wie in Abb. 1.2 skizziert) in die Antizyklone hinein zurückzuführen sein, welche dadurch bedingt sein mag, daß von der warmen Antizyklone noch Wärme an die Atmosphäre abgegeben wird und damit Konvektion andauert, während sich in der Umgebung die Deckschicht schon verflacht und die Blüte beginnt (s. auch Tranter, 1980; sowie Yentsch und Phinney, 1985).

Ob hohe Phytoplanktonkonzentrationen entlang der Ringfront einer Antizyklone auf frontendynamische Prozesse hindeuten oder der augenblicklichen saisonalen Phasenlage entsprechen, kann nicht aufgrund von Satellitenaufnahmen allein entschieden werden. Dazu sind in-situ-Daten erforderlich, die mit hinreichender horizontaler Auflösung Auskunft über die Vertikalverteilungen der Phytoplanktonkonzentrationen und der Dichte geben und die die mesoskaligen Parameterverteilungen im Bereich des Wirbels zu den großskaligen im Umfeld in Beziehung setzen.

I.1.3 Fragenkatalog

Die verschiedenen Fragen, die das vorangegangene Literaturstudium aufgeworfen hat, sollen hier noch einmal zusammengefaßt werden:

- Lassen sich auf der Gyreskala im offenen Nordatlantik verschiedene Phasen der Vegetationsperiode identifizieren?
- Ist für das Einleiten der Frühjahrsblüte gemäß der Sverdrup-Theorie Deck-schichtverflachung hinreichend?
- Wandern während der Erwärmungsphase Frühjahrsblüte und oligotrophes Regime polwärts?
Können deren zeitabhängige meridionale Positionen anhand von Horizontal-
verteilungen hydrographischer Parameter vorhergesagt werden?
- Vertieft sich das Phytoplanktonmaximum saisonal?
- Welche Kohlenstoff-Fixierung durch Neu-Primärproduktion ergibt sich aus
einer Vertiefung des Chl-Maximums quantitativ?
- Mit welcher Zuverlässigkeit lassen sich aus Satelliten-Chl-Daten
Schätzungen für die gesamte euphotische Zone gewinnen?
Sind die Umrechnungsfaktoren durch die Variabilität der Chl-Vertikal-
struktur systematischen Schwankungen unterworfen?
Läßt sich ein gangbarer Weg zur Korrektur systematischer Schwankungen
finden?
- Ergeben sich aus Verteilungsstrukturen von Chl und Dichte Anhaltspunkte für
mesoskaligen Auftrieb an Fronten?
- Ist ein Eintrag in das Chl-Varianzdichtespektrum erkennbar, gibt es
typische Skalen von Chl-Flecken?

I.2 Forderungen an Feldexperiment und apparative Ausstattung

Aus dem Literaturstudium in Abschnitt I.1 ist deutlich geworden, daß ein neuer Datensatz erforderlich ist, um die aufgeworfenen Fragestellungen angehen zu können. Die Kriterien, die der neue Datensatz erfüllen muß, sind verbunden mit Forderungen an die notwendigen Feldexperimente und deren apparative Ausstattung.

Die Anforderungen - hohe vertikale Auflösung, hohe horizontale Auflösung, große Skalenüberdeckung, weitgehende Synoptizität - können in ihrer Gesamtheit von einem einzelnen Schiff aus nur durch den Einsatz einer geschleppten, profilierenden, quasi-kontinuierlich messenden Apparatur erfüllt werden.

Die Forderung nach kontinuierlichen Messungen in situ läßt ausschließlich optische Meßverfahren zur Schätzung der Phytoplanktonkonzentration zu. Dabei kann innerhalb des abgesteckten Rahmens ein Maß für die Phytoplanktonkonzentration auf zwei verschiedenen Wegen erhalten werden: (1) über die Bestimmung der Attenuation im Meerwasser (s. Horch, 1988) und (2) durch Ausnutzen der fluoreszierenden Eigenschaften des Phytoplankton-Chlorophylls (Lorenzen, 1966). Hier soll die fluorometrische Methode benutzt werden; sie erlaubt im allgemeinen eine höhere vertikale Auflösung (im cm-Bereich statt im m-Bereich).

Die gängige direkte Methode zur Bestimmung der Phytoplanktonkonzentration (oder präziser: der Konzentration partikulären Phytoplankton-Kohlenstoffs, PPC) besteht im visuellen Auszählen von Zellen unter dem Mikroskop und der Umrechnung des gesamten Zellvolumens auf die Kohlenstoff-Masse. Diese Methode ist langwierig, sie beansprucht etwa 1 Stunde, um eine Probe auszuwerten. Chl als Indikator für PPC läßt sich schnell und genau auf spektro-photometrischem Wege im Labor bestimmen. Jene Methode verlangt aber gleichfalls Entnahme und Aufbereitung von Wasserproben. Fluorometrie ermöglicht, Chl in situ zu schätzen. Zur quantitativen fluorometrischen Chl-Bestimmung allerdings ist einiger Aufwand bei der Kalibrierung nötig.

Geschleppte profilierende Meßsysteme, welche CTD und Fluorometer kombinieren, wurden bislang - außer bei der Azorenfront-Studie von Fasham et al. (1985) - vorwiegend in Schelfgewässern eingesetzt (Aiken et al., 1977; Herman und Denman, 1977, 1979; Denman und Herman, 1978). So weit veröffentlicht, bleiben damit bisher aufgezeichnete biologisch-physikalische Schnitte auf die Mesoskala beschränkt.

Das Meßsystem, welches benutzt wurde, um die Datenbasis für die vorliegende Arbeit zu schaffen, wird im nachfolgenden Kapitel II beschrieben.

Kapitel II informiert außerdem über die im Datensatz enthaltenen Variablen, Expeditionsgebiete und -zeiten sowie die Behandlung der hydrographischen Daten. Der fluorometrischen Chl-Bestimmung in situ wird in den Kapiteln III und IV gesondert Platz eingeräumt: Kap. III setzt sich mit den physikalisch-biologischen Grundlagen der Chlorophyll-Fluorometrie auseinander; in Kap. IV wird das Fluorometer beschrieben, das Verfahren zur Kalibrierung des Fluoreszenzsignals entwickelt und der Fehler in den resultierenden Chlorophyllkonzentrationen abgeschätzt. Kap. V dient dazu, Methoden zur Berechnung aktueller in-situ-Produktionsraten und zur Simulation von Satelliten-Chlorophyllmessungen darzulegen. Als Vorbereitung auf die Präsentation der Ergebnisse wird mit Kap. VI ein Einblick in die allgemeine hydrographische Situation im Meßgebiet gegeben. Die Ergebnisse werden daran anschließend in zwei Kapiteln vorgestellt: Kap. VII befaßt sich hauptsächlich mit Aspekten der gyreskaligen und saisonalen Variabilität, Kap. VIII konzentriert sich auf die Mesoskala. Abschließend werden in Kap. IX Schlußfolgerungen aus den Ergebnissen gezogen und Ausblicke gegeben.

II. MESS-SYSTEM UND DATENBASIS

II.1 Das SEA-ROVER-System

Die dieser Arbeit zugrundeliegenden Daten wurden mit dem Meßsystem "SEA-ROVER" (Seasonal and Regional Ocean Variability Explorer) vom fahrenden Schiff aus gesammelt. Neben dem Schleppfischsystem als Hauptkomponente gehören zum SEA-ROVER ein elektromagnetisches Log, Doppler-Stromprofiler und wissenschaftliches Navigationssystem. Auf die einzelnen Komponenten wird in folgenden kurz eingegangen. Das SEA-ROVER-System ist eine Entwicklung der Abteilung Regionale Ozeanographie am Institut für Meereskunde in Kiel vom Anfang der achtziger Jahre. Im Rahmen dieser Arbeit wurde als wesentliche Erweiterung des SEA-ROVER ein Fluorometer in das Schleppfischsystem eingegliedert.

II.1.1 Schleppfischsystem

Der SEA-ROVER-Schleppfisch folgt, wie der von Dessureault (1976) beschriebene 'Batfish', im Routine-Betrieb einer sägezahnförmigen Bahn. Der Horizontalabstand zweier gleichgerichteter Profile der Schleppfischbahn (Schleppfisch-Wellenlänge) beträgt bei einem typischen Tauchtiefenbereich zwischen 10 und 200 m und Schlepp- und Tauchgeschwindigkeiten von typischerweise 5 bzw. 1 ms^{-1} etwa 1.4 km.

An wissenschaftlicher Nutzlast trägt der Schleppfisch ein CTD (von "Meeres-technik Elektronik GmbH", Trappenkamp) mit jeweils zwei Thermometern und Leitfähigkeitszellen und einem Drucksensor, ein Radiometer und ein Fluorometer (Radiometer und Fluorometer von "Q-Instruments", Greve Strand, Dänemark). Abb. II.1 zeigt die Anordnung der Sensoren am Schleppfisch.

Die Sensor-Spezifikationen des CTD sind bei Fischer (1987) angegeben. Das Radiometer mißt die aus dem oberen Halbraum einfallende diffuse Einstrahlung schmalbandig bei 500 nm; technische Einzelheiten des Radiometers und Fehlerbetrachtungen finden sich bei Horch (1988) und Leach et al. (1987). Das für Chlorophyll empfindliche Fluorometer wird in Abschnitt IV.1 gesondert beschrieben; Abschnitt IV.3 geht auf die Fluoreszenzkalibrierung ein und IV.4 untersucht den zu erwartenden Fehler in den abgeleiteten Chlorophyllkonzentrationen; Kapitel III setzt sich mit den Grundlagen der fluorometrischen Meßmethode auseinander.

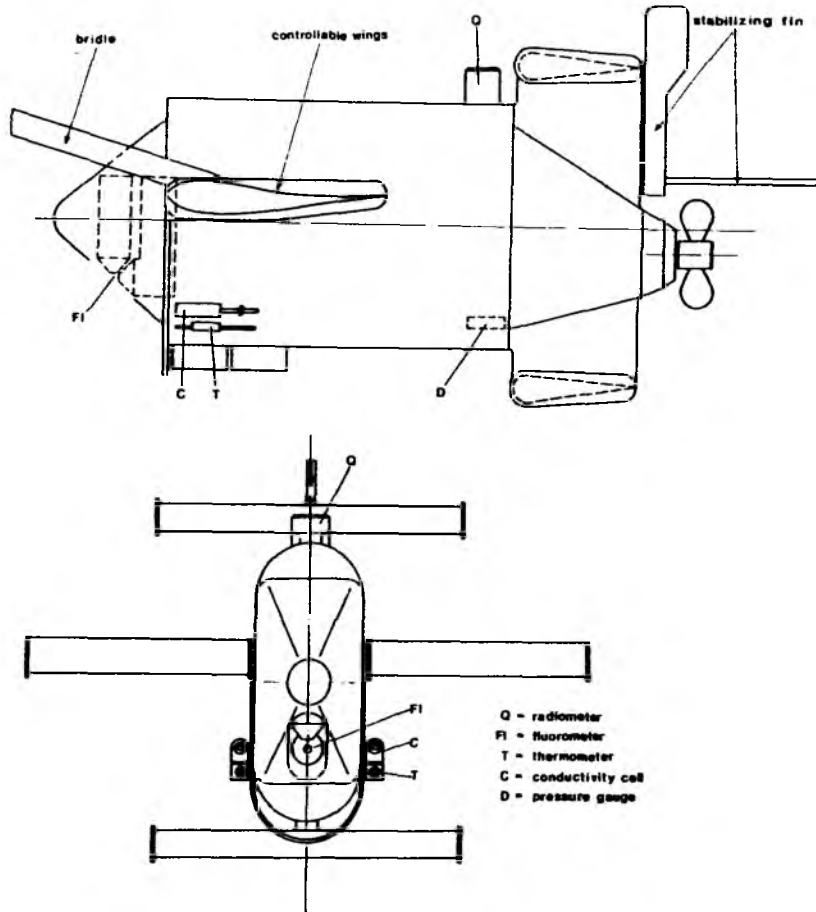


Abb. II.1: Sensor-Konfiguration am SEA-ROVER-Schleppfisch ab 1984.

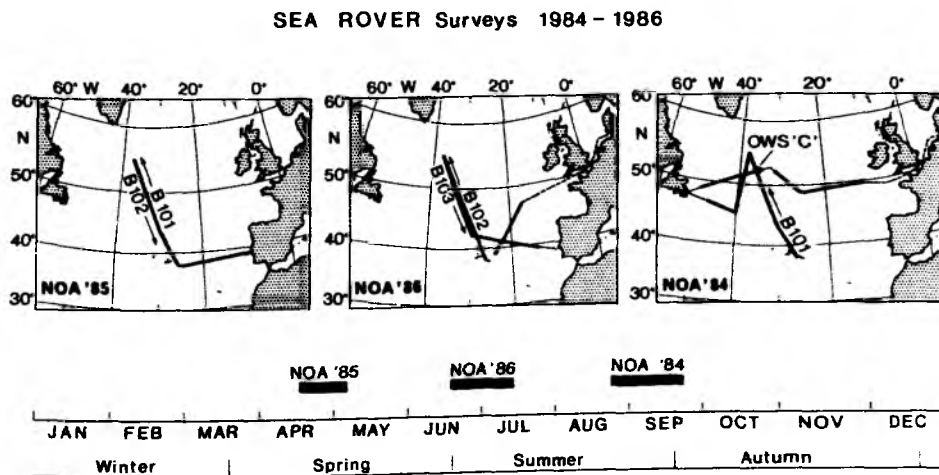


Abb. II.2: Orientierung der Schnitte während der SEA-ROVER-Expeditionen NOA '84, '85 und '86 sowie deren Zeitspanne im Jahresverlauf.

Die Meßdaten des CTD werden mit einer Frequenz von 16, Radiometer und Fluorometer mit 8 Zyklen/Sekunde abgefragt. Aus der Abfragerate resultiert eine vertikale Auflösung von etwa 6 bzw. 12 cm.

Technische Details des Schleppfischsystems sind bei Fischer et al. (1985) sowie Fischer (1987) angegeben.

II.1.2 Wissenschaftliches Navigationssystem

Das wissenschaftliche Navigationssystem greift wahlweise auf die verschiedenen Navigationseinrichtungen des Schiffes zu (auf hoher See normalerweise "Magnavox"-Satellitennavigation). Neben den Navigationsdaten erfaßt das System auch die Meßwerte des elektromagnetischen Zweikomponenten-Logs, des Doppler-Stromprofilers und der meteorologischen Anlage. Das wissenschaftliche Navigationssystem wird ausführlich von Leach (1984) beschrieben.

II.1.3 Strömungsmessung

Die Wassergeschwindigkeit relativ zum fahrenden Schiff wird mittels zweier verschiedener Instrumente erfaßt:

1. Elektromagnetisches Log

Das EM-Log erfaßt die beiden Horizontalkomponenten der Relativgeschwindigkeit in der Kieltiefe des Schiffes (4 m). Durch Integration dieser Meßwerte läßt sich, von einer absoluten Anfangsposition des Schiffes ausgehend, die aktuelle Position mitkoppeln. Aus der Differenz dieser Position zur Absolutposition ergibt sich die mittlere Horizontalströmung des Wassers zwischen den Absolutpositionen. Auf dem offenen Ozean werden die Absolutpositionen durch Satellitennavigation bestimmt. Der zeitliche Abstand zweier Satellitenfixpunkte beträgt im Operationsgebiet etwa 1 - 2 Stunden, was einer horizontalen Auflösung von ca. 10 - 20 sm entspricht.

2. Doppler-Stromprofiler

Der Doppler-Stromprofiler erfaßt alle 3 Komponenten der Relativgeschwindigkeit in 63 Tiefenintervallen (üblicherweise über die oberen 200 m verteilt). Die horizontale Auflösung der Absolutströmung ist wie beim elektromagnetischen Log durch die zeitliche Aufeinanderfolge der Navigations-Fixpunkte gegeben.

Eine eingehendere Beschreibung von elektromagnetischem Log und Doppler-Stromprofiler findet sich bei Leach (1984) bzw. Leach et al. (1987) und Fiekas (1987). Das gesamte SEA-ROVER-System stellen Leach et al. (1987) sowie Fischer (1987) zusammenfassend dar.

II.2 Wasserproben

Zur Ergänzung und Kalibrierung der SEA-ROVER-Daten wurden Wasserproben zum einen in regelmäßigen Intervallen von 4 Stunden aus der Kieftiefe des Schiffes (4 m) gepumpt und zum anderen mit gelegentlichen (im Abstand von einigen Tagen gefahrenen) Schöpferserien eingebracht.

Der exakte Zeitpunkt der Entnahme der Pumpenproben wurde synchronisiert mit der Schleppfischbahn, um Wasserproben und Schleppfischdaten aus möglichst dem gleichen Wasservolumen zu bekommen. Aus jeder Pumpenprobe wurde noch an Bord salinometrisch der Salzgehalt bestimmt. Zur späteren Bestimmung der Pigment- (insbesondere Chlorophyll-a)-Konzentration an Land wurde aus zwei parallelen Unterproben des gleichen Wasservolumens die partikuläre Substanz mit "Whatman GF/C"-Glasfaserfiltern extrahiert und tiefgefroren; das gefilterte Volumen maß üblicherweise 1 - 2 l. Aus jeder dritten Pumpenprobe, also zweimal täglich, wurden jeweils zwei Probenflaschen abgefüllt und einerseits mit Formaldehyd und andererseits mit Lugol'scher Lösung (Jod-Kaliumjodid) konserviert, um daraus später an Land die Phytoplankton-Artenzusammensetzung und die Konzentration partikulären Phytoplankton-Kohlenstoffs (PPC) mikroskopisch zu bestimmen. Zur Bestimmungsmethode von Pigmentkonzentration und PPC sei auf Abschnitt IV.2 verwiesen. Die Chlorophylldaten bilden die Grundlage für die Fluoreszenzkalibrierung (Abschnitte IV.3 und IV.4). Anhand der salinometrierten Salzgehaltswerte wird der aus den Schleppfischmessungen von Temperatur und Leitfähigkeit abgeleitete Salzgehalt korrigiert (Abschnitt II.4).

Den mit Schöpfern gewonnenen Wasservolumina wurden ebenfalls, wie oben für das Pumpenwasser beschrieben, die zur Pigment-, Arten- und PPC-Bestimmung notwendigen Proben entnommen. Die Schöpfer-Chlorophylldaten dienen der Glaubwürdigkeitsüberprüfung fluorometrisch in situ bestimmter Chlorophyll-Profile (s. Abschnitt IV. 4). Während der Expedition von 1986 (siehe nächsten Abschnitt) wurden zusätzlich aus sämtlichen Wasserproben (von

Pumpe und Schöpfern) Nährstoffdaten gewonnen. Die Bestimmung der Nährstoffkonzentrationen (gelöstes NO_3 und PO_4) wurde mittels eines Autoanalysers (Leihgabe der Abteilung Meereschemie am Institut für Meereskunde in Kiel) von K.U. Wolf durchgeführt.

II.3 Expeditionen NOA'84, NOA'85 und NOA'86

Die Datenbasis für die vorliegende Arbeit wurde durch die mit F.S. "Poseidon" durchgeführten Expeditionen NOA'84, NOA'85 und NOA'86 (die Ziffern geben das Jahr an) geschaffen. Diese Expeditionen sind Teil des mehrjährigen SEA-ROVER-Meßprogramms (begonnen 1981) der Abteilung Regionale Ozeanographie am Kieler Institut für Meereskunde zur Untersuchung der regionalen und saisonalen Variabilität in Deckschicht und saisonaler Thermokline des offenen Nordatlantiks. Genannte Expeditionen fanden zu verschiedenen Zeiten während der Erwärmungsphase statt. Kern der Expeditionen war die Aufzeichnung von gyreskaligen Schnitten mit einer hohen räumlichen Auflösung von etwa 1.4 km, wie sie durch das Schleppfisch-System ermöglicht wird. Ein 2000 km langer Schnitt umfaßt etwa 3000 auf- und abwärtsgerichtete Profile, seine Aufzeichnung nimmt etwa 5 - 6 Tage in Anspruch. Abb. II.2 zeigt die Orientierung der Schnitte und den saisonalen Zeitraum der Expeditionen. Die genaue geographische Lage und Zeitdauer der Schnitte sind in Tab. II.1 aufgelistet, Tab. II.2 enthält das Verzeichnis der Schöpfer-Serien.

Jener Schnitt, welcher sich von den Azoren ausgehend mit weitgehend meridionaler Ausrichtung am Wetterschiff "C" vorbei in Richtung Grönland erstreckt, wurde während jeder dieser Expeditionen zumindest einmal abgefahren. Dieser "Standard"-Schnitt folgt grob dem Verlauf des mittelatlantischen Rückens. Die wissenschaftliche Analyse wird sich weitgehend auf Daten von diesem Standardschnitt konzentrieren.

II.4 Bereinigung und Verarbeitung der Schleppfischdaten

Bevor die Daten für die eigentliche wissenschaftliche Analyse zur Verfügung stehen, müssen sie geeignet aufbereitet werden. Das Aufbereitungsschema und die darin enthaltenen Programme wurden seit 1981 von verschiedenen Mitarbeitern der Abteilung Regionale Ozeanographie entworfen, entwickelt und erweitert. Die hier verfolgte Prozedur orientiert sich im wesentlichen an der bei Leach et al. (1987) beschriebenen.

Tab. II.1 : Verzeichnis der SEA-ROVER-Schnitte 1984 - 1986

Schnitt	nom. Kurs	Datum/Tag 1986	S t a r t			E n d e			
			Uhrzeit (GMT)	Länge (W)	Breite (N)	Datum/Tag 1986	Uhrzeit (GMT)	Länge (W)	Breite (N)
NOA'84									
B101	335	27.8./240	1347	25°54.55'	38°42.79'	2.9./246	0803	37°00.92'	55°00.44'
B102	190	2.9./246	1140	37°04.85'	55°00.26'	5.9./249	1645	40°19.17'	45°13.79'
B103	280	5.9./249	1827	40°19.94'	45°14.17'	7.9./251	0330	47°20.23'	46°31.91'
B104	60	11.9./255	1040	49°27.36'	48°34.79'	14.9./258	1022	33°59.24'	53°12.85'
B105	130	15.9./259	0843	31°05.64'	51°57.82'	16.9./260	1602	25°02.00'	49°00.43'
B106	90	16.9./260	1603	25°02.00'	49°00.43'	19.9./263	0152	11°53.74'	49°28.78'
NOA'85									
B101	328/339	18.4./108	0520	25°54.55'	38°04.62'	24.4./114	0944	35°29.32'	52°44.86'
B102	159/148	24.4./114	1042	35°30.76'	52°45.05'	29.4./119	1656	25°58.28'	38°06.72'
B103A	088	29.4./119	1656	25°58.28'	38°06.72'	3.5./123	1815	10°01.50'	38°34.15'
B103B	268	3.5./123	1833	10°01.92'	38°35.39'	4.5./124	1210	12°57.85'	28°29.90'
B103C	088	4.5./124	1218	12°58.24'	38°29.12'	5.5./125	0500	10°00.78'	38.35.20'
B104A	315	5.5./125	0500	10°00.78'	38°35.20'	5.5./125	0730	10°17.64'	38°48.16'
B104B	135	5.5./125	0736	10°18.36'	38°47.74'	5.5./125	0946	9°59.75'	38.35.01'
NOA'86									
B101	213	22.6./173	0626	17°00.42'	47°00.32'	24.6./175	2350	24°01.69'	39.01.05'
B102	329/339	27.6./178	1241	25°57.56'	38°03.15'	2.7./183	1749	37°00.81'	54°59.27'
B103	159/149	2.7./183	2037	37°00.51'	54°57.25'	7.7./188	0118	29°08.76'	42°00.42'
B104	103	7.7./188	0118	29°08.76'	42°00.42'	10.7./191	0820	13°52.82'	39°24.44'

Tab. II,2 : Verzeichnis der Schöpferserien von NOA '84, '85 und '86

Serien Nr.	Datum/Tag 1984	Uhrzeit (GMT)	Länge (W)	Breite (N)	Schnitt
NOA '84					
1	27.8./240	1310	25°54.73'	38°42.82'	Beginn B101
2	2.9./246	1000	36°59.30'	55°00.28'	B101/B102
3	4.9./248	1030	38°58.89	48°49.12	B102
4	7.9./251	0640	47°03.32'	46°32.04	Ende B103
5	11.9./255	1000	43°27.36'	48°32.79'	Beginn B104
6	19.9./263	0305	11°52.92'	49°29.31'	Ende B106
NOA '85					
1	19.4./109	1240	26°12.26'	38°36.76'	Beginn B101
2	21.4./111	1920	31°08.84'	45°17.93'	B101
3	24.4./114	1015	35°30.48'	52°45.02'	Beginn B102
4	28.4./118	1550	28°14.12'	40°55.47'	B102
5	5.5./125	1045	9°59.45'	38°34.82'	Ende B104b
NOA '86					
1	22.6./173	5425	16°59.81'	47°00.18'	Beginn B101
2	25.6./176	0915	24°53.92'	37°52.78'	zwischen B101 u. B102
3	27.6./178	1215	25°57.08'	38°03.29'	Anfang B102
4	28.6./179	1855	29°09.56'	42°05.64'	B102
5	2.7./183	1855	37°00.22'	54°57.90'	Beginn B102
6	2.7./183	1950	37°00.01'	54°57.51'	Beginn B103
7	5.7./186	1853	31°05.67'	45°18.09'	B103
8	10.7./191	1004	13°53.21'	39°24.44'	Ende B104

Eine Abschätzung der Fehler, die den hydrographischen Meßdaten Druck, Temperatur, Leitfähigkeit und den daraus abgeleiteten Größen Salzgehalt, Dichte und Vertikalabstand zwischen Isopyknen anhaften, findet man bei Bauer et al. (1985), Fischer (1987) sowie Leach et al. (1987). Die Fehleranalyse für die fluorometrisch bestimmten Chlorophyll-Konzentrationen wird erst im Anschluß an die Erläuterung des Fluoreszenz-Kalibrierverfahrens in Abschnitt IV.4 durchgeführt.

Auf spezielle Produkte, die für verschiedene wissenschaftliche Untersuchungen erstellt wurden, wird in Kap. V bzw. direkt im Zusammenhang mit der jeweiligen wissenschaftlichen Analyse (Kapitel VII und VIII) eingegangen.

III. GRUNDLAGEN DER CHL-FLUOROMETRIE

Die fluorometrische Meßmethode bietet zur Zeit die einzige praktikable Möglichkeit, die Konzentration von Chlorophyllpigment an lebenden Phytoplanktonzellen direkt und in situ zu messen. Um abschätzen zu können, welche Maßnahmen ergriffen werden müssen, um quantitative Messungen zu ermöglichen, ist zunächst ein Verständnis des Meßprinzips erforderlich.

III.1. Fluoreszenz als physikalisches Phänomen

Fluoreszenz bedeutet zunächst lediglich eine selektive Lichtstreuung. Bei einatomigen Gasen treten genau die Wellenlängen, die bevorzugt absorbiert werden, auch in Emissionsspektren wieder auf. Die Selektion der Wellenlängen erfolgt danach, ob deren Photonenenergie angeregten Energieniveaus von Valenzelektronen des Atoms entspricht.

Im Unterschied zu Atomen ändern Moleküle ihren energetischen Zustand außer durch Elektronenübergänge auch durch Schwingungen und Rotationen um verschiedenen Molekülachsen. Dabei gilt allgemein, daß die Energieunterschiede bei Elektronenübergängen viel größer sind als die zwischen verschiedenen Vibrationszuständen, und jene wiederum wesentlich größer als die unterschiedlicher Rotationszustände. Die Energieunterschiede bei Elektronenübergängen liegen in der Größenordnung von 1 bis 10 eV ($1 \text{ eV} = 1.602 \cdot 10^{-19} \text{ J}$). Das entspricht etwa der Energie von Photonen mit Wellenlängen von 100 bis 1000 nm. Übergänge zwischen Vibrationsniveaus liegen bei etwa 10^{-1} eV , zwischen Rotationsniveaus um 10^{-4} eV .

Bei Molekülen folgen Fluoreszenzprozesse im allgemeinen der Stokes'schen Regel, wonach das reemittierte Licht gleich- oder längerwellig, d.h. höchstens so energiereich ist wie das absorbierte. Zu einer spektralen Verschiebung zu größeren Wellenlängen kommt es, wenn die absorbierte Energie in mehreren Photonen wieder abgestrahlt wird oder wenn während der Zeitdauer des angeregten Zustandes ein Teil der Energie durch Stöße mit anderen Molekülen oder Atomen in kinetische bzw. thermische Energie umgesetzt wird. Ist ein Stoßpartner in einen angeregten Zustand versetzt worden, so kann dieser seinerseits die übernommene Energie als elektromagnetische Strahlung emittieren.

Weitergehende Einzelheiten über das physikalische Phänomen der Fluoreszenz findet man z.B. bei Gerthsen et al. (1974).

III.2 Photosynthese und Fluoreszenz pflanzlichen Planktons

Nachdem im vorangegangenen Abschnitt der Begriff der Fluoreszenz physikalisch definiert wurde, soll jetzt speziell die Fluoreszenz pflanzlichen Planktons erläutert werden. Dazu ist es notwendig, von bestimmten Abläufen während der Photosynthese auszugehen. Ausführliche Beschreibungen der Photosynthese durch Phytoplankton, die über die folgenden Aspekte, welche für Fluoreszenzerscheinungen bedeutend sind, hinausgehen, finden sich z.B. bei Kirk (1983) oder Parsons et al. (1984).

Unter Photosynthese versteht man allgemein die Umwandlung energiereicher anorganischer Verbindungen (Kohlendioxid und Wasser) in energiereiche organische (Kohlehydrate), wobei Licht die Energiequelle ist. Anders ausgedrückt heißt dies, daß durch Photosynthese eine Festlegung von Strahlungsenergie in chemischer Energie erfolgt.

Eine wesentliche Rolle bei der pflanzlichen Photosynthese spielt das Pigment Chlorophyll-a (abgekürzt als Chl-a), da es als Katalysator der Photosynthesereaktion fungiert. Bei Chl-a handelt es sich um ein kompliziert aufgebautes Molekül mit mehreren anregbaren Elektronenzuständen (Kirk, 1983). Da es bei Chl-a zu jedem Elektronenzustand mehrere Vibrationsniveaus gibt, und zu letzteren wiederum mehrere Rotationsniveaus, ergibt sich eine vielfache Aufspaltung der möglichen Energiezustände. Die resultierende Überlappung der Niveaus findet ihren Niederschlag im Absorptionsspektrum des Chl-a, welches nicht diskrete Absorptionslinien, sondern zwei breite Absorptionsbänder um Maxima bei 430 und 665 nm aufweist.

Durch Absorption eines Photons aus dem sichtbaren Spektralbereich wird das Chl-a-Molekül auf ein der Photonenenergie entsprechendes Niveau gehoben. Dadurch wird aber sofort eine Serie von Übergängen durch dazwischenliegende Vibrations/Rotations-Niveaus hinunter auf den niedrigsten angeregten Elektronenzustand ausgelöst (Kirk, 1983). Es ist dann lediglich die Energie dieses untersten angeregten Elektronenzustandes, welche der Photosynthese zur Verfügung steht. Von daher sind alle Photonen aus dem sichtbaren Bereich, sofern sie von einem Chlorophyllmolekül eingefangen werden, für die Photosynthese gleichwertig. Ein energiereiches blaues Photon erhöht die chemische Energie nicht mehr als ein energieärmeres rotes Photon. Die bei der Abregung des absorbiert habenden Chl-a-Moleküls freiwerdende Energie kann entweder in Wärme umgesetzt oder wieder elektromagnetisch abgestrahlt

werden, dann aber im Infrarot-Bereich, bedingt durch die Feinabstufung der Vibrations/Rotations-Niveaus.

Parsons et al. (1984) geben an, daß bei der Photosynthese durch Bildung eines Mols Kohlehydrat (HCOH) 112 kcal = 468.9 kJ in chemischer Energie festgelegt werden. Es soll hier kurz abgeschätzt werden, welche Wellenlänge λ_{\max} die zur Bildung notwendigen 8 Photonen höchstens haben dürfen, um die notwendige Energie liefern zu können.

Die Energie E_k eines (HCOH)-Moleküls beträgt:

$$E_k = \frac{468.9 \cdot 10^3 \text{ J}}{N_A}$$

$N_A = 6.022 \cdot 10^{23}$ (Avogadro-Zahl, gibt die Anzahl der Moleküle pro Mol an).

Die Energie eines Photons ergibt sich nach

$$E_{\text{Ph}} = h \cdot \nu = h \cdot \frac{c}{\lambda}$$

$h = 6.62 \cdot 10^{-34} \text{ Js}$ (Plancksches Wirkungsquantum),

$c = 2.998 \cdot 10^8 \text{ ms}^{-1}$ (Lichtgeschwindigkeit),

$$\lambda = \frac{8 \cdot h \cdot c \cdot N_A}{468.9 \cdot 10^3 \text{ J}}$$

$$= 2039 \text{ nm.}$$

Chl-a aber hat seine höchste Absorptionsfähigkeit im blauen Bereich bei 430 nm. Das bedeutet, daß von der Energie der bevorzugt absorbierten Photonen nur gut 20 % bei der Photosynthese umgesetzt werden. Der Großteil muß demnach in Wärme dissipiert oder auch als Fluoreszenzlicht reemittiert werden.

Es wird allgemein davon ausgegangen, daß bei der Photosynthese zwei unterschiedliche photochemische Reaktionen in Serie ablaufen, die zwei verschiedenen Photosystemen, PSI und PSII, zugeschrieben werden (siehe z.B. Kirk, 1983, oder Parsons et al., 1984). In den Reaktionszentren beider Photosysteme findet sich zwar jeweils ein Chl-a-Molekül, aber in anderer Verbindung mit Proteinen.

In der lebenden Phytoplanktonzelle erfolgt nur ein geringer Teil der Anregungen des Chl-a der Reaktionszentren durch Photonenabsorption seitens dieser Chlorophyllmoleküle selbst. Wesentlich häufiger werden Photonen von

anderen Pigmentmolekülen eingefangen, die mit den Reaktionszentren in enger Verbindung stehen. Auf einen Chl-a-Protein-Komplex im Reaktionszentrum kommen etwa 500 weitere Chl-a-Moleküle (Kirk, 1983). Außer Chlorophyll-a finden sich unter diesen Antennenpigmenten die Chlorophylle b, c₁ und c₂ sowie Karotine und Biliproteine. Die Absorptionsspektren der verschiedenen Pigmente weichen voneinander ab. Das Chlorophyll-b hat zwei Absorptionsmaxima, bei etwa 455 und 645 nm. Die Chlorophylle c₁ und c₂ haben jeweils nur ein scharf ausgebildetes Maximum, und zwar bei 446 bzw. 449 nm. Karotin absorbiert breitbandig zwischen 400 und 500 nm. Biliproteine haben ihre höchste Absorptionssfähigkeit zwischen etwa 500 und 620 nm. Durch das Zusammenwirken dieser verschiedenen Pigmente erhöhen sich für die Phytoplanktonzelle die Erfolgsaussichten dafür, zwischen Wellenlängen von etwa 350 bis 700 nm Photonen aus dem Spektrum des eingefallenen Sonnenlichts einzufangen.

Hat ein Antennenpigment ein Photon absorbiert, so kann die Photonenenergie entsprechend den unter III.1 angedeuteten Mechanismen an benachbarte Moleküle weitergeleitet werden. Unabhängig davon, welches Pigment das Photon ursprünglich eingefangen hat, landet die Energie letztendlich immer bei einem Chl-a-Molekül, denn Chl-a absorbiert noch bei größeren Wellenlängen als alle anderen vertretenen Pigmente.

Der Energiepfad von allen Antennenpigmenten zu den Reaktionszentren läuft über Antennen-Chl-a. Von dem Antennen-Chl-a wird die Photonenenergie, wenn sie nicht an die Reaktionszentren weitergeleitet werden kann, mit einer Wellenlänge von 685 nm emittiert. Sind die Chl-a-Protein-Komplexe der Reaktionszentren angeregt worden, aber kommt es nicht zur photochemischen Reaktion, erfolgt elektromagnetische Abstrahlung bei 695 nm vom Photosystem II und 730 nm vom Photosystem I (Parsons et al., 1984 oder Günther, 1986). Diese Chl-a-Fluoreszenz führt im Fluoreszenz-Emissionsspektrum von Phytoplankton zu einem ausgeprägten Maximum bei 690 nm mit 10 nm Bandbreite und einer Schulter bei 730 nm. Das Emissionsspektrum reinen gelösten Chl-a-Pigments unterscheidet sich hiervon insoweit, als sich nur ein einzelnes Maximum bei 676 nm zeigt (Loftus und Carpenter, 1971).

Kirk (1983) gibt an, daß bei lebenden und gesunden Phytoplanktonzellen etwa 1 % der Anregungsenergie der Reaktionszentren (nicht der gesamten absorbierten Energie) für die Photosynthese durch Fluoreszenz verlorengelht. Wird Phytoplankton mit dem Herbizid DCMU behandelt, welches den Elektronentransfer durch das Photosystem II blockiert, so erhöht sich der Anteil der durch

Fluoreszenz reemittierten Energie auf etwa 3 %. Die sich hierin andeutende Reziprozität von Photosynthese-Effizienz und Fluoreszenz manifestiert sich beispielsweise auch in Untersuchungen von Topliss und Platt (1986) sowie Falkowski et al. (1986).

Ein höherer Anteil von durch Fluoreszenz wieder abgestrahlten Lichtes, als er unter natürlichen Verhältnissen auftritt, ergibt sich, wenn Phytoplankton kurzfristig sehr hohen Lichtintensitäten ausgesetzt wird. Nach einem Lichtblitz steigt die Fluoreszenz schnell an und fällt langsamer auf ihren Ausgangswert wieder zurück (Kautsky und Hirsch, 1931). Eine ausführliche und bzgl. der zeitlichen Entwicklung quantitative Beschreibung dieses sogenannten Kautsky-Effekts geben Falkowski et al. (1986): Der Anstieg der Fluoreszenz auf deren Maximalwert erfolgt innerhalb der ersten Mikrosekunden nach der Lichtabsorption. Während der Zeitspanne von etwa 10 - 100/ μ sec nach dem Lichtblitz bleibt die Fluoreszenz-Lichtintensität auf konstant hohem Niveau, um danach wieder auf den ursprünglichen Wert abzuklingen.

Zusammenfassend ist also festzuhalten, daß Photosynthese und Fluoreszenz des Phytoplanktons, bedingt durch die Funktionsweise der Photosynthese-Einheiten, eng miteinander verbunden sind. Gemessen am Wirkungsgrad, d.h. der Umsetzung von absorbierter Photonenenergie in chemische Energie, handelt es sich um konkurrierende Prozesse. Das Fluoreszenz-Emissionsspektrum von Phytoplankton wird durch die molekularen Eigenschaften des in die Pflanzenzellen eingebundenen Pigments Chl-a bestimmt. Chl-a folgt mit seinen Absorptions- und Emissionsverhalten der Stoke'schen Regel, wonach die bevorzugt emittierten Photonen langwelliger sind als die absorbierten.

III.3 Einflüsse auf die Fluoreszenzausbeute

Soll in einem Wasservolumen die Konzentration des partikulär in lebenden Phytoplanktonzellen gebundenen Chlorophyll-a mittels aktiv induzierter Fluoreszenz gemessen werden, so wird man aufgrund der unter Abschnitt III.2 geschilderten Sachverhalte breitbandig durch blaugrüne Lichtblitze anregen und die Intensität des mit Wellenlängen um 685 reemittierten Lichts messen. Der Begriff 'Fluoreszenzausbeute' bezeichnet dann das Verhältnis von gemessener Fluoreszenz-Lichtintensität zur Konzentration von partikulärem Chl-a im Meßvolumen eines Fluorometers (s. Abschnitt IV.1). Welchen Einflüssen die Fluoreszenzausbeute unterworfen sein kann, auch wenn man

voraussetzt, daß sich Intensität und spektrale Zusammensetzung der anregenden Blitze nicht ändern, wird unter dieser Überschrift anhand einer Literaturstudie erläutert werden.

Die im vorangegangenen Abschnitt III.2 geschilderten Zusammenhänge von Fluoreszenz und Photosynthese haben gezeigt, daß Fluoreszenzerscheinungen bei lebenden Pflanzenzellen eng in deren Physiologie eingebunden sind. Mit welchen Einflüssen aus dieser Verknüpfung heraus im einzelnen zu rechnen ist, soll unter den Stichpunkten III.3.1 bis III.3.3 untersucht werden.

Die Teilabschnitte III.3.4 und III.3.5 gehen dann möglichen Einflüssen auf die Fluoreszenzausbeute nach, die außerhalb des lebenden Meßobjekts Phytoplankton liegen.

III.3.1 Artenzusammensetzung

Unter III.2 wurde schon dargelegt, daß sich die Absorptionsspektren verschiedener im Phytoplankton vorkommender Pigmente voneinander unterscheiden. Da die Zusammensetzung der Antennenpigmente zwischen verschiedenen Phytoplanktonarten variiert, bei bestimmten Arten gewisse Pigmente gänzlich fehlen (eine ausführliche tabellarische Übersicht über die Vorkommen der einzelnen Pigmente in verschiedenen Algengruppen gibt Kirk (1983)), kann für andere Arten auch eine andere Absorptionsfähigkeit resultieren. Absorptionsspektren von neun durch Duntley et al. (1974) untersuchten ozeanischen Phytoplanktonarten liegen beispielsweise bis zu einer Größenordnung auseinander.

Aufgrund von Unterschieden in der Absorption stehen dann bei anderen Arten auch andere Potentiale absorbiertener Photonenenergie zur Reemission zur Verfügung. Die Pigmentzusammensetzung beeinflusst außerdem die Effizienz des Energietransfers von den Antennen-Pigmentmolekülen zu den Reaktionszentren (Kirk, 1983). Beides kann eine Artenabhängigkeit der Fluoreszenzausbeute verursachen.

Der Einfluß der Absorption auf die Emission läßt sich durch Fluoreszenz-Anregungsspektren darstellen. Solche Spektren spiegeln wider, wie stark die Emissionsintensität in einem begrenzten Wellenlängenbereich, hier um 685 nm, mit verschiedenen anregenden Wellenlängen variiert. Damit zeigen Yentsch und Yentsch (1979) deutliche Unterschiede zwischen den Anregungsspektren der Phytoplanktongruppen Diatomeen und Grünalgen auf. Zwar gibt es bei Wellenlängen um 450 nm, wo Antennen-Chlorophyllverbindungen die Absorp-

tion bestimmen, nur geringe Abweichungen, aber durch Karotine läßt sich im Bereich von 530 nm bei Diatomeen eine um ein Vielfaches höhere Chl-a-Fluoreszenzemission bei 685 nm anregen.

Von Loftus und Seliger (1975) veröffentlichte Anregungsspektren der Fluoreszenz von 7 verschiedenen Phytoplanktonarten zeigen, daß mit Wellenlängen zwischen etwa 400 und 500 nm am stärksten angeregt wird, die Lage des Maximums in diesem Bereich zwischen den untersuchten Arten aber um 50 nm differieren kann. Verschieden ist auch die Anzahl lokaler Extrema.

SooHoo et al. (1986) präsentieren für 5 marine Arten sowohl Fluoreszenz-Anregungsspektren als auch Spektren der Absorption. Auch hier zeigen sich in beiden Typen von Spektren deutliche artenspezifische Abweichungen.

Von Slovacek und Hannan (1977) durchgeführte Untersuchungen an 5 verschiedenen Phytoplanktonarten ergaben, daß die Fluoreszenzausbeuten der am stärksten und der am schwächsten fluoreszierenden Art um etwa einen Faktor 5 auseinander lagen. Einen Unterschied in der Fluoreszenzausbeute von einem Faktor 2 fand Flemer (1969) zwischen zwei Populationen mit anderen dominanten Arten.

Loftus und Seliger (1975) beobachteten, daß auch das Auftreten täglicher Zyklen der Fluoreszenz artenabhängig ist. Solch artenbedingte Unterschiede durch Photoadaptation werden unter dem nächsten Stichpunkt ausführlicher diskutiert, verschiedene Reaktionen der Arten auf die Nährstoffversorgung werden unter III.3.3 erläutert.

III.3.2 Photoadaptation

Photoadaptation nennt man die Anpassung von Pflanzen an das Umgebungslicht. Ryther und Menzel (1959) stellten bei Untersuchungen von natürlichen Phytoplanktonpopulationen aus der Sargasso-See unter stabilen Schichtungsverhältnissen fest, daß bei Populationen aus verschiedenen Tiefen die Photosynthese bei jeweils anderen Lichtintensitäten am höchsten war. Unter Berücksichtigung dieser adaptiven Beziehungen von Lichtintensität und Photosynthese berechneten genannte Autoren aus dem Einstrahlungsprofil höhere Photosyntheseraten im oberen und unteren Bereich der euphotischen Zone als bei Benutzung einer einzigen mittleren Funktion zwischen Licht und Photosynthese für alle Tiefen. Durch Adaptation kann Phytoplankton die angebotene Lichtenergie also wirkungsvoller photochemisch nutzen. Außerdem verhindern Algenzellen durch Photoadaptation, daß bei hohen Lichtintensitäten Chloro-

plasten zerstört oder gar die gesamte Zelleinheit getötet wird (Steemann-Nielsen und Jørgensen, 1968).

Zur Photoadaptation verfolgen Phytoplanktonzellen verschiedene Strategien: Kiefer (1973a) sah unter dem Mikroskop ein Aufweiten bzw. Zusammenziehen und eine intrazelluläre Wanderung der Chloroplasten als Reaktion auf geänderte Lichtintensitäten. Steemann-Nielsen und Jørgensen (1968) sowie Jørgensen (1969) berichten, daß Grünalgen sich im allgemeinen durch Änderung des Pigmentgehaltes an das Umgebungslicht adaptieren, Diatomeen hingegen nur die lichtgesättigte Photosyntheserate ändern und den Pigmentgehalt beibehalten. Letzteres steht im Widerspruch zu neueren Untersuchungsergebnissen von Falkowski und Owens (1980) an jeweils einer Diatomeen- und Grünalgenart, die bei beiden Arten eine Erhöhung des zellulären Chlorophyll-Pigmentgehaltes zur Schattenadaptation feststellten. Dennoch bestehen nach Falkowski und Owens artenspezifische Unterschiede: Diatomeen erhöhen bei verminderter Lichtintensität nur den Gehalt an Antennenpigment, nicht aber die Zahl der Photosynthese-Reaktionszentren. Bei Grünalgen nimmt auch die Zahl der Reaktionszentren zu. Soohoo et al. (1986) zeigten, daß die Photoadaptation ihren Niederschlag in den Absorptionsspektren findet. Bei dunkeladaptierten Zellen ist die Absorption höher, besonders im Wellenlängenbereich von 450 - 650 nm, bedingt durch Antennenpigmente wie Karotin. Einen stärkeren Einfluß als auf Absorptionsspektren haben nach Soohoo et al. photoadaptive Einflüsse auf Fluoreszenz-Anregungsspektren und werden hierfür bedeutender als artenbedingte.

Besonders die oben erwähnte, von Falkowski und Owens (1980) bei einer Diatomeenart entdeckte Strategie, nämlich bei Dunkeladaptation nur den Antennenpigmentgehalt, aber nicht die Zahl der Reaktionszentren zu erhöhen, kann die Fluoreszenzausbeute stark beeinflussen. Dunkeladaptierte Zellen können aus dem Lichtblitz eines Fluorometers mehr Energie absorbieren, aber diese zusätzliche Energie nicht in Reaktionszentren photochemisch umsetzen. So stellten auch Perry et al. (1981) bei Laboruntersuchungen fest, daß von 7 Phytoplanktonarten bei 6 (worunter wiederum 5 Diatomeenarten waren) Dunkeladaptation durch eine Vergrößerung der Photosynthese-Einheiten, d.h. durch eine Zunahme des Verhältnisses von Antennenpigmenten zu Reaktionszentren erfolgte, und mit der Größe der Photosynthese-Einheiten die Photosynthese-Effizienz pro Masseneinheit Chl-a negativ korreliert war. Da Photosynthese und Fluoreszenz als konkurrierende Prozesse anzusehen sind

(a. Abschnitt III.2), ist von dunkeladaptierten Zellen eine höhere Fluoreszenzemission durch Atennen-Chlorophyll-a zu erwarten. Günther (1986) gelang es, Meßergebnisse, welche eine Erniedrigung der Fluoreszenzausbeute unter Tageslicht zeigen, mittels eines Modelles des Photosynthese-Systems weitgehend zu reproduzieren.

Eine mit zunehmendem Hintergrundlicht abnehmende Fluoreszenzausbeute stellten dann auch Falkowski et al. (1986) fest, und zwar bei allen 4 untersuchten Arten, die 3 verschiedenen Phytoplanktongruppen zugeordnet waren. Loftus und Seliger (1975) beobachteten bei natürlichen Populationen einen deutlichen Tagesgang mit niedrigerer Fluoreszenzausbeute während der Tageslichtstunden, aber nur dann, wenn die Populationen von Diatomeen dominiert waren. Die nachts gemessenen Ausbeuten betragen bis zu einem Faktor 8 der Ausbeuten bei Tageslicht. Qualitativ ähnliche Beobachtungen machten auch Setser et al. (1982). Kiefer (1973b) berichtet von einer negativen Korrelation zwischen solarer Einstrahlung und Fluoreszenzausbeute wiederum als einer allgemeinen Erscheinung bei natürlichen Phytoplanktonpopulationen. Neale und Richersen (1987) machten analoge Beobachtungen an Mischpopulationen von Diatomeen und Grünalgen. Harris (1980) hingegen konnte - ebenfalls bei natürlichen Populationen - keinerlei Einfluß der Lichtintensität auf die Ausbeute feststellen.

Photoadaptation kann auch einen Einfluß auf die spektrale Zusammensetzung des Fluoreszenz-Emissionslichtes haben. Collins et al. (1985) beobachteten eine Rotverschiebung bei dunkeladaptierten Kulturen und können diese mittels eines theoretischen Modelles durch interne Reabsorption des emittierten Fluoreszenzlichtes in den Chloroplasten erklären. Bedingt wird diese Verschiebung dadurch, daß Absorption bevorzugt bei kürzeren Wellenlängen erfolgt als Emission.

Oben erwähnte Unterschiede, ob ein Einfluß des Tageslichts auf die Fluoreszenzausbeute bei natürlichen Populationen beobachtet wird oder nicht, mögen zum einen artenbedingt sein, zum anderen aber auch von den Zeitskalen der Photoadaptation abhängen. Nur wenn die Reaktionszeiten der Phytoplanktonzellen auf Lichtänderungen kurz sind gegen die Zeitskalen, in denen die Lichtverhältnisse - durch variable Einstrahlung an der Meeresoberfläche oder durch Vertikalbewegungen im Wasser - sich verändern, kann durch Photoadaptation auch die Fluoreszenzausbeute lichtbedingt variieren. Auf diesem Gedanken beruhen auch Vorschläge von Falkowski (1983) und Lewis et al. (1984),

unter der Voraussetzung bekannter Zeitskalen der Adaptation Umwälzungszeiten vertikaler Wasserbewegungen anhand des photoadaptiven Zustandes von Phytoplanktonzellen aus der Deckschicht abzuschätzen.

Kiefer (1973a) untersuchte die zeitliche Änderung der Fluoreszenzausbeute als Folge von sprunghaften Lichtvariationen. Festgestellte Differenzen zwischen Abkling- und Anstiegszeit der Fluoreszenzausbeute nach Ein- bzw. Ausschalten des Lichtes können unter fluktuierendem Licht zu einer Verschiebung der mittleren Ausbeute gegenüber der bei konstantem Licht führen. Eine Abhängigkeit der Photosyntheserate von der Frequenz der Einstrahlungsfluktuationen wurde in situ von Marra (1978b) und in Tankversuchen von Marra (1978a) und von Walsh und Legendre (1983) beobachtet.

Schlittenhardt (1979) stellte fest, daß es von Kulturbedingungen abhing, ob sich die Fluoreszenzausbeute bei fluktuierendem Licht positiv oder negativ veränderte.

Unterschiede in den Zeitskalen der Adaptation und deren Auswirkungen für die Fluoreszenzausbeute (Marra und Heinemann, 1982; Abbott et al., 1982) können wiederum artenbedingt sein (Harris und Piccinin, 1977).

Bei gewissen Phytoplanktonarten setzt sich auch, nachdem sie zuvor für einige Tage einer Beleuchtung mit Tagesgang ausgesetzt waren, die tägliche Änderung der Fluoreszenzausbeute unter konstanter Beleuchtung bis zu 48 h fort (Prezelin und Sweeney, 1977; Prezelin und Ley, 1980).

Eine allgemeine, nicht fluoreszenz-spezifische Übersicht über die Zeitskalen von Lichtänderung in situ und die physiologischen Reaktionen des Phytoplanktons darauf gibt Falkowski (1984). Hier sollen nun als nächstes mögliche Einflüsse durch Nährstoffversorgung und Gesundheitszustand der Pflanzenzellen betrachtet werden.

III.3.3 Nährstoffversorgung, Gesundheitszustand und Umgebungstemperatur

Aufgrund der photochemischen Reaktionen bei der Photosynthese ist zu erwarten, daß die Photosyntheserate erniedrigt bzw. die Fluoreszenzemission erhöht wird, wenn ein an der Photosynthese-Reaktion direkt teilhabendes chemisches Element für die Pflanzenzelle nicht verfügbar ist. Dies ergaben auch Laboruntersuchungen von Slovacek und Hannan (1977), in denen sich bei CO₂-limitierten Phytoplanktonkulturen eine erhöhte Fluoreszenzausbeute zeigte.

Außer durch das Angebot an direkt beteiligten Elementen wird die Photosyntheserate - und in deren Folge auch die Fluoreszenzausbeute - indirekt durch die Versorgung mit Nährstoffen wie Stickstoff und Phosphor und Spurenelemente beeinflusst. Kiefer (1973a) fand eine höhere Fluoreszenzausbeute in den Kulturen, die schlecht mit Stickstoff versorgt waren. Bei verschwindender Wachstumsrate aufgrund von Stickstoffmangel war die Fluoreszenzausbeute 4-mal höher als bei maximaler Wachstumsrate in der Versuchsreihe. Eine Zunahme der Fluoreszenzausbeute bis zu einem Faktor 3, wenn die Kulturen schlecht mit Nähr- oder Spurenstoffen versorgt waren, ermittelten Slovacek und Hannan (1977). Nach Schlittenhardt (1979) kann von der Nährstoffkonzentration auch abhängen, ob sich durch Lichteinfluß die Fluoreszenzausbeute positiv oder negativ verändert. Kiefer (1973a) beobachtete außerdem, daß die Amplitude lichtbedingter Änderungen der Fluoreszenzausbeute mit der Nährstofflimitierung um ein Mehrfaches anwuchs, ebenso wie auch die Zeitskalen der Photoadaptation.

Einen ähnlich verstärkenden Einfluß auf die Fluoreszenzausbeute wie Nährstoffmangel kann auch der Gesundheitszustand haben, wenn man als Maßstab dafür die Fähigkeit zur Photosynthese betrachtet. Loftus und Seliger (1975) zeigten, daß eine herabgesetzte Photosynthesefähigkeit durch Behandlung mit dem Herbizid DCMU die Intensität der Fluoreszenzemission beeinflusst, nicht aber das Fluoreszenz-Anregungsspektrum verschiebt. Prezelin und Sweeney (1977) sowie Cullen und Renger (1979) stellten fest, daß die Fluoreszenzerhöhung durch DCMU bei photosynthetisch aktiven Zellen stärker war als bei solchen mit nur geringer Photosynthesefähigkeit. Dies kann bedeuten, daß inaktive Zellen von vornherein schon stärker fluoreszieren als gesunde mit hoher Photosynthesefähigkeit. Prezelin und Ley (1980) sowie Harris (1980) ermittelten außerdem, daß lichtbedingte Schwankungen der Fluoreszenzausbeute stärker sind, wenn DCMU auf die Phytoplanktonzellen einwirkt.

Der Eindruck, daß weniger lebensfähige Zellen stärker fluoreszieren als gesunde, kann sich umkehren, wenn nicht allein die Photosynthesefähigkeit als Maßstab des Gesundheitszustandes herangezogen wird. Slovacek und Hannan (1977) beispielsweise vergifteten Phytoplanktonzellen subletal und stellten als Folge eine geringere Fluoreszenzausbeute fest.

Es gibt verschiedene Hinweise, daß die Photosyntheserate von der Temperatur beeinflusst wird (z.B. Steemann Nielsen und Jørgensen, 1968; Eppley, 1972; Goldman und Carpenter, 1974, sowie Morris und Glover, 1974). Die Fluoreszenz-

ausbeute und deren Reaktion auf Lichtänderungen aber ist nach Harris und Piccinin (1977) temperaturunabhängig.

III.3.4 Lichtfeld im Meßvolumen

Mit der Artenzusammensetzung, Photoadaptation sowie Nährstoffversorgung, Gesundheitszustand und Umgebungstemperatur wurden unter III.3 von den bekannten Einflüssen auf die Fluoreszenzausbeute bislang nur solche diskutiert, die ihren Ursprung in der Physiologie der lebenden Phytoplanktonzelle haben. Davon unabhängig ist das Meßsignal bei dem optischen Verfahren der Fluorometrie zur Bestimmung der Konzentration partikulärer Substanz weiteren Abhängigkeiten unterworfen.

So beeinflusst prinzipiell auch die Konzentration der zu messenden Substanz selbst die Fluoreszenzausbeute. Falls die absorptiv wirksame Querschnittsfläche aller Zellen, projiziert auf die Querschnittsfläche des Meßvolumens, letztere mehr als einmal abdecken kann, so kommt es im Meßvolumen zu erhöhter Abschattung längs der Strahlengänge weiter hinten liegender Zellen. Dies gilt sowohl für das anregende Licht als auch für schon reemittiertes Fluoreszenzlicht, welches bei höherer Zellenzahl mit zunehmender Wahrscheinlichkeit wiederum selbst absorbiert wird. Mathematisch ist dieses Bedeckungsproblem durch eine Poisson-Verteilung beschreibbar (s. auch Dörre, 1985).

Neben der Anzahl der Phytoplanktonzellen im Meßvolumen spielt auch deren Größenverteilung eine Rolle. Morel und Bricaud (1981b) wiesen theoretisch für ein selbst nicht absorbierendes Medium mit absorbierenden Partikeln darin nach, daß der Partikeldurchmesser großen Einfluß auf das Absorptionsspektrum hat. Ein ähnlicher Einfluß der Partikeldurchmesser ergibt sich nach Collins et al. (1985) auch für das Fluoreszenzemissionsspektrum. Schon früher hatten beispielsweise Yentsch und Menzel (1963) im Labor anhand von in Aceton gelösten Phytoplanktonextrakten gezeigt, daß die Fluoreszenzausbeute durch Zermahlen der Partikel erhöht wird. Eine analoge Feststellung machte Blasco (1973) aber auch am lebenden Meßobjekt: Die Fluoreszenzausbeute war höher, wenn bei gleicher Chl-a-Konzentration die Anzahl der Phytoplanktonzellen im Meßvolumen größer war.

III.3.5 Chlorophyll-a-fremde Fluoreszenz

Die fluorometrische Methode zur in-situ-Messung des in lebenden Phytoplanktonzellen gebundenen Chlorophyll-a kann nicht ausschließen, daß sämtliche fluoreszierenden Stoffe mit den entsprechenden Anregungs- und Emissionsspektren erfaßt werden.

Die gesamte partikuläre Substanz im offenen Ozean wird praktisch durch Plankton gebildet. Die einzigen nennenswert fluoreszierenden Substanzen in lebenden Phytoplanktonzellen sind außer Chl-a die in einigen Arten vorkommenden Biliproteine (Yentsch und Yentsch, 1979). Die Biliprotein-Fluoreszenz hat ihre maximale Emission jedoch zwischen etwa 570 und 580 nm und ist damit von der Chl-a-Emission bei 685 nm weit genug entfernt, um mechanisch ausgeblendet werden zu können.

Anders verhält es sich mit gelösten fluoreszierenden Substanzen, die im offenen Ozean allein als Abbauprodukte von Phytoplanktonpigmenten entstehen (Herbland, 1978). Dazu gehört Phaeophytin-a, dessen Fluoreszenz-Emissionsmaximum als gelöstes Pigment mit dem von Chl-a übereinstimmt (Loftus und Carpenter, 1971; Gibbs, 1979). Herbland (1978) fand im tropischen Atlantik eine signifikante positive Korrelation zwischen "löslicher Fluoreszenz" und Phaeophytin-Konzentration. Als lösliche Fluoreszenz wird dabei diejenige bezeichnet, die auch im gefilterten Meerwasser immer noch gemessen wird. Parker (1981) zeigte, daß ein Teil der löslichen Fluoreszenz von lebendem Phytoplankton verursacht werden kann. Dieser Anteil erhöht sich mit der Porenweite der Filter. Auch die üblicherweise zur Extraktion von Phytoplanktonzellen verwandten Glasfaserfilter ("Whatman GF/C") lassen sehr kleine Phytoplankter noch durch.

Wird die Fluoreszenzausbeute entsprechend der zu Beginn von III.3 gegebenen Definition anhand solcher Filterextrakte als Normal bestimmt, so kann auch lösliche Fluoreszenz die Ausbeute verändern.

Diese vielfältigen Einflüsse auf die Fluoreszenzausbeute, die hier im Abschnitt III.3 aufgezeigt wurden, können die Fluoreszenzausbeute zu einem sehr variablen Parameter machen: Kiefer (1973a) mußte Schwankungen in einer vollen Größenordnung feststellen. Auch Loftus und Seliger (1975) beobachteten

bei 339 Bestimmungen der Ausbeute Unterschiede bis zu einem Faktor 10. Bei Setser et al. (1982) ergab sich nach linearer Regression für 79 Wertepaare von Fluoreszenz und Chl-a-Konzentration ein Korrelationskoeffizient von lediglich 0.15.

Auf diese hohen möglichen Schwankungen der Fluoreszenzausbeute muß Rücksicht genommen werden, wenn Fluoreszenzmessungen in situ in Chlorophyllkonzentrationen umgerechnet werden sollen. Im Kapitel IV wird ein Kalibrierverfahren vorgestellt, welches diesen Gegebenheiten Rechnung trägt. Weitere Einflüsse auf die Fluoreszenzausbeute, die sich aus der Funktionsweise des Instrumentes ergeben könnten, werden im Zusammenhang mit der Beschreibung des Fluorometers im Abschnitt IV.1 diskutiert.

IV. FLUOROMETER UND KALIBRIERUNG DES FLUORESZENZSIGNALS

IV.1 Aufbau und Arbeitsweise des Fluorometers

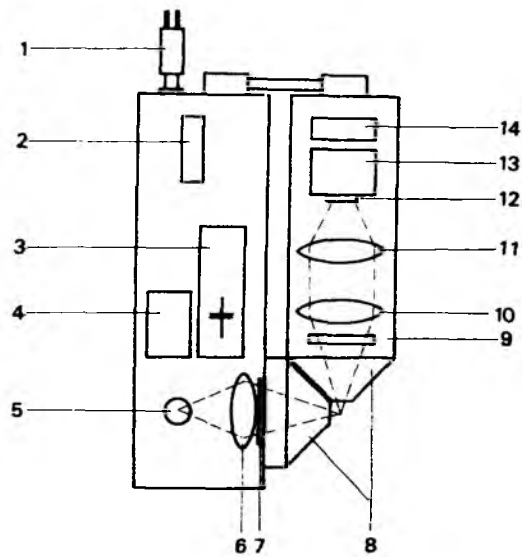
Das benutzte Fluorometer ist ein aktives Instrument. In den Schleppfisch ist das Fluorometer vorne in die Fischnase so eingebaut (s. Abb. II.1), daß das Meßvolumen etwa 1 cm hinter der Ebene eines ca. 5 cm mal 10 cm großen Ausschnittes liegt. Weitere Öffnungen im hinteren Teil der Verkleidungen des Schleppfisches erlauben, daß beim Schleppen Wasser durch die Öffnung der Fischnase strömen kann. (Eine ausführliche Beschreibung der schaltungstechnischen Einbindung des Fluorometers in das Schleppfischsystem ist in Fischer et al. (1985) gegeben).

Das Fluorometer wurde von der Firma Q-Instruments, Greve Strand, Dänemark, geliefert. Es weist hinsichtlich Gehäuseabmessungen und Leistungsaufnahme jedoch Modifikationen zu dem Serieninstrument dieses Herstellers (beschrieben von Hundahl und Holck, 1980) auf.

Das Fluorometergehäuse besteht aus zwei mechanisch und elektrisch miteinander verbundenen Druckflaschen. Die eine Flasche enthält im wesentlichen die Senderoptik sowie die zugehörige Elektronik, die andere die Empfängeroptik nebst Elektronik. Abbildung IV.1 zeigt das Blockschaltbild. Die optischen Achsen von Sender und Empfänger stehen senkrecht zueinander, so daß das gebündelt aus dem Sender austretende Licht nicht direkt in die Empfängeroptik gelangen kann, sondern nur im Meßvolumen gestreute Anteile davon.

Das Meßvolumen umfaßt nach Herstellerangaben 1 cm³. Diese Größe stellt einen Kompromiß gegensätzlicher Anforderungen dar. Zum einen muß das Meßvolumen klein gehalten werden, um bei höheren Phytoplanktonkonzentrationen eine gegenseitige Abschattung der Planktonteilchen zu vermeiden, zum anderen soll es aber auch bei niedrigsten Konzentrationen noch eine statistisch ausreichende Zahl von Zellen beinhalten. Basierend auf mikroskopisch ausgewerteten Wasserproben (s. Abschnitt IV.2) von beispielsweise NOA'86 mit einerseits minimaler und andererseits maximaler Konzentration an partikulärem Phytoplankton-Kohlenstoff (PPC) gibt Tab. IV.1 an, wieviele Zellen minimal und maximal in 1 cm³ enthalten sind und welche Fläche jeweils von diesen Zellen zusammen abgedeckt wird. Demnach sind auch bei extrem niedrigem PPC noch mehrere hundert Zellen im Meßvolumen des Fluorometers zu erwarten, was als statistisch ausreichend angesehen werden kann. Nimmt man zur Abschätzung von Selbstabschattungseffekten vereinfachend an, daß das Meßvolumen einem

Diagrammatic Sketch of Fluorometer



- | | |
|-----------------------|--------------------|
| 1 Connector | 8 Plexiglass cones |
| 2 Log-amplifier | 9 Receiver filter |
| 3 Discharge capacitor | 10 Condensor lens |
| 4 DC/DC-converter | 11 Condensor lens |
| 5 Xenon flash lamp | 12 Pin-Photodiode |
| 6 Condensor lenses | 13 Pre-amplifier |
| 7 Transmitter filter | 14 Lin-amplifier |

Abb. IV.1: Blockschaltbild des Fluorometers mit (1) Anschlußstecker, (2) Logarithmierverstärker, (3) Entladungskondensator, (4) DC-DC-Wandler, (5) Xenon-Blitzlampe, (6) Sammellinse, (7) Transmitter-Filter, (8) Plexiglas-Kegel, (9) Empfänger-Filter, (10, 11) Sammellinsen, (12) Photodiode, (13) Vorverstärker, (14) Linearverstärker.

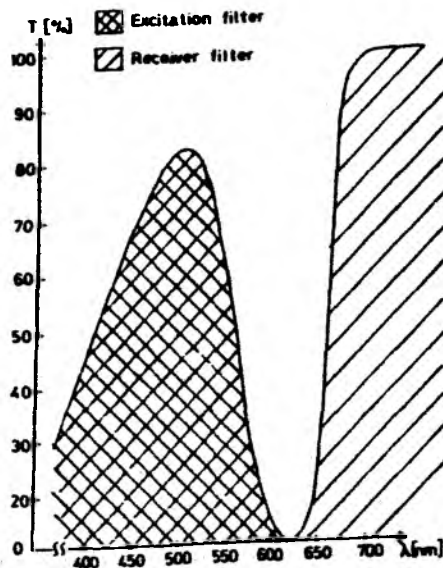


Abb. IV.2: Transmissionseigenschaften der Farbglasfilter von Sender- und Empfänger-Optik (aus dem Datenblatt des Herstellers, "Q-Instruments", DK 2670 Greve Strand, Dänemark).

Würfel von 1 cm Kantenlänge gleiche, so gibt die von allen Zellen im Meßvolumen zusammen abdeckbare Fläche [cm²] ein ungefähres Maß für Abschattung im schlimmsten Fall. Nach Tab. IV.1 wird auch bei extrem hohem PPC (bezogen auf die vorliegenden Datensätze) nur etwa 0.1 % der Grundfläche des Meßvolumens abgedeckt, d.h. Selbstabschattungseffekte können als bedeutungslos angesehen werden.

Tab. IV.1 : Zellzahl und Flächenbedeckung im Meßvolumen

	PPC [mg/m ³]	Zellzahl/cm ³	Gesamt-Zellquerschnittsfläche [cm ²]
min	1.4	463	$1.2 \cdot 10^{-4}$
max	40.7	3290	$1.3 \cdot 10^{-3}$

Die Lichtquelle des Fluorometers wird von einer Xenon-Blitzlampe gebildet, welche mit einer Frequenz von 8 Hz weiße Lichtblitze aussendet. Sowohl im Strahlengang der Sender- als auch der Empfängeroptik befinden sich Farbglasfilter. Der Filter im Sender ist breitbandig durchlässig im blaugrünen Bereich, der Filter der Empfängeroptik ist durchscheinend für rotes Licht mit $\lambda > 665$ nm. Die Transmissionseigenschaften beider Filter sind in Abbildung IV.2 dargestellt. Die optischen Eigenschaften des Instrumentes sind somit an die allgemeinen spektralen Absorptions- und Reemissionseigenschaften von lebendem Phytoplankton angepaßt (s. Abschnitt III.2). Daß die Wellenlängentrennung des Lichtes durch beide Filter nicht vollkommen ist, zeigt sich darin, daß sich die Ausgangsspannung des Fluorometers erhöht, wenn ein größerer (die gesamte Querschnittsfläche des Sender-Strahlenbündels abdeckender), reflektierender Gegenstand in das Meßvolumen gehalten wird; d.h., auch reflektierende Partikel ohne dem Chlorophyll ähnliche fluoreszierende Eigenschaften können unter Umständen ein Ausgangssignal erzeugen. Durch das optische System in der Empfängerflasche wird das aus dem Meßvolumen einfallende Licht auf eine Silizium-Photodiode fokussiert. Nach einer Vorverstärkung wird das Ausgangssignal der Photodiode über einen Hochpaß geführt. Dadurch wird das unerwünschte, durch umgebendes Tageslicht verursachte Gleichstromsignal unterdrückt. Auf diesem Wege nicht eliminierbar sind Tageslichtfluktuationen mit Frequenzen von einigen Hz, wie sie im Unterwasser-Lichtfeld durch Fokussierung des auf die Wasseroberfläche auf-

tretenden direkten Sonnenlichts mittels kurzer Schwerewellen erzeugt werden können (Dera und Gordon, 1968; Snyder und Dera, 1970; Stramsky und Dera, 1982). Diese Lichtfluktuationen sind aber mit bedeutender Amplitude (in der Größenordnung der mittleren solaren Einstrahlung) auch bei relativ klarem Wasser (diffuser Attenuationskoeffizient $k_d(535 \text{ nm}) = 0.07 \text{ m}^{-1}$) nur oberhalb von etwa 2 m Tiefe anzutreffen (Dera und Olszewski, 1978). Da sie im sensitiven Spektralbereich des Fluorometers ($\lambda > 665 \text{ nm}$, s.o.) noch schneller mit der Tiefe attenuiert werden, ist nicht zu erwarten, daß sie für die hier vorliegenden Fluoreszenzmessungen aus einem Tiefenbereich von typischerweise $10 \text{ m} < z < 200 \text{ m}$ von Bedeutung sind. Das Tageslicht kann auf das Fluorometer-Ausgangssignal also nur indirekt über die Physiologie des Phytoplanktons Einfluß nehmen, oder dadurch, daß die Photodiode durch direkt einfallendes Sonnenlicht in den Sättigungsbereich gerät. Letzteres ist aufgrund des verdeckten Einbaus des Fluorometers in die Schleppfisch-nase und des gedämpften Sonnenlichts im typischen Tiefenbereich der Fluoreszenzmessungen nicht zu erwarten.

Nach der Hochpaßfilterung wird den Herstellerangaben zufolge durch einen Spitzenwertdetektor, welcher mit dem Oszillator zur Ansteuerung der Blitzbirne synchronisiert ist, die Amplitude des Ausgangssignals ermittelt; der Spitzenwertdetektor soll während $35 \mu\text{s}$ nach Auslösen des Blitzes aktiv sein. Tatsächlich aber wird nicht der höchste Ausgangswert der Photodiode während der Zeitspanne von $35 \mu\text{s}$ festgehalten, sondern der nach $35 \mu\text{s}$ anstehende Wert. Dennoch kann durch die gegenüber dem Blitz verzögerte Meßwerterfassung der bei der Fluoreszenz lebender Pflanzenzellen beobachtete Kautzky-Effekt (s. Abschnitt III.2) ausgenutzt werden. Bei einer mittleren Schleppgeschwindigkeit von 5 m s^{-1} und Tauchgeschwindigkeit von 1 m s^{-1} des Schleppfisches wird in $35 \mu\text{s}$ eine Strecke von $1.78 \cdot 10^{-2} \text{ cm}$ zurückgelegt. Der Wasseraustausch im Meßvolumen ist demzufolge $< 2 \%$, und ein Einfluß von Geschwindigkeitsschwankungen auf die Fluoreszenzausbeute kann vernachlässigt werden.

Nach dem Spitzenwertdetektor kann das Signal wahlweise linear oder logarithmisch auf die maximale Ausgangsspannung von 5 V verstärkt werden. Das Fluorometer wurde hier ausschließlich im linear verstärkenden Modus betrieben. Hinter den Endverstärker ist zur Glättung verrauschter Signale noch ein Integrator geschaltet, dessen Zeitkonstante etwa 400 ms beträgt. Nach der Analog/Digital-Wandlung des Ausgangssignals in der Schleppfisch-Elektronik-

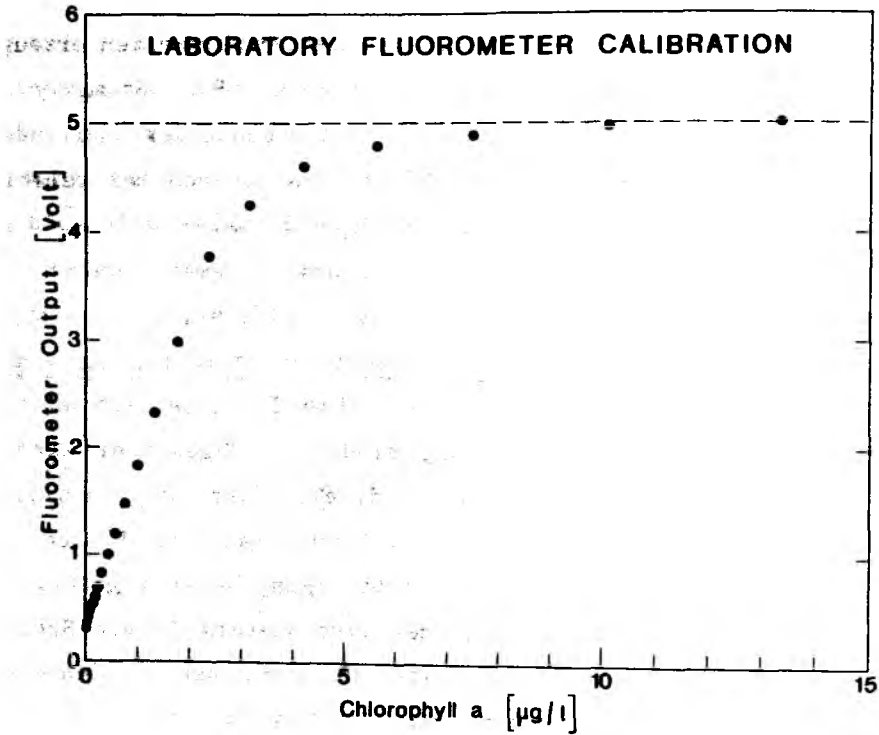


Abb. IV.3: Laborkalibrierung des Fluorometers (linearer Verstärkungs-Modus) gegen reines Chlorophyll-a in Verdünnungsreihe mit Aceton.

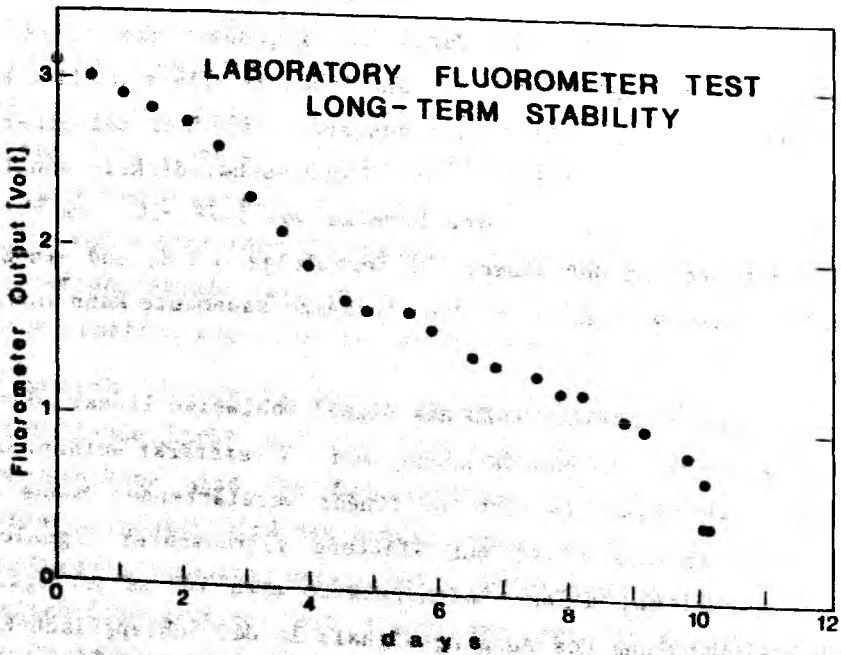


Abb. IV.4: Langzeit-Stabilität der Fluorometer-Empfindlichkeit im Labortest.

flasche umfaßt ein Fluoreszenz-Datenwort 12 Bit. Einer Analog-Ausgangsspannung von 5 V entspricht somit ein Zählerstand von 4095.

Die Abbildung IV.3 zeigt das Ergebnis einer Laborkalibrierung des Instrumentes gegen reines Chlorophyll-a in einer Verdünnungsreihe mit Aceton. Danach ist der Anstieg der Fluorometer-Ausgangsspannung mit zunehmender Chl-a-Konzentration bis zu etwa 4 V linear, erst darüber setzt die asymptotische Annäherung an die maximale Ausgangsspannung ein. Die im Rahmen dieser Arbeit aufgezeichneten Fluoreszenzmeßwerte (siehe später in Abschnitten IV.2 und IV.3) liegen durchweg unterhalb von 4 V bzw. einem Zählerstand von 3276. Die Laborkalibrierung wurde während einer Zeitspanne von etwa 1 Stunde durchgeführt.

Um das Langzeitverhalten des Instruments zu testen, wurde das Fluorometer über mehrere Tage innerhalb eines lichtdichten Kastens in Luft betrieben, wobei es unabhängig war von irgendwelchen fluoreszierenden Substanzen mit möglicherweise eigenem Zeitverhalten. Abb. IV.4 zeigt als Ergebnis dieses Tests ein allmähliches Abklingen der Ausgangsspannung über 10 Tage. Dies kann auf eine nachlassende Lichtintensität der Xenon-Blitzlampe zurückgeführt werden, welche mit einer äußerlich sichtbaren Schwärzung der Lampe bei zunehmender Betriebsdauer einhergeht. Eine erschöpfte Blitzlampe - in Abb. IV.4 in dem steilen Abfall am Ende der Meßreihe zu erkennen - kann dazu führen, daß die Blitzfrequenz unregelmäßig wird. Spätestens dann muß die gealterte Blitzlampe gegen eine neue ausgewechselt werden. Darin, daß eine abnehmende Blitzintensität nicht elektronisch kompensiert wird, ist sicherlich ein Nachteil des benutzten Instruments zu sehen. Erfahrungen aus drei mehrwöchigen Feldexperimenten mit dem Instrument im geschleppten System haben gezeigt, daß der Zeitpunkt, zu dem ein Austauschen der Blitzlampe fällig wird, nicht offensichtlich ist, da er nur aus dem Signal-Rauschverhältnis ablesbar ist, die Stärke des zu erwartenden Signals am augenblicklichen Ort der Messung aber nicht von vornherein klar ist. Voraussetzung beim geschleppten Einsatz ist aber auf jeden Fall eine kontinuierliche Überwachung des Meßsignals (wie bei den Expeditionen geschehen).

IV.2 Auswertung der Pigment- und Planktonproben

Bevor auf die Kalibrierung des Fluoreszenzsignals in den gewonnenen Datensätzen eingegangen wird, soll hier, der faktischen Datenaufbereitung chronologisch folgend, zunächst kurz die Auswertungsprozedur für die Pigment- und Planktonproben beschrieben werden.

Bei der Pigmentkonzentrationsbestimmung wurde folgendermaßen vorgegangen: Zunächst wurden die Pigmentextrakte auf Glasfaserfiltern (s. Abschnitt II.3) in Aceton gelöst und zentrifugiert, anschließend wurden dann spektrophotometrisch die Extinktionskoeffizienten der Pigmentlösung bei verschiedenen Wellenlängen bestimmt. (Für diese Arbeitsgänge konnten Geräte der Abteilung Marine Planktologie des IfM benutzt werden.) Die Berechnung der Pigmentkonzentrationen von Chl-a, Karotin und Phaeophytin im Probenwasser erfolgte dann nach bei Strickland und Parsons (1968) angegebenen Formeln (Chl-a nach der SCOR/UNESCO-Formel). Im Rahmen dieser Arbeit ist nur Chl, die Konzentration von Chl-a, von Bedeutung. Der relative Fehler der photometrischen Chl-Bestimmungen läßt sich anhand des mittleren (für einen Datensatz) relativen Variationskoeffizienten \bar{v}_r der Doppelproben aus gleichem Wasservolumen abschätzen. Es ergibt sich für NOA'84 $\bar{v}_r = 8 \%$, für NOA'85 $\bar{v}_r = 11 \%$ und für NOA'86 $\bar{v}_r = 10 \%$.

Die Planktonproben, d.h. mit Formaldehyd bzw. Lugol'scher Lösung (Jod-Kaliumjodid) konservierte Meerwasserproben, wurden von Studenten höheren Semesters aus der Abteilung Marine Planktologie des IfM mikroskopisch ausgewertet. Dabei wurden die verschiedenen in den Proben enthaltenen Phyto- und Mikrozooplanktonarten und deren Individuenzahlen bestimmt und daraus die Konzentration des partikulär gebundenen Kohlenstoffs (PPC im Falle von Phytoplankton) errechnet.

Eine wesentliche Frage ist, inwieweit Chl als brauchbarer Parameter zur Schätzung von PPC bzw. Phytoplankton-Biomasse angesehen werden kann. Abbildung IV.5 zeigt ein Regressionsdiagramm zwischen Chl und PPC, basierend auf allen ausgewerteten, während NOA'84, '85 und '86 an der Oberfläche und mit Schöpferserien gewonnenen Planktonproben. Auch nach Weglassen des extremen Wertepaares (Chl = 5.63 mg m^{-3} , PPC = 151.60 mg m^{-3}) in Abb. IV.5 bleibt der durch die Regressionsgerade gegebene stochastische Zusammenhang im Rahmen der Standardabweichungen des y-Achsenabschnittes S_a und der Steigung S_b erhalten. Gemessen an S_a und S_b ergibt sich auch kein signifi-

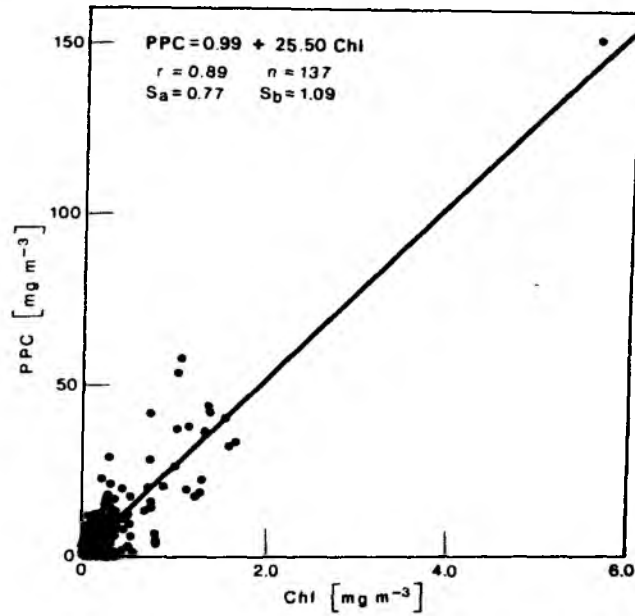


Abb. IV.5: Streudiagramm und Regressionsgerade zwischen der Konzentration an partikulärem Phytoplanktonkohlenstoff (PPC) und Chlorophyll-a (Chl) in allen Plankton- und parallelen Pigmentproben (aus der Kiertiefe des Schiffes und von Schöpferserien) von NOA'84; r bezeichnet den Korrelationskoeffizienten, n die Anzahl der Wertepaare, S_a die Standardabweichung des regressiv bestimmten y-Achsenabschnittes, S_b die der Geradensteigung.

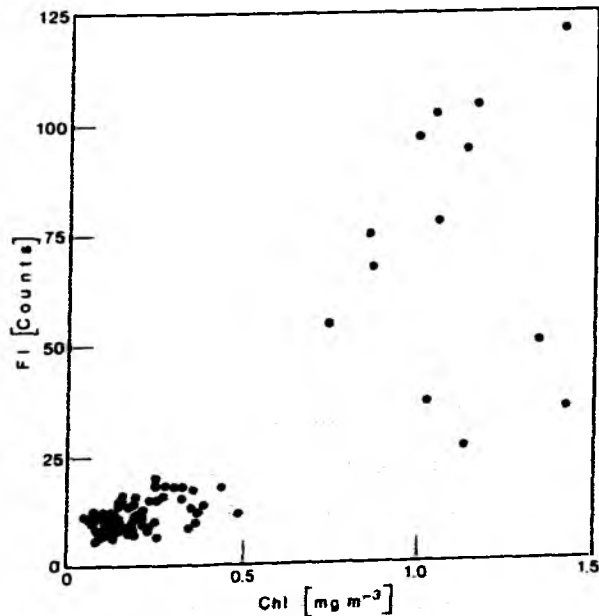


Abb. IV.6: Streudiagramm zwischen Chl in Pumpenproben und Fluoreszenz-Meßwerten [Zählerstände] aus korrespondierenden Wasservolumina bei NOA'84 (für nähere Einzelheiten siehe Text).

kanter Unterschied, wenn die Stichprobenmenge in Proben von der Oberfläche und aus Schöpferserien aufgespalten wird. Der angegebene Korrelationskoeffizient $r = 0.89$ weist nach Sachs (1982) mit 0.1 % Irrtumswahrscheinlichkeit auf eine signifikante Korrelation zwischen PPC und Chl hin. Allerdings sind die in Abb. IV.5 gezeigten Verteilungen von PPC und Chl offensichtlich nicht normal, sondern linkssteil. Aber auch nach einer Log-Transformation der PPC- und Chl-Werte, wodurch eine Normalverteilung angenähert wird, ergibt eine Regressionsanalyse, daß PPC und Chl mit 0.1 % Irrtumswahrscheinlichkeit signifikant korreliert sind. Die Streuung um die Regressionsgerade weist nicht zwingend auf eine systematische Variabilität des Verhältnisses PPC/Chl hin (wenngleich es diese, etwa durch unterschiedliche Arten oder Photoadaptation, natürlich geben kann). Die Chl-Bestimmungen sind, gemessen am Variationskoeffizienten von Parallelproben, mit einer Unsicherheit von etwa 10 % behaftet. Bei den PPC-Bestimmungen kommt es, bei den gegebenen, relativ dünnen ozeanischen Biomasse-Konzentrationen vor, daß ein einzelnes unter dem Mikroskop gefundenes Individuum das hochgerechnete PPC [mg m^{-3}] zu mehreren 10 % bestimmt. Stellt man diese hohe Unsicherheit und die Aufwendigkeit der mikroskopischen Bestimmungsmethode, welche der Gewinnung einer hohen Datendichte entgegensteht, der hohen Korrelation von PPC mit dem einfacher und sicherer zu bestimmenden Chl gegenüber, so ist Chl zur Bereitstellung einer Datenbasis für Fragestellungen wie in dieser Arbeit als der überlegene Parameter anzusehen.

IV.3 Kalibrierung des Fluoreszenzsignals

In diesem Abschnitt soll auf die Umrechnung der Fluoreszenzmeßwerte aus den Datensätzen von NOA '84, '85 und '86 in Chl [mg m^{-3}] eingegangen werden. In Kap. III ist anhand theoretischer Überlegungen und eines Literaturstudiums dargelegt worden, daß verschiedene Einflüsse die Fluoreszenzausbeute, das Verhältnis von Fluoreszenzsignal zu Chl-a-Konzentration, sehr variabel gestalten können. Von daher kann nicht davon ausgegangen werden, daß mittels einer Laborkalibrierung das Fluorometer für Messungen in situ sinnvoll kalibriert werden könnte. Das übliche Verfahren ist es daher, parallel zu den Fluoreszenzmessungen in situ Pigmentproben zu entnehmen; die Probennahme ist unter Abschnitt II.3 beschrieben worden. Basierend auf diesen Pigmentproben soll zunächst untersucht werden, welchen Schwankungen die Fluoreszenzausbeute bei den vorliegenden Messungen aus einem weiten Bereich des Nordatlantiks tatsächlich unterworfen ist. Diese Untersuchung und die darauf aufbauende

Entwicklung eines angepaßten Kalibrierverfahrens werden am Beispiel des Datensatzes von NOA'84 durchgeführt.

Die Untersuchung der Variabilität der Fluoreszenzausbeute und die Kalibrierung stützen sich im wesentlichen auf die regelmäßig alle 4 Stunden in Oberflächennähe gewonnenen Chl-Proben (s. Abschnitte II.3 und IV.2). Zur Zuordnung dieser Proben zu Fluoreszenzmeßdaten wurden aus dem Schleppfisch-Datensatz diejenigen Fluoreszenzprofile extrahiert, deren obere Umkehrpunkte zeitlich am nächsten zu den Probenzeitpunkten liegen. Da die Fluoreszenzprofile im allgemeinen unruhig sind, wurden sie zunächst durch einen gleitenden Median-Filter nach Sy (1985), der den zentralen Wert innerhalb eines bestimmten ungradzahligen Fensters durch den Median aller enthaltenen Werte ersetzt, von Ausreißern befreit. Anschließend wurde bis zu einer Tiefe von 15 m vertikal gemittelt. Dabei wurde davon ausgegangen, daß eine Tiefe von 15 m durchgehend innerhalb der durchmischten Deckschicht liegt und durch Mittelung ein für die oberflächennahe Schicht repräsentativerer Fluoreszenzmeßwert gewonnen wird. Im Vergleich zu dem Meßvolumen des Fluorometers von etwa 1 ml entspricht auch ein aus dem Pigmentproben bestimmter Chl_{PR} -Wert, der auf einem gefilterten Wasservolumen von meistens 1 l basiert, mittleren Verhältnissen. Um einen Einfluß der gegebenen relativen Unsicherheit der photometrischen Chl-Bestimmungen (s. Abschnitt IV.2) gering zu halten, wird im folgenden zudem mit Mittelwerten aus doppelt genommenen Chl-Proben gearbeitet.

Die so behandelten Fluoreszenzdaten (F1) können dann den entsprechenden Chl_{PR} -Werten zugeordnet werden. Das Verhältnis von beiden ergibt die Fluoreszenzausbeute in situ, $R = F1/Chl_{PR}$. Die Abb IV.6 zeigt das Streudiagramm von F1 und Chl_{PR} für alle während NOA'84 gewonnenen Oberflächen-Pigmentproben. Die Verteilung der Parameter ist offenbar bimodal, was gegen eine Kalibrierung entsprechend der ermittelbaren Regressionsgeradengleichung spricht. Der in einer Regressionsanalyse von F1 gegen Chl_{PR} aus allen Pigmentproben von der Oberfläche und zusätzlich von Schöpferserien ermittelte Fluorometer-Offset von +40 Einheiten ist jedoch als statistisch hinreichend abgesichert anzusehen (Standardabweichungen der F1-Achsenabschnittsbestimmung $S_a = 14$ F1-Einheiten), um F1 diesbezüglich zu korrigieren. Auf die Zuordnung von F1 und Chl_{PR} aus Schöpferserien wird unter IV.4 noch näher eingegangen.

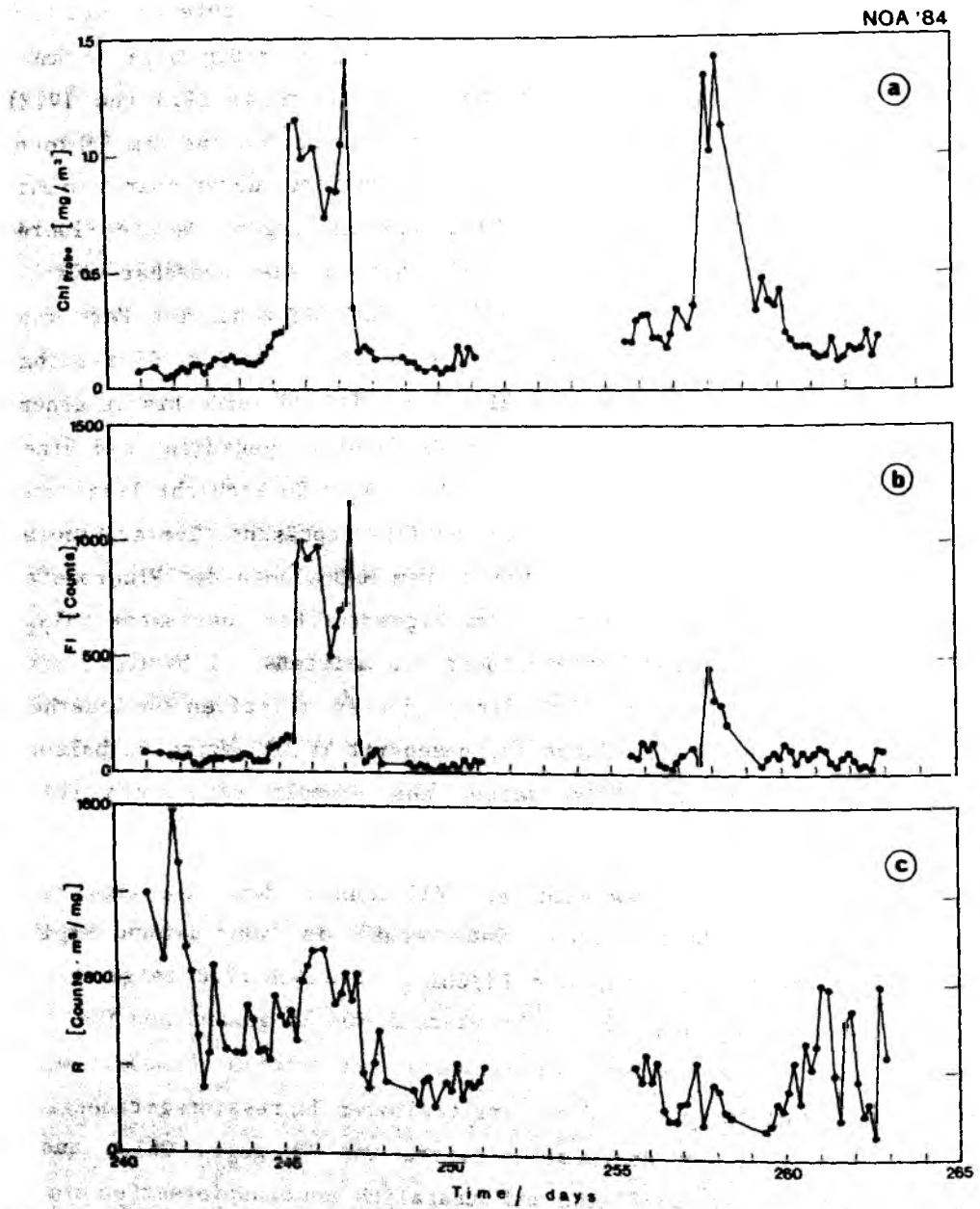


Abb. IV.7: Zeitreihen von (a) Chl, (b) FI und (c) der Fluoreszenzausbeute R in Oberflächennähe während der Expedition NOA'84. Die Zeitachse gibt den Tag des Jahres an.

Ausgehend von den sich in Abb. IV.6 andeutenden bimodalen Verteilungen von F_l und Chl_{p_r} scheint es zunächst naheliegend, die Punktmenge in die beiden Punktwolken aufzuteilen und nach Ort und/oder Zeit mit zwei verschiedenen Regressionsgeraden zu kalibrieren. Eine schlichte Zweiteilung ist jedoch nicht angemessen, wie Zeitreihen von Chl_{p_r} , F_l und R über die Gesamtdauer von NOA'84 (Abb. IV.7a-c) verdeutlichen. Die beiden in Abb. IV.7a gezeigten, um die Tage 246 und 258 angetroffenen Chl -Maxima stammen im ersten Fall von den nördlichen Teilen der Schnitte BI01 sowie BI02, im zweiten Fall vom östlichen Abschnitt von BI04, und damit aus dem gleichen hydrographischen Gebiet (s. Abb. II.2 oder Tab. II.1). In den beiden Maxima ist Chl_{p_r} etwa gleich hoch, F_l im zweiten Fall jedoch deutlich geringer (Abb. IV.7b). Die Zeitreihe von R (Abb. IV.7c) zeigt einen langfristigen (über den Zeitraum der Expedition) negativen Trend, der den kurzfristigeren Variationen überlagert ist. Die scheinbare Bimodalität der Verteilung der Parameter Chl_{p_r} und F_l ist also lediglich ein Artefakt des Zusammentreffens einer langfristig abnehmenden Fluoreszenzausbeute R und einer Zeitreihe der oberflächennahen Chlorophyll-Verteilung mit zwei zeitlich (oder regional) scharf begrenzten Maxima und sonst relativ gleichbleibend niedrigen Werten. Der negative Trend kann durch Alterungserscheinungen der Fluorometer-Blitzlampe erklärt werden (s. Abschnitt IV.1). Im Bereich der beiden Chl_{p_r} -Maxima um die Tage 246 und 258 ist R im ersten Fall relativ zur näheren Umgebung höher, im zweiten etwas geringer (Abb. IV.7c). Mikroskopisch ausgewertete Planktonproben deuten darauf hin, daß im Gebiet der Chl - (und PPC -)Maxima, durchfahren um die Tage 246 und 258, eine teilweise Artenablösung stattgefunden hat: Bei unverändertem PPC hat die von Diatomeen und Dinoflagellaten gestellte Biomasse abgenommen, die von Mikro-Flagellaten hingegen zugenommen. Dies weist auf einen Arteneinfluß auf die Fluoreszenzausbeute hin (s. Abschnitt III.3.1).

Gefordert ist ein Kalibrierungsverfahren, das solchen Änderungen von R Rechnung trägt. Da die Datendichte mikroskopisch ausgewerteter Planktonproben nicht ausreicht, um einen Arteneinfluß empirisch zu bestimmen, kann ein solcher neben anderen empirisch unbestimmbaren Einflüssen nur implizit über zeitliche Änderungen von R berücksichtigt werden.

Mittels der (normierten) Autokorrelationsfunktion γ_R der Fluoreszenzausbeute,

$$\gamma_R(\tau) = \frac{\int_{-T/2}^{T/2} R(t) \cdot R(t+\tau) dt}{\int_{-T/2}^{T/2} R^2(t) dt}, \quad (\text{Gl. IV.1})$$

kann festgestellt werden, ob die zeitlichen Änderungen der Fluoreszenzausbeute mit dem Zeitintervall der Probenahme ($\Delta t = 4$ h) aufgelöst sind. Da mit wachsender Zeitverschiebung τ die Anzahl der in die Berechnung von γ_R eingehenden Datenpunkte (von anfangs 89) abnimmt, erhöht sich der zur Bewertung als signifikante Korrelation geforderte Mindestwert der Korrelationskoeffizienten r . Aus dem Verlauf der Autokorrelationsfunktion (Abb. IV.8) und tabellierten Werten von r (Sachs, 1982) ergibt sich, daß die Einzelbestimmungen der Fluoreszenzausbeute bis zu einer Zeitverschiebung von 30 Stunden mit 1 % Irrtumswahrscheinlichkeit als signifikant korreliert anzusehen sind, zeitliche Änderungen mit einem Proben-Intervall von $\Delta t = 4$ h also im statistischen Mittel aufgelöst wurden.

Entsprechend den Werten von γ_R bis zum ersten Minimum (bei $\tau = 16$ h, s. Abb. VI.8) gewichtet wird die Zeitreihe von R gleitend gemittelt und geglättet; die resultierende Zeitreihe der Fluoreszenzausbeute $R_m(t)$ ist in Abb. IV.9 dargestellt. Diese übergreifende Mittelung dient zwei Zwecken:

- (1) R wird an den Stützstellen (Probenzeitpunkten), an denen die Kalibrierung aufgehängt werden soll, auf eine breitere statistische Basis gestellt.
- (2) Durch Betrachten des Verhältnisses R/R_m wird es möglich, die Fluoreszenzausbeute auf einen Einfluß durch solare Einstrahlung hin zu untersuchen und diesbezüglich zu korrigieren. Im Varianzspektrum von R deutet sich durch ein (allerdings nicht signifikantes) lokales Maximum über der Tagesfrequenz (1 cpd) ein Tageslichteinfluß an. Dieser sich andeutende und zu erwartende (s. Abschnitt III.3.2) Tageslichteinfluß wird von verschiedenen anders bedingten zeitlichen Änderungen der Fluoreszenzausbeute jedoch überlagert, so daß durch Regression von R gegen die gemessene diffuse Einstrahlung $E_d(500 \text{ nm})$ im Schleppfisch-Profil keine statistisch signifikante Abhängigkeit beider Größen zu ermitteln ist. Eine (logarithmische) Regression von R/R_m gegen $E_d(500 \text{ nm})$ (Abb. IV.10) hingegen zeigt, daß eine mit 0.1 % Irrtumswahrscheinlichkeit signifikante Korrelation zwischen solarer Einstrahlung und Fluoreszenzausbeute

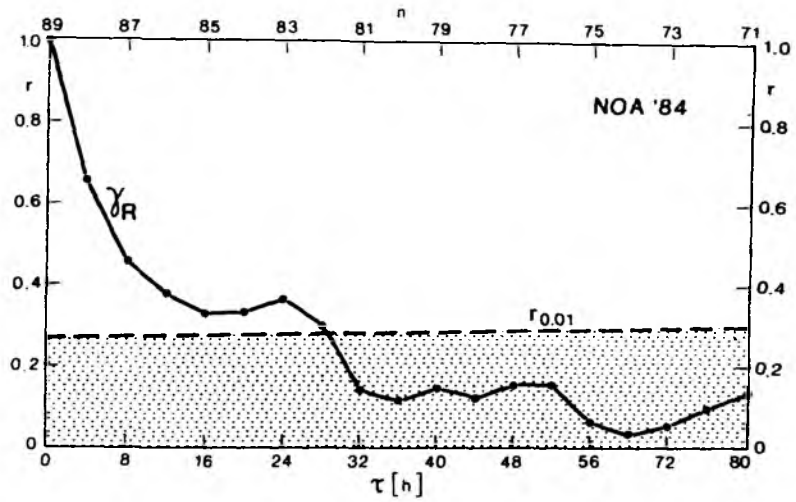


Abb. IV.8: Normierte Autokorrelationsfunktion γ_R der oberflächennah bestimmten Fluoreszenzausbeute. Auf der unteren Abzisse ist die Zeitverschiebung in Stunden angegeben, auf der oberen die Anzahl der in die Berechnung der Korrelationskoeffizienten eingehenden Datenpunkte. Die Anzahl nimmt proportional zur Zeitverschiebung ab. Der Punktraster kennzeichnet den Bereich bis zu 1 % Irrtumswahrscheinlichkeit insignifikanter Korrelation.

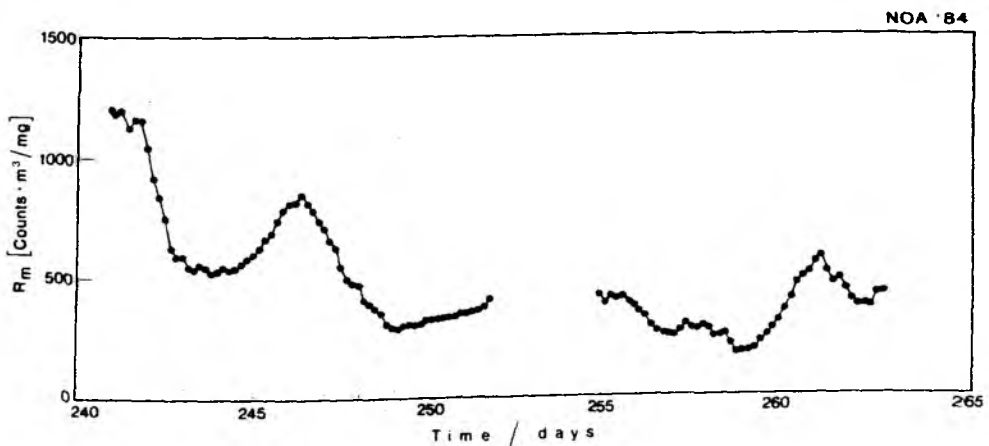


Abb. IV.9: Zeitreihe der Fluoreszenzausbeute nach übergreifender Mittelung mit Wichtung entsprechend der Autokorrelationsfunktion.

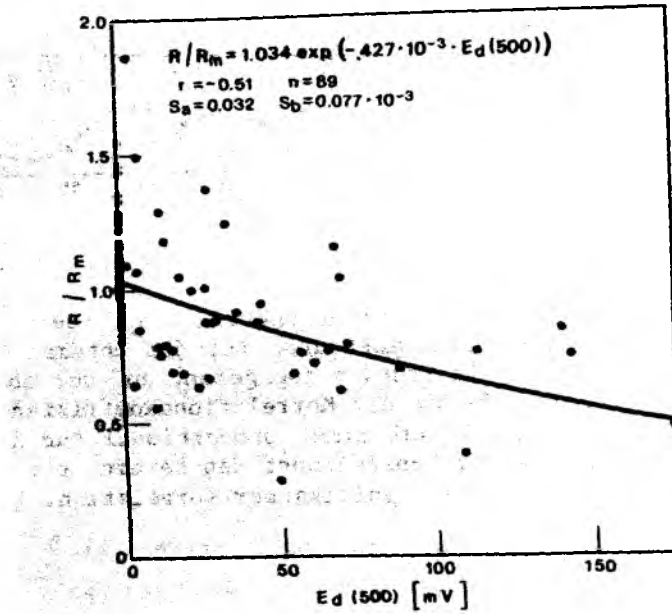


Abb. IV.10: Strahlungseinfluß auf die normierte Fluoreszenzausbeute R/R_m . Streudiagramm und exponentielle Regression; r gibt den Korrelationskoeffizienten an, n die Anzahl der Wertepaare, S_a und S_b sind die Standardabweichungen von Ordinaten-Abschnitt und Exponentialkoeffizient.

besteht, und zwar auch dann, wenn man zur Bestimmung der Signifikanzschwelle des Korrelationskoeffizienten alle Punkte mit $E_d(500 \text{ nm}) = 0$ außer Betracht läßt, also von einer weniger schiefen Verteilung ausgeht. Das negative Vorzeichen des ermittelten Regressions-Exponentialkoeffizienten entspricht den Erwartungen, die sich aus Abschnitt III.3.2 ergeben. Der so empirisch ermittelte Tageslichteinfluß kann dann bei der Kalibrierung berücksichtigt und eliminiert werden. Es mag eingewendet werden, daß die Vorgehensweise, zunächst zu mitteln und anschließend den Quotienten vom Einzel- zum Mittelwert R/R_m zu benutzen, um einen statistischen Zusammenhang zwischen solarer Einstrahlung und Fluoreszenzausbeute zu bestimmen, einen Umweg darstelle und daß einfacher und direkter die Einzelwerte von R , die implizit auch den Tageslichteinfluß berücksichtigen, zur Kalibrierung herangezogen werden können. Damit wäre aber nur der Tageslichteinfluß direkt in Oberflächennähe, wo R tatsächlich bestimmt wurde, zu berücksichtigen. Viele der während des Tages aufgenommenen Fluoreszenzprofile zeigen innerhalb der homogenen (bezogen auf die hydrographischen Parameter T , S und σ_T) Deckschicht einen zur Oberfläche hin auffälligen abnehmenden Verlauf. Durch Benutzung des empirisch ermittelten Zusammenhangs zwischen R/R_m und $E_d(500 \text{ nm})$ und der gemessenen Einstrahlungsprofile wird es möglich, den Tageslichteinfluß auch in der Tiefe zu eliminieren. Dabei kann hier allerdings nicht berücksichtigt werden, daß sich mit der spektralen Zusammensetzung des einfallenden Lichtes über die Tiefe auch der Tageslichteinfluß auf R/R_m verändern könnte. Dennoch hat dieses vereinfachende Verfahren, den Tageslichteinfluß zu eliminieren, den gewünschten Effekt, die aus den Fluoreszenzdaten berechneten Chl-Profile im oberen Bereich zu begradigen.

Das dargelegte Stützstellen-Kalibrierverfahren läßt sich wie folgt kurz zusammenfassen:

1. Bestimmung der Fluoreszenzausbeute R aus zeit/orts-gleichen Fluoreszenzmessungen und Chlorophyllproben an den Stützstellen.
2. Offsetkorrektur des Fluoreszenzsignals.
3. Berechnung von R_m durch gleitende Mittelung der Zeitreihe von R mit Gewichtung entsprechend der Autokorrelationsfunktion.
4. Regressive Bestimmung der Exponentialkoeffizienten $c_{0,E}$ und $c_{R,E}$ (siehe Gl. IV.2) des Tageslichteinflusses auf die Fluoreszenzausbeute.

5. Umrechnung von F1 in Chl. Für Fluoreszenzdaten, die zeitlich zwischen den Stützstellen im 4-Stunden-Abstand liegen, wird R_m linear interpoliert. Die Konzentration von Chl-a in situ ergibt sich dann aus:

$$\text{Chl}_{F1} = F1 \cdot \left\{ R_m \cdot c_{0,E} \cdot \exp [c_{R,E} \cdot E_d(500)] \right\}^{-1} \quad (\text{Gl. IV.2})$$

In allen drei Datensätzen von NOA '84, '85 und '86 wurden die Fluoreszenzmeßwerte nach dem Prinzip der Stützstellenkalibrierung in Chl_{F1} gewandelt. Diesbezügliche Unterschiede zwischen den einzelnen Datensätzen beschränken sich im wesentlichen auf die Zahlenwerte der jeweils ermittelten Regressionskoeffizienten des Tageslichteinflusses und der Autokorrelationsfunktion.

IV.4 Diskussion des Stützstellen-Kalibrierverfahrens und Fehlerabschätzung

Die Kalibrierung in situ gemessener Fluoreszenzdaten anhand parallel genommener Pigmentproben kann als Standardverfahren angesehen werden. Fluoreszenz-Datensätze, die über kürzere Zeiträume (Stunden bis Tage) und in begrenzten Seegebieten (einige 10 - 100 km) aufgezeichnet wurden, können im allgemeinen einheitlich anhand der gewonnenen Regressionskoeffizienten kalibriert werden (Denman and Herman, 1978; Fasham et al., 1983; Fasham et al., 1985, Herman, 1977; Herman and Denman, 1977) oder zumindest einheitlich für einzelne Meßabschnitte nach Unterteilung des Datensatzes (Denman, 1976). Die vorliegenden SEA-ROVER-Datensätze decken Horizontalskalen von mehreren 1000 km ab und ihre Aufzeichnung dauerte jeweils Wochen. Aufgrund starker Veränderlichkeit der Fluoreszenzausbeute auf solchen Längen- und Zeitskalen liefert eine einheitliche Kalibrierung hier keine befriedigenden Resultate (s. Abschnitt IV.3). Für diese Datensätze wurde eigens ein Stützstellen-Kalibrierverfahren entwickelt. Bei diesem Verfahren ändern sich die Koeffizienten kontinuierlich, den Variationen der Fluoreszenzausbeute entsprechend. Tageslichteinflüsse auf die Fluoreszenzausbeute hatten es bei fremden Datensätzen mitunter notwendig gemacht, daß sich über mehrere Tage erstreckende Meßreihen in Tag- und Nachtabschnitte unterteilt werden mußten (Fasham and Fugh, 1976; Weber et al., 1986) und damit die abgedeckten Zeit- und (bei Messungen vom fahrenden Schiff) Raumskalen nach oben beschnitten wurden. Die Elimination des Tageslichteinflusses im Zuge der Kalibrierung der eigenen Fluoreszenzdaten gewährleistet eine Abdeckung von Längenskalen bis zur horizontalen Erstreckung der gefahrenen Schnitte (2000 km) in gleichbleibend hoher horizontaler Auflösung.

Der Fehler, der nach der Stützstellen-Kalibrierung den berechneten Chlorophyllkonzentrationen Chl_{Fl} anhaftet, kann dadurch abgeschätzt werden, daß Chl_{Fl} mit der photometrisch aus Wasserproben bestimmten Konzentration Chl_{Pr} verglichen wird. Dabei sei hier davon ausgegangen, daß Chl_{Pr} die wahre absolute Chlorophyllkonzentration angebe (bzgl. des tatsächlichen Fehlers siehe Abschnitt IV.2). Beide Größen, Chl_{Fl} und Chl_{Pr} , liegen zeit- und orts-gleich sowohl an den oberflächennahen Stützstellen als auch bei parallelen Schöpfer- und Fluoreszenzprofilen vor.

Es soll zunächst der Fehler in den oberflächennahen Konzentrationen analysiert werden. Dabei ist zu berücksichtigen, daß Chl_{Fl} nicht unabhängig von Chl_{Pr} ist. Ein Vergleich beider Größen an den Stützstellen liefert den Fehler, der im Zuge der Kalibrierung durch übergreifende Mittelung der Fluoreszenzausbeute und durch Elimination des statistisch mittleren Tageslichteinflusses entstanden ist. Als Maß für den Fehler werden alternativ zwei Parameter angegeben: Die mittlere relative Abweichung

$$\delta = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n \left| \frac{Chl_{Fl,i} - Chl_{Pr,i}}{Chl_{Pr,i}} \right| \quad (Gl. IV.3)$$

und

$$\delta^* = \frac{1}{\sqrt{N}} \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N \frac{(Chl_{Fl,i} - Chl_{Pr,i})^2}{Chl_{Pr,i}^2}} \quad (Gl. IV.4)$$

N bezeichnet in beiden Fällen die Anzahl der Stützstellen in den jeweiligen Datensätzen. δ^* geht über in den relativen Variationskoeffizienten einer Stichprobe, wenn statt auf die Einzelwerte $Chl_{Pr,i}$ auf die mittlere Konzentration Bezug genommen wird; δ^* mag daher als relativer Variationskoeffizient der Einzelwerte bezeichnet werden. Als mittlere relative Abweichung wurde für NOA'84 $\delta = 16\%$, für NOA'85 $\delta = 28\%$ und für NOA'86 $\delta = 15\%$ gefunden. Als mittlerer relativer Variationskoeffizient der Einzelwerte ergab sich für NOA'84 $\delta^* = 2.4\%$, für NOA'85 $\delta^* = 6.5\%$ und für NOA'86 $\delta^* = 3.1\%$. Der an den Stützstellen abgeschätzte Fehler kann als charakteristisch für alle oberflächennahen Konzentrationen angesehen werden, da sich aus der Autokorrelationsfunktion der Fluoreszenzausbeute ergab, daß die zeitliche (bzw. horizontale) Variabilität der Ausbeute mit dem Intervall der Stützstellen aufgelöst wird (wie in Abschnitt IV.3 gezeigt). Die weit-

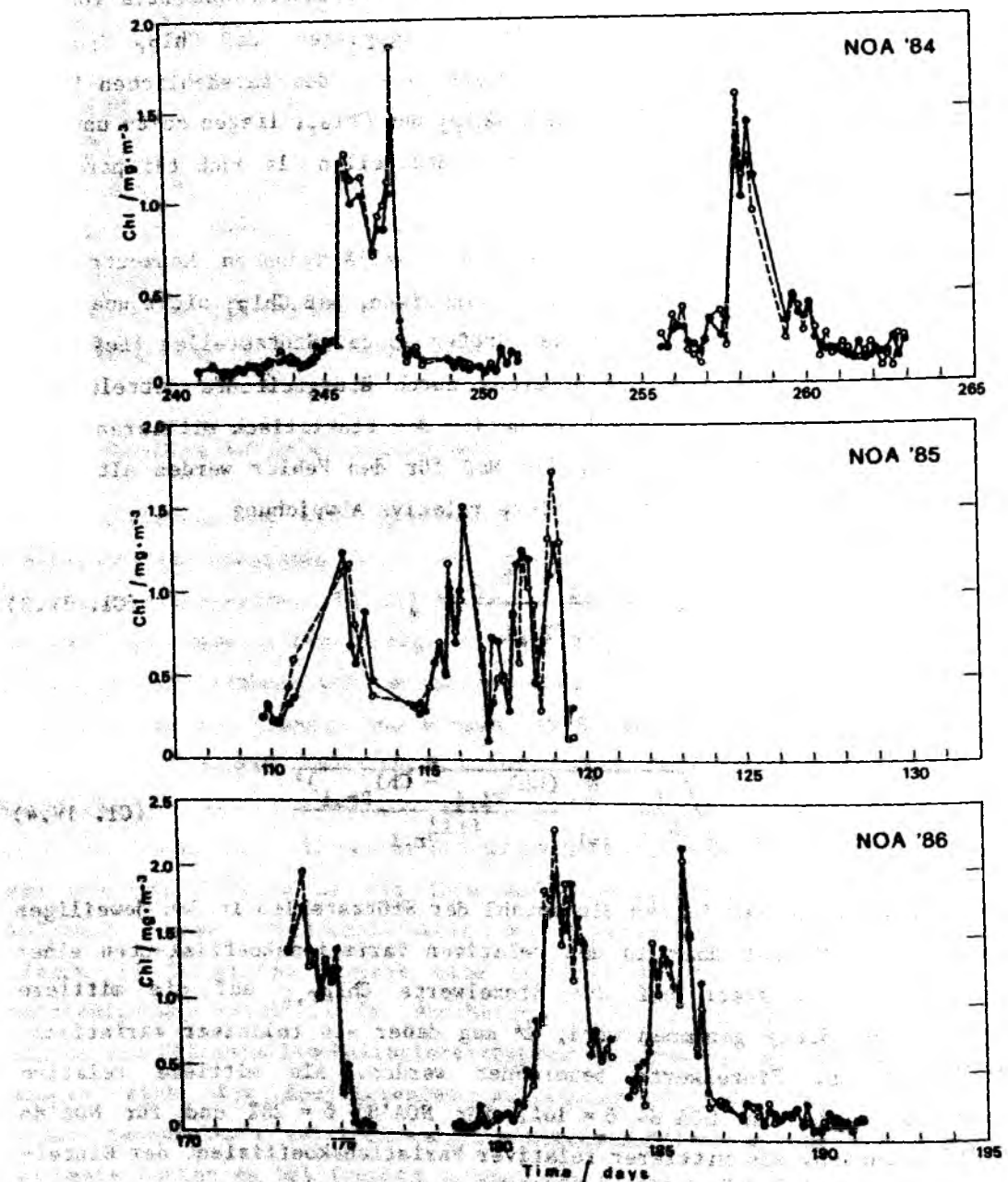


Abb. IV.11: Vergleich der oberflächennahen Chlorophyllkonzentrationen - einerseits photometrisch aus Pigmentproben bestimmt (Punkte) und andererseits aus Fluoreszenzmessungen berechnet (offene Kreise) - in Zeitreihendarstellung für die Expeditionen NOA '84, '85 und '86. Die Zeitachse gibt den Tag des jeweiligen Jahres an.

gehende Übereinstimmung von Chl_{F1} und Chl_{Pr} in Oberflächennähe wird in Abb. IV.11 durch Zeitreihen beider Größen veranschaulicht.

Eine Aussage über den relativen Fehler vertikaler Chlorophyllverteilungen $\text{Chl}_{F1}(z)$ ist aus dem Vergleich mit photometrisch bestimmten Konzentrationen $\text{Chl}_{Pr}(z)$ aus Schöpferserien (s. Abschnitt II.2) zu erhalten. Der wesentliche Zweck ist hierbei, zu überprüfen, inwieweit eine Kalibrierung vertikaler Fluoreszenzprofile anhand ausschließlich oberflächennaher Stützstellen die wahre vertikale Chlorophyllverteilung korrekt reproduziert. Weiterhin soll die Methode der Stützstellenkalibrierung gegen zwei alternative Kalibrierungsverfahren getestet werden. Dazu müssen zunächst aus parallelen Fluoreszenzprofilen und Schöpferserien die Vertikalverteilungen der Fluoreszenzausbeute R ermittelt werden.

Bei der Expedition NOA'86 konnten Fluoreszenzprofile zeit- und ortsgleich mit Schöpferserien aufgezeichnet werden. Dies wurde ermöglicht durch eine, im Zusammenhang mit dieser Arbeit entwickelten, Serien-Fluoreszenzsonde (Fischer, Strass und Meinke, 1988), die sowohl die Energieversorgung des Fluorometers übernimmt als auch Fluoreszenz- und Druckdaten intern speichert und es somit ermöglicht, das Fluorometer direkt am Serendraht mitzufieren. Während der vorangegangenen Expeditionen NOA'84 und NOA'85 stand diese Sonde noch nicht zur Verfügung. Hier wurde das Fluorometer nur im Schleppfisch eingesetzt, wodurch Schöpferserien und zeitnächste Fluoreszenzprofile bis zu einer Stunde auseinander lagen. Um Chl_{Pr} - und $F1$ -Profile von NOA'84 and NOA'85 einander zuzuordnen, wurden beide Profile längs der Tiefenachse so gegeneinander verschoben, daß die entsprechenden Temperaturprofile von Kippthermometern an Wasserschöpfern und vom Schleppfisch bestmöglichst übereinstimmen. Diese Art der Zuordnung über die Temperatur beseitigt weitgehend Vertikalversetzungen nicht-zeitgleicher Profile, wie sie durch interne Wellen niedrigen Modus' hervorgerufen werden, und erhält gleichzeitig die Unabhängigkeit der zu vergleichenden Fluoreszenzmessungen und Schöpfer-Chlorophyllkonzentrationen. Vertikalverteilungen der Fluoreszenzausbeute konnten für NOA'84 anhand aller genommenen Schöpferserien (s. Tab. II.2) außer Serie 6 bestimmt werden; bei Serie 6 war die Sensitivität des Fluorometers wegen gealterter Blitzlampe stark abgefallen. Für NOA'85 konnte nur Serie 2 in Betracht gezogen werden; die vier anderen waren wegen des Verlustes von Pigmentproben hinsichtlich der Anzahl auswertbarer Schöpfer zu spärlich besetzt oder zeitlich/räumlich zu weit vom nächsten Fluoreszenz-

Tab. IV.2 : Chlorophyll-Fehlerstatistik aus Schöpferserien

Chl _{Pl} =		$\frac{Pl}{R_0}$	$\frac{Pl}{\bar{R}}$	$\frac{Pl - a}{R_b}$	$\delta = \frac{1}{\sqrt{N}} \left \frac{Chl_{Pl,i} - Chl_{Pr,i}}{Chl_{Pr,i}} \right $	$\delta^* = \frac{1}{\sqrt{N}} \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum \frac{(Chl_{Pl,i} - Chl_{Pr,i})^2}{Chl_{Pr,i}^2}}$					
Datenbasis	N	R ₀	\bar{R}	R _b	a	δ_{R_0}	$\delta_{\bar{R}}$	δ_{R_b}	$\delta_{R_0}^*$	$\delta_{\bar{R}}^*$	$\delta_{R_b}^*$
		Zst · m ³ mg			Zst	%					
NOA'84/Serie 1	7	1143	1343	1011	32	32.8	27.1	33.3	16.6	12.3	17.6
"	2	726	643	773	- 9	29.6	32.2	22.6	14.6	15.7	11.7
"	3	198	199	184	2	21.1	20.9	22.8	10.9	10.8	11.6
"	4	625	315	239	11	49.5	28.5	28.8	21.9	17.1	18.6
"	5	250	302	443	- 59	30.2	22.6	35.4	15.4	10.6	21.3
Mittelwerte:						32.6	26.3	28.6	15.9	13.3	16.2
s(Mittelwert):						± 10.4	± 4.6	± 5.9	± 4.0	± 2.9	± 4.3
NOA'85/Serie 2	4	1431	1326	1541	- 68	16.0	17.4	15.3	12.4	12.6	10.5
NOA'86/Serie 1	6	1581	985	1519	-152	37.7	31.8	22.2	19.2	14.6	14.7
"	2	742	897	904	3	20.6	15.4	14.9	11.8	6.9	6.7
"	5	170	187	166	12	23.1	19.7	20.5	10.6	9.0	9.6
"	6	1574	1596	1520	31	12.6	12.1	12.0	6.2	6.0	6.0
"	7	1139	1349	1701	- 98	18.9	11.9	5.6	15.4	6.0	2.8
"	8	1385	1810	1842	5	33.4	20.1	20.7	23.9	12.9	12.9
Mittelwerte:						24.4	18.5	16.0	14.5	9.2	8.8
s(Mittelwert):						± 9.4	± 7.4	± 6.4	± 6.4	± 3.7	± 4.5
Ges.-Mittelw.:						27.1	21.6	21.2	14.9	11.2	12.0
s(Ges.-Mittel):						± 10.4	± 7.0	± 8.6	± 5.0	± 3.7	± 5.4

profil entfernt. Für NOA'86 wurden die sechs Serien ausgewertet, bei denen oben erwähnte Serien-Fluoreszenzsonde tatsächlich zum Einsatz gekommen war.

Die statistische Auswertung paralleler Fluoreszenzprofile und Schöpferserien ist in Tab. IV.2 zusammengefaßt. N gibt darin die Anzahl der Schöpfer der jeweiligen Serie an. R_0 bezeichnet die Fluoreszenzausbeute in der obersten Schöpfertiefe, \bar{R} die mittlere Ausbeute eines jeden Profiles, R_b und a die in einer linearen Regressionsanalyse von Fl gegen Chl_{Pr} für jede Serie ermittelte Geradensteigung bzw. den Fl-Achsenabschnitt. Vor der Berechnung der Fluoreszenzausbeute $R = Fl/Chl_{Pr}$ wurde das Fluoreszenzsignal zunächst der gleichen Offsetkorrektur wie vor der Bestimmung der Ausbeute aus den oberflächennahen Stützstellen unterzogen (s. Abschnitt IV.3). Mittels R_0 , \bar{R} und R_b (zusammen mit a) wurde dann auf drei verschiedene Weisen aus dem Fluoreszenzsignal in den verschiedenen Schöpfertiefen (Index i) die Chlorophyllkonzentration $Chl_{Pl,i}$ berechnet. Eine Abschätzung des relativen Fehlers der vertikalen Chlorophyllverteilung $Chl_{Fl,i}$ ergibt sich dann aus dem Vergleich dieser Werte mit den Chlorophyllkonzentrationen $Chl_{Pr,i}$ aus Schöpfern. Als Fehlermaße werden in Tab. IV.2 wieder die in den Gleichungen IV.3 und IV.4 definierte mittlere relative Abweichung δ und der mittlere relative Variationskoeffizient der Einzelwerte δ^* angegeben. Die Indices R_0 , \bar{R} und R_b an δ sowie δ^* bezeichnen die Methoden, nach denen die Konzentrationen $Chl_{Fl,i}$ berechnet wurden; δ_{R_0} bzw. $\delta^*_{R_0}$ sind daher die Maße für den Fehler vertikaler Chlorophyll-Konzentrationsprofile, der bei Kalibrierung anhand ausschließlich oberflächennah bestimmter Fluoreszenzausbeute (wie bei der in Abschnitt IV.3 beschriebenen Stützstellenkalibrierung) gemacht wird. Zur Quantisierung des Fehlers ist δ^* gegenüber δ vorzuziehen, da es ein allgemein üblicheres Fehlermaß darstellt. Der Fehler bei Stützstellenkalibrierung beträgt demnach $\delta^*_{R_0} = 14.9 \%$. Die Gesamt-Mittelwerte (über die Serien aller Expeditionen) von sowohl δ als auch δ^* deuten an, daß die Stützstellen-Kalibrierung zwar das von den drei getesteten Verfahren schlechteste Ergebnis liefert, sich unter Berücksichtigung der Standardabweichungen s aber keine signifikante Unterlegenheit feststellen läßt. Das Verschwinden signifikanter Unterschiede deutet auf eine nur geringe Änderung der Fluoreszenzausbeute über den betrachteten Tiefenbereich (5 - 100 m) hin; tatsächlich beträgt der mittlere relative Variationskoeffizient der R_i (nicht in Tabelle IV.2 mit einbezogen), der ein Maß für den relativen Fehler von \bar{R} ist, 11.2 %. Die Veränderung der Fluoreszenzausbeute über ein Profil ist

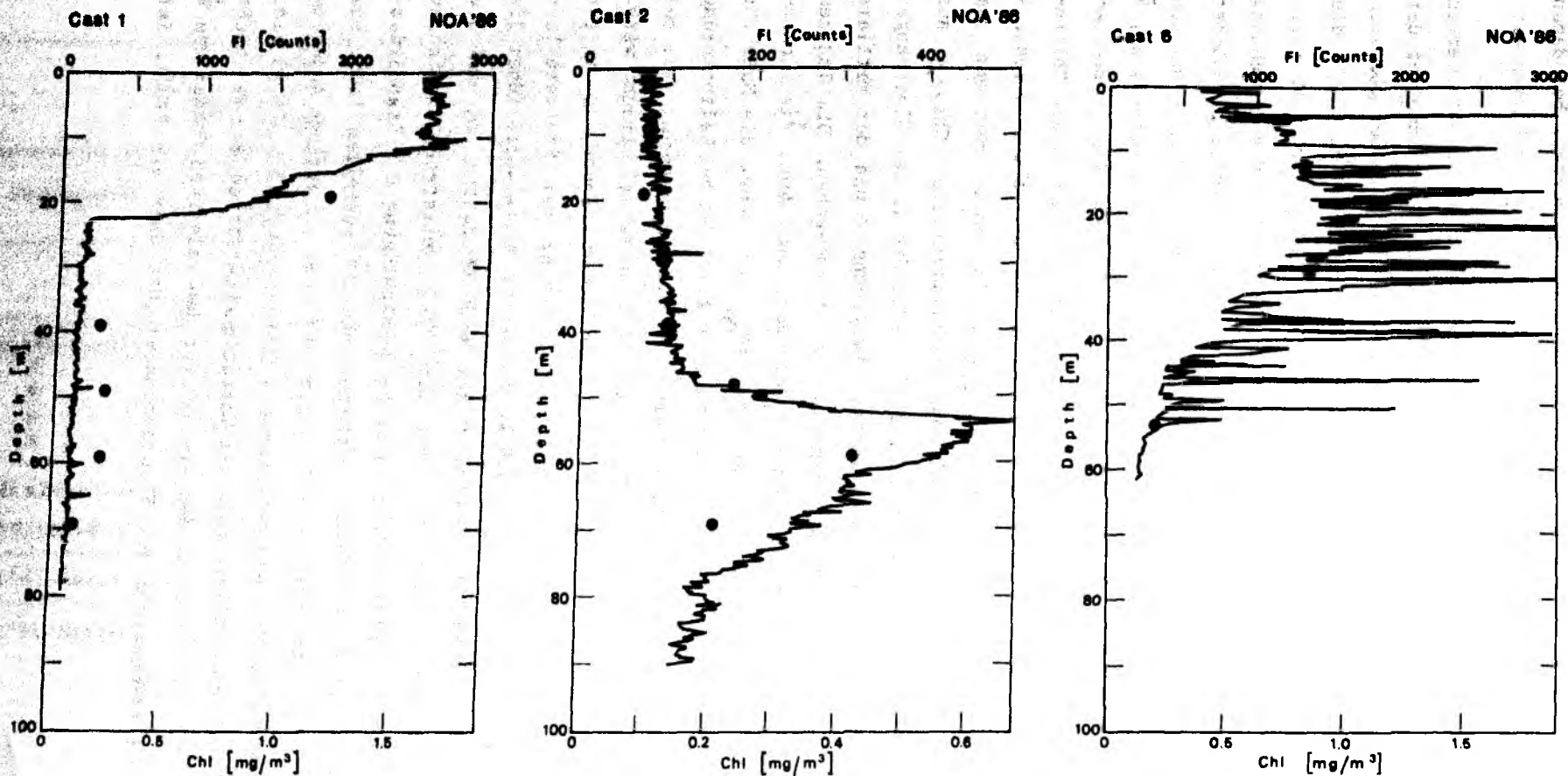


Abb. IV.12: Typische Fluoreszenz- und Chlorophyllprofile. Die obere Abzisse skaliert die Fluorometer-Zählerstände, die untere Abzisse die Chlorophyllkonzentrationen, welche bei Kalibrierung entsprechend des Stützstellenverfahrens (s. Text) aus dem kontinuierlichen Fluoreszenzprofil resultieren. Die Punkte geben zum Vergleich an, welche Chlorophyllkonzentrationen aus parallel genommenen Schöpferserien photometrisch bestimmt werden.

damit deutlich geringer als zwischen den Serien. (Dazu sei angemerkt, daß zwischen den Serien 5 und 6 von NOA'86 die Blitzlampe des Fluorometers ausgewechselt und damit auch die Fluoreszenzausbeute wieder hochgesetzt wurde.)

In Abb. IV.12 wird die relativ gute Übereinstimmung von kalibrierten Fluoreszenz- und Schöpferserien-Chlorophyllprofilen graphisch veranschaulicht. Die gezeigten Profile stammen von NOA'86 und wurden nach dem Kriterium ausgewählt, möglichst verschiedenartige Vertikalstrukturen aufzuweisen. Hinsichtlich des Kalibrierfehlers sind sie als typisch anzusehen (vgl. mit Tab. IV.2). Kalibriert wurde entsprechend dem Stützstellenverfahren mit R_0 . Die Feinstruktur, d.h. die aus dem Grundniveau hinausragenden Maxima geringer vertikaler Ausdehnung des in Abb. IV.12c gezeigten Profils sind offensichtlich nicht durch instrumentelles Rauschen bedingt. Man beachte, daß unterhalb von 55 m Tiefe das Profil ruhig wird. Die positiven Ausreißer darüber können beispielsweise durch große Phytoplanktonpartikel verursacht sein.

Zusammengefaßt haben obige Fehlerabschätzungen folgendes ergeben: Durch die Stützstellen-Kalibrierung anhand ausschließlich in Oberflächennähe bestimmter Kalibrierpunkte konnten vertikale Fluoreszenzprofile bis auf einen relativen Fehler $\delta^* = 15\%$ in Profile der Chlorophyllkonzentration überführt werden. Der relative Fehler ist geringer, wenn nur der oberflächennahe Tiefenbereich betrachtet wird, und beträgt hier im Mittel über die drei Expeditionen $\delta^* = 4\%$. Die Stützstellen-Kalibrierung liefert ein nur insignifikant schlechteres Ergebnis als eine alternative Kalibrierung anhand von Schöpferserien. Letztere würde bei Routine-Einsatz regelmäßige, etwa mindestens zweimal täglich zu nehmende Schöpferserien erfordern und wäre damit wegen notwendiger Fahrtunterbrechungen nur auf Kosten der Synoptizität der Vermessung möglich.

V. METHODEN ZUR BESTIMMUNG AUS CHLOROPHYLL- UND EINSTRAHLUNGSDATEN ABGLEITETER VARIABLEN

Um keine Mißverständnisse über das Hauptanliegen dieser Arbeit aufkommen zu lassen, sei hier mit Bezug auf die Einleitung ausdrücklich noch einmal festgestellt, daß in erster Linie die Verteilung der Chlorophyllkonzentration selbst und ihre Abhängigkeit vom physikalischen Umfeld von Interesse ist. Im vorangegangenen Abschnitt konnte gezeigt werden, daß die fluorometrisch bestimmten Chlorophyllkonzentrationen bis auf einen Fehler von etwa 15 % vertrauenswürdig sind. Diese Vertrauenswürdigkeit erlaubt, die Chlorophyll-daten als Basis zur Ableitung weiterer relevanter Größen zu benutzen. Aufgrund sorgfältiger von Horch (1988) durchgeführter Fehleranalysen können auch die mit dem SEA-ROVER-Schleppfischsystem gesammelten Einstrahlungs-daten als hinreichend genau betrachtet werden, um sie in weitergehende Berechnungen einfließen zu lassen. Da Chlorophyll- und Einstrahlungsdaten parallel vorliegen, eröffnet sich die Möglichkeit, unter Vorbehalten auch in-situ-Produktionsraten zu berechnen (s. Abschnitt V.2) und zu simulieren, welche Chlorophyllkonzentration von Satelliten aus erfaßt worden wäre (s. Abschnitt V.3).

V.1 Photosynthetisch verfügbare Quanteneinstrahlung

Gemessen wurde die diffuse Einstrahlung schmalbandig bei 500 nm (s. Abschnitt II.1). Für die Photosynthese ist aber die Zahl der einfallenden Quanten im Spektralbereich der "Photosynthetically Available Radiation" (PAR) zwischen 350 - 700 nm entscheidend (s. Abschnitt III.2). Relative, auf den Oberflächenwert bezogene Profile der Quanteneinstrahlung $Q(350 - 700, z)$ % sind die Grundlage zur Bestimmung der $I\bar{z}$ -Lichttiefe, welche allgemein zur Festlegung der Untergrenze der euphotischen, photosynthetische Produktion erlaubenden Schicht herangezogen wird. Diese allgemein übliche Definition der Untergrenze der euphotischen Zone hat den Vorzug, daß durch sie deren Bestimmung auch mit unkalibrierten Photometern unabhängig von der absoluten, an der Oberfläche einfallenden Einstrahlung möglich ist. Genau daraus ergeben sich aber sofort auch Zweifel am Sinn dieser Definition, denn Photosynthese ist natürlich abhängig von der tatsächlichen Zahl einfallender Quanten und nicht von prozentualen Anteilen.

Die Abdeckung großer horizontaler und saisonaler Zeitskalen durch die zur Verfügung stehenden Datensätze (s. Abschnitt II.3) erlaubt auch eine systema-

tische Untersuchung hinsichtlich der Aussagekraft der 1%-Lichttiefe. Darüber hinaus ist, besonders auch für Modellierarbeiten, eine Abschätzung der Quanteneinstrahlung in absoluten physikalischen Einheiten innerhalb der chlorophyllhaltigen Schicht von großer Bedeutung, vor dem Hintergrund der Knappheit bislang publizierter Felddaten selbst dann, wenn diese Abschätzung nur in Größenordnungen gemacht werden kann. Die Prozedur, aus gemessenen Profilen der monochromatischen Einstrahlung nach mehreren Zwischenschritten Profile der Quanteneinstrahlung in physikalischen Einheiten herzuleiten, wird im folgenden beschrieben:

- 1) Die Schleppfischbahn reicht normalerweise nicht bis direkt an die Oberfläche heran, sondern nur bis auf etwa 10 m Tiefe. Um den Oberflächenwert der diffusen monochromatischen Einstrahlung $E_d^*(500, z=0)$ zu erhalten, müssen zunächst die gemessenen Profile $E_d(500, z)$ extrapoliert werden. Dies geschieht durch Anpassung einer einzelnen Exponentialfunktion $E_d^*(500, z) = E_d^*(500, z=0) \exp(-\bar{k}_d z)$ an das gesamte gemessene Profil; \bar{k}_d ist dann der mittlere Attenuationskoeffizient eines monochromatischen Attenuationsprofils. Für die Anpassung wird gefordert, daß vertrauenswürdige Strahlungsdaten über einen Tiefenbereich von mindestens 20 m vorliegen. Dieser Wert darf nicht zu groß gewählt werden, da sonst, bei gegebenem Meßbereich des Radiometers von 12 Bit, mögliche Werte für \bar{k}_d nach oben beschnitten werden. Die getroffene Wahl erlaubt, daß \bar{k}_d maximal Werte von 0.23 m^{-1} , entsprechend Wasser trüber als Jerlov-Typ III (Jerlov, 1978), annehmen kann, was im Meßgebiet ausreichend Sicherheit gewährt.
- 2) Relative Profile der monochromatischen Einstrahlung können nach Morel und Højerslev (1979) folgendermaßen in relative Profile der Quanteneinstrahlung überführt werden:

$$Q(350 - 700, z) \% = A(z) \cdot (E_d^*(500 \text{ nm}, z) \%)^{B(z)} \quad (\text{Gl. V.1})$$

$A(z)$ und $B(z)$ sind von Morel und Højerslev (1979) empirisch bestimmte tiefenabhängige Koeffizienten. Diese Koeffizienten wurden auch von Horch (1988) benutzt, um zwecks der Bestimmung von Erwärmungsraten Vertikalprofile der gesamten kurzwelligigen Einstrahlung in Energieeinheiten aus $E_d(500, z)$ abzuleiten. $A(z)$ und $B(z)$ wurden von Morel und Højerslev (1979) nur für den Tiefenbereich $5 < z < 100 \text{ m}$ bestimmt, werden hier

aber bis zur Oberfläche benötigt. Eine Extrapolation der Koeffizienten ist vor dem Hintergrund der geforderten Genauigkeit für $Q(350-700, z)$ nicht kritisch, da demgegenüber die Koeffizienten nur einen geringen Wertebereich haben (s. Abb. V.1). Die Extrapolation zur Oberfläche wird in der Weise vorgenommen, daß der in Oberflächennähe weniger variable Exponentialkoeffizient aus Gl. V.1, $B(z)$, linear extrapoliert wird und $A(z)$ dann so gewählt wird, daß aus $E_d^*(500, z=0) = 100\%$ auch folgt $Q(350-700, z=0) = 100\%$. Zwischen den Tiefenstufen, auf denen die Koeffizienten bestimmt wurden, wird $A(z)$ logarithmisch und $B(z)$ linear auf Abstände von 1 m interpoliert. Damit sind alle Voraussetzungen gegeben, relative Profile der Quanteneinstrahlung zu berechnen.

3) Um Profile $Q(350-700, z)$ in absoluten physikalischen Einheiten, also in (Zahl einfallender Quanten) $m^{-2} s^{-1}$ zu erhalten, sind Kalibrierungen des Schleppfisch-Radiometers für die Einstrahlung an der Oberfläche vonnöten. Eine Mehrzahl an Kalibrierungen war deshalb erforderlich, weil das Radiometer mit von Expedition zu Expedition wechselnden Verstärkungen betrieben wurde. Kalibriert wurde an Bord von F.S. "Poseidon" gegen den Strahlungssensor der meteorologischen Anlage des Schiffes, der die gesamte kurzwellige Einstrahlung I_0 in $W m^{-2}$ erfaßt. Ausgehend von einem Oberflächenwert $E_d^*(500, z=0) [V] = a + b I_0 [W m^{-2}]$ und den bekannten Kalibrierkoeffizienten a und b läßt sich dann prinzipiell $Q(350-300, z)$ [(Zahl der Quanten) $m^{-2} s^{-1}$] berechnen. Voraussetzung dafür ist, das Spektrum der gesamten kurzwelligen Einstrahlung in hinreichend viele Bänder aufzuteilen und die relativen Anteile der einzelnen Bänder an der Gesamteinstrahlung I_0 zu bestimmen. Eine entsprechende Aufspaltung in 27 Spektralbänder wurde von Horch et al. (1983) durchgeführt. Der interessierende Spektralbereich von 350 - 700 nm umfaßt dabei 15 Bänder. Bezeichnet λ_1 die zentrale Wellenlänge eines jeden Bandes und $r(\lambda_1)$ den relativen Anteil dieses Bandes am gesamten kurzwelligen Spektrum, so ergibt sich die Zahl der an der Oberfläche pro m^2 einfallenden Quanten im Bereich von 350 - 700 nm aus:

$$Q(350-700, z=0) = \sum_{i=1}^{15} (r(\lambda_1) \cdot I_0 \cdot \frac{\lambda_1}{h \cdot c} \cdot 10^{-9}) \quad (Gl. V.2)$$

mit $h = 6.626 \cdot 10^{-34} J s$ (Plancksches Wirkungsquantum),
 $c = 2.998 \cdot 10^8 m s^{-1}$ (Lichtgeschwindigkeit),
 I_0 in $W m^{-2}$ und λ_1 in nm.

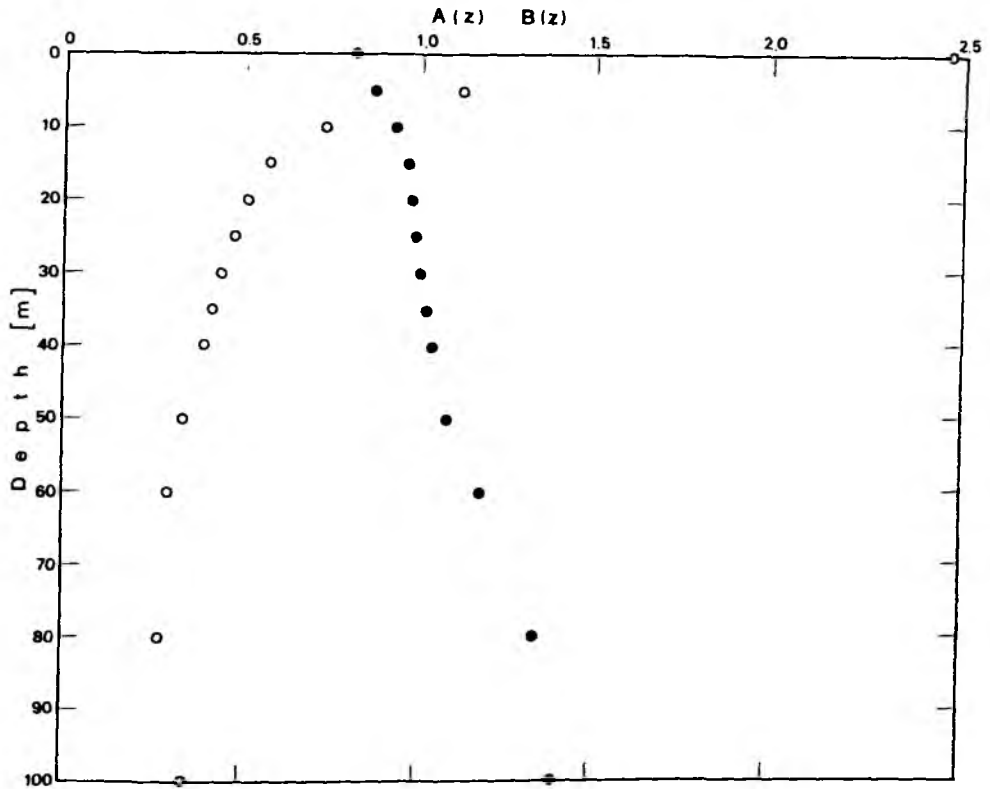


Abb. V.1: Von Morel und Højerslev (1979) empirisch bestimmte Koeffizienten $A(z)$ und $B(z)$ zur Berechnung der gesamten kurzwelligen Quanteneinstrahlung $Q(350 - 700 \text{ nm}, z)$ aus der monochromatisch gemessenen diffusen Einstrahlung $E_d(500 \text{ nm}, z)$. Die Werte für $z=0$ sind extrapoliert.

Damit läßt sich errechnen:

$$Q(350-700, z=0) \text{ [Quanten m}^{-2} \text{ s}^{-1}] = 3.238 \cdot 10^{20} \cdot I_0 \text{ [W m}^{-2}\text{]}.$$

Die gängige Einheit für Quanteneinstrahlung ist Einstein $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

Division durch die Avogadro-Zahl $N_A = 6.02 \cdot 10^{23}$ Moleküle/Mol überführt $Q(350-700, z=0)$ in diese Einheit. Basierend auf dem schon vorher bestimmten relativen Profil $Q(350-700, z)$ [Z] läßt sich nun, ausgehend von $Q(350-700, z=0)$ [$\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$], das Quanteneinstrahlungsprofil in absoluten physikalischen Einheiten berechnen. Die Fehlerabschätzung für so bestimmte Strahlungsprofile wird im Zusammenhang mit der Diskussion der Ergebnisse in Kapitel VII gegeben.

V.2 Aktuelle in-situ-Produktionsraten

Unter der Annahme, daß Nährstoffe in nicht limitierender Konzentration verfügbar sind, lassen sich theoretisch unter Benutzung weniger, weitgehend gesicherter empirischer Beziehungen einfache Modelle herleiten, die es erlauben, aus Chlorophyll-, Licht- und Temperaturdaten Produktionsraten zu berechnen. Für die allgemeine Anwendbarkeit solcher Modelle bedeutet die Annahme keiner Nährstofflimitierung sicher die größte Einschränkung. Der Fehler solcherart berechneter Produktionsraten ist im Rahmen dieser Arbeit nicht quantifizierbar. Berechnete Raten sollen hier daher in erster Linie lediglich zur Diskussion beobachteter Chlorophyll-Verteilungen herangezogen werden, wemgleich auch u.a. Harrison et al. (1985), Platt (1986) und Marra (1987) die Anwendung solch einfacher Produktionsmodelle auf breiter Basis als Ausweg aus dem Dilemma empfehlen, daß Produktionsraten direkt nur mit großem Aufwand zu messen und auf diesem Wege somit nur schwerlich befriedigende Datenüberdeckungen ozeanischer Raum- und Zeitskalen zu schaffen sind.

Die hier benutzten Modellgleichungen wurden von Smith (1980) zusammengestellt. Die zentrale Gleichung für die spezifische Wachstumsrate lautet:

$$\mu \text{ [d}^{-1}\text{]} = \left(\frac{\phi_{\max} k_c Q}{\theta e} \right) \exp \left(1 - \frac{\phi_{\max} k_c Q}{\mu_{\max} \theta e} \right). \quad (\text{Gl. V.3})$$

Darin steht $\phi_{\max} = 0.06 \text{ Mol C / Einst.}$ (nach Bannister, 1974a)

$= 720 \text{ mg C / Einst.}$

für die maximale Quantenausbeute, die den linearen lichtbedingten Anstieg der Photosynthese bei niedrigen Intensitäten angibt,

$$k_c = 0.016 \text{ m}^2 \text{ mg}^{-1} \text{ (nach Bannister, 1974b)}$$

ist der chlorophyllspezifische Attenuationskoeffizient,

$$\theta = 25.5 \text{ (eigene Daten, s. Abschnitt IV.2)}$$

das PPC/Chl-Konzentrationsverhältnis,

$$\mu_{\max} = 10(0.0275T - 0.230) \text{ d}^{-1} \text{ (nach Eppley, 1972)}$$

die temperaturabhängige maximale spezifische Wachstumsrate (T in °C)
im Temperaturbereich $0 \text{ °C} < T < 40 \text{ °C}$ und

$$e = 2.7183.$$

Eine der obigen sehr ähnliche Temperaturabhängigkeit der Wachstumsrate μ_{\max} wurde für eine Vielzahl von Phytoplanktonarten auch von Goldman und Carpenter (1974) gefunden.

Die mathematische Form der Gleichung V.3, welche Photoinhibition, d.h. eine bei sehr hohen Lichtintensitäten wieder abnehmende Wachstumsrate, berücksichtigt, geht auf Steele (1962) zurück. Die Quanteneinstrahlung in Gl. V.3 ist bezogen auf den Spektralbereich 400 - 700 nm und die Zeitbasis d^{-1} . Die nach Gl. V.2 berechnete Quanteneinstrahlung $Q(350-700, z)$ [$\text{E m}^{-2} \text{ s}^{-1}$] muß dementsprechend transformiert werden. Wiederum unter Benutzung der in Abschnitt V.1 beschriebenen Aufspaltung des gesamten kurzwelligen Spektrums nach Horch et al. (1983) ergibt sich näherungsweise

$$Q(400-700, z) [\text{E m}^{-2} \text{ d}^{-1}] = 0.917 \cdot 86400 \quad Q(350-700, z) [\text{E m}^{-2} \text{ s}^{-1}] .$$

Die aktuelle in-situ-Chlorophyllproduktionsrate μ_{Chl} erhält man durch Multiplikation der nach Gl. V.3 berechneten spezifischen Produktionsrate mit der Chlorophyllkonzentration, die Kohlenstoffproduktionsrate durch Multiplikation der Chlorophyllproduktionsrate mit dem PPC/Chl-Verhältnis θ .

Die in dem beschriebenen, von Smith (1980) theoretisch hergeleiteten Modell benutzte Steele-Gleichung (Steele, 1962) wird von Jassby und Platt (1976) kritisiert. Deren Kritik beruht auf einem Vergleich mit Meßdaten, die allerdings nur aus Ästuaren und Küstengewässern stammten. Smith selbst hat sein Modell gegen Daten aus einem weiten limnischen und marinen Bereich getestet. Abweichungen der Modellberechnungen von Meßdaten lagen dabei innerhalb eines Faktors 2. Lafontaine und Peters (1986) kommen durch statistische Analyse von Feldmessungen auf eine empirische Gleichung zwischen Produktion und Temperatur sowie Einstrahlung, deren mathematische Struktur der von Smith sehr ähnlich ist.

V.3 Simulation von Satelliten-Chlorophyllmessungen

Bei passiver Chlorophyll-Fernerkundung im sichtbaren Spektralbereich hängt das empfangene Rückstreusignal ab von der Attenuation des Lichtes bis zum Phytoplankton und zurück zur Meeresoberfläche. Die Vertikalverteilung des Chlorophylls muß also in Betracht gezogen werden, wenn aus dem Rückstreusignal auf den Chlorophyllinhalt oder die mittlere Chlorophyllkonzentration der euphotischen Zone geschlossen werden soll. Auf der Basis der in situ gemessenen Chlorophyllkonzentrations- und Einstrahlungsprofile kann simuliert werden, welche Chlorophyllinhalte bzw. -konzentrationen bei passiver Fernerkundung gemessen worden wären und für welchen Tiefenbereich das Fernerkundungssignal repräsentativ ist. Es wird hierbei davon ausgegangen, daß ohne Attenuation oder bei vertikal homogener Chlorophyllverteilung das mit Fernerkundung empfangene Rückstreusignal fehlerfrei in die mittlere Chlorophyllkonzentration der Wassersäule umgerechnet werden könnte, d.h., daß es keine weiteren Störgrößen, wie beispielsweise atmosphärische Einflüsse oder planktonartenbedingte Rückstreuuunterschiede gäbe. Die Simulation orientiert sich an technischen Daten des Coastal Zone Colour Scanners (CZCS) auf dem NASA-Wettersatelliten NIMBUS-7 (s. Hovis et al., 1980).

Der in-situ-Chlorophyllinhalt der euphotischen Zone ergibt sich durch Vertikalintegration der gemessenen Chlorophyllprofile:

$$C_e = \int_0^{z_e} \text{Chl}(z) dz \quad . \quad (\text{Gl. V.4})$$

Integrationsgrenzen sind die Meeresoberfläche und die Tiefe der euphotischen Zone. Für letztere kann zunächst zur Erläuterung der Methode die 1%-Lichttiefe gesetzt werden. Der obere Umkehrpunkt der Schleppfischbahn liegt üblicherweise in der durchmischten Deckschicht. Für die Integration wird daher davon ausgegangen, daß sich $\text{Chl}(z)$ zwischen oberem Umkehrpunkt und Meeresoberfläche nicht ändere. Die mittlere Chlorophyllkonzentration in der euphotischen Zone ist dann

$$\text{Chl}_e = C_e / z_e \quad . \quad (\text{Gl. V.5})$$

Der Chlorophyllinhalt der euphotischen Zone, der vom CZCS erfaßt würde, ergibt sich (s. auch Smith, 1981) aus dem gewichteten Integral

$$C_s = \int_0^{z_e} \text{Chl}(z) W(z) dz \quad , \quad (\text{Gl. V.6})$$

wobei die Gewichtsfunktion

$$W(z) = \exp(-2k_d z) \quad (\text{Gl. V.7})$$

sowohl die Attenuation des einfallenden als auch des rückgestreuten Lichtes berücksichtigt; k_d ist der Attenuationskoeffizient des relevanten Spektralbandes des CZCS. Zur Chlorophyllschätzung werden CZCS-Spektralbänder von 443, 520 und 550 nm benutzt (Gordon et al., 1980; Smith und Baker, 1982).

Der arithmetische Mittelwert der Attenuation der drei Bänder bei klarem Wasser liegt nahe bei dem für 500 nm (s. Horch et al., 1983), so daß mit den extrapolierten (s. Abschnitt V.1) gemessenen Einstrahlungsprofilen $E_d^*(500, z)$ die vertikale Sensitivitätsabnahme des CZCS simuliert werden kann; k_d entspricht dann \bar{k}_d aus Abschnitt V.1, ist also konstant für jedes Profil, ändert sich aber mit Zeit und Ort. Die vom Satelliten erfaßte Chlorophyllkonzentration ergibt sich (z.B. Smith, 1981) aus

$$\text{Chl}_s = C_s / z_s \quad , \quad (\text{Gl. V.8})$$

wobei die effektive Satelliten-Sichttiefe gegeben ist durch

$$z_s = \int_0^{z_e} W(z) dz \quad . \quad (\text{Gl. V.9})$$

Integration von $z = 0$ bis $z = z_e$, also über das gleiche Tiefenintervall wie zur Berechnung des in-situ-Chlorophyllinhalts, stellt sicher, daß die Satelliten-Sichttiefe nicht künstlich beschnitten wird, wenn man die Tiefe der euphotischen Zone als durch die 1%-Lichttiefe von $E^*(500, z)$ gegeben annimmt. Dies kann einfach gezeigt werden. Für die unbeschränkte Satelliten-Sichttiefe gilt:

$$\int_0^{\infty} W(z) dz = \left[-\frac{1}{2k_d} e^{-2k_d z} \right]_0^{\infty} = \frac{1}{2k_d} = 0.5 k_d^{-1} \quad .$$

Gemäß Gl. V.9 ergibt sich z_s durch Integration bis zur Tiefe der euphoti-

ischen Zone $z_e = 4.6/k_d$:

$$z_s = \int_0^{z_e} W(z) dz = 0.9999 \frac{1}{2k_d} .$$

Aus der euphotischen Zone stammen somit 99.99 % des Fernerkundungssignals. Übliche Praxis zur Schätzung des Rückstreusignals ist es, die Integration nur bis zur oberen Attenuationslänge $1/k_d$ auszuführen. Das Integral

$$\int_0^{1/k_d} W(z) dz = 0.8646 \frac{1}{2k_d} ,$$

berücksichtigt demgegenüber aber nur 86.46 % des Rückstreusignals.

In zum Chlorophyllinhalt analoger Weise kann auch der Inhalt der euphotischen Zone an Chlorophyllproduktion berechnet werden:

$$C_{\mu,e} = \int_0^{z_e} \mu_{Chl}(z) dz . \quad (Gl. V.10)$$

μ_{Chl} ist die Chlorophyllproduktionsrate, wie sie vom Smith-Modell (s. Abschnitt V.2) geliefert wird.

$$C_{\mu,s} = \int_0^{z_e} \mu_{Chl}(z) W(z) dz \quad (Gl. V.11)$$

bedeutet dann den Inhalt an Chlorophyllproduktion in der euphotischen Zone, der vom CZCS erfaßt worden wäre.

Eine Abschätzung des Fehlers der CZCS-Simulationen wird zusammen mit der Präsentation der Ergebnisse in Kap. VII gegeben.

VI. ALLGEMEINE HYDROGRAPHISCHE SITUATION IM MESSGEBIET

Die Verteilung physikalischer und biologischer Parameter entlang des SEA-ROVER-Standardschnittes kann nur vor dem Hintergrund der allgemeinen hydrographischen Situation im Meßgebiet verständlich werden. Darum sei mit diesem Kapitel zunächst ein Überblick über wesentliche Charakteristika der Hydrographie und des Strömungsfeldes in der Umgebung des Standardschnittes vorangestellt. Solch ein Überblick kann hier aber nur fragmentarisch auf das Wesentliche beschränkt bleiben. Ausführlichere Darstellungen der Verteilung hydrographischer Parameter im Nordatlantik finden sich beispielsweise im IGY-Atlas (Dietrich, 1969), RBS-Atlas (Robinson, Bauer und Schroeder, 1979), Levitus-Atlas (Levitus, 1982), im auf dem RBS-Atlas basierenden "Isopycnic Atlas of the North Atlantic Ocean" (Bauer and Woods, 1984) und in einer Zusammenstellung verschiedenster Parameterfelder von Woods (1987). Karten meteorologischer Variablen und von Oberflächenflüssen, basierend auf Bunker-Daten (Bunker, 1976), wurden von Isemer und Hasse (1985, 1987) erstellt.

VI.1 Hydrographische Aspekte aus historischen Daten

Der Standardschnitt (s. Abschnitt II.3) erstreckt sich, von den Azoren ausgehend, in Richtung Kap Farvel an der Südspitze Grönlands bis 55° N. Er schneidet dabei die nordatlantische Polarfront (Dietrich, 1964), die mit dem nördlichsten Zweig des nordatlantischen Stromes verbunden ist (Abb. VI.1). Die Polarfront trennt Wassermassen des subpolaren zyklonalen Gyres von subtropischen des antizyklonalen Gyres. Der nordatlantische Strom ist in Abb. VI.1 als durchgehendes schmales Stromband gezeichnet, muß nach Drifterdaten von Krauss und Käse (1984) jedoch eher als Residualströmung in einem mehrere Breitengrade breiten Band hoher kinetischer Wirbelenergie aufgefaßt werden.

Meridionale Unterschiede des Windfeldes längs des Standardschnittes führen dazu, daß sich im klimatologischen Mittel aus der Rotation der Windschubspannung, $\text{rot } \vec{\tau}$, verschiedene Ekman-Vertikalgeschwindigkeiten $\vec{w}_\tau = \text{rot } \vec{\tau} / (\rho \cdot f)$ ergeben (ρ = Dichte des Wassers, f = Coriolis-Parameter). Abb. VI.2 zeigt, daß im Nordteil des Standardschnittes Auftrieb (Ekman-suction) mit etwa 30 m/Jahr und im Südteil Abtrieb (Ekman-pumping) mit ebenfalls etwa 30 m/Jahr zu erwarten sind.

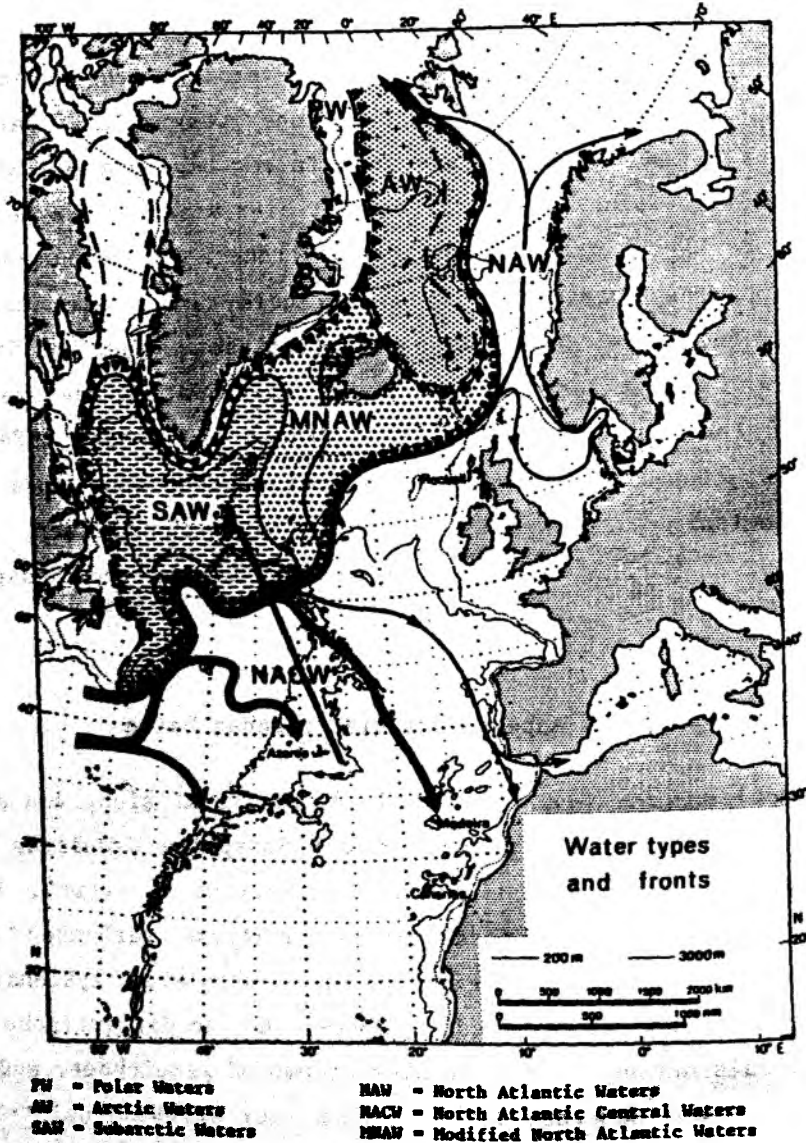


Abb. VI.1: Wassermassen und Fronten im Bereich des nordatlantischen Stromes. Die kleingepunktete Linie parallel zum nördlichsten Stromzweig markiert die Polarfront. Das Geradenstück zwischen den Azoren und der Südspitze Grönlands repräsentiert den SEA-ROVER-Standard-schnitt (nach Woods, 1987; basierend auf Dietrich et al., 1975).

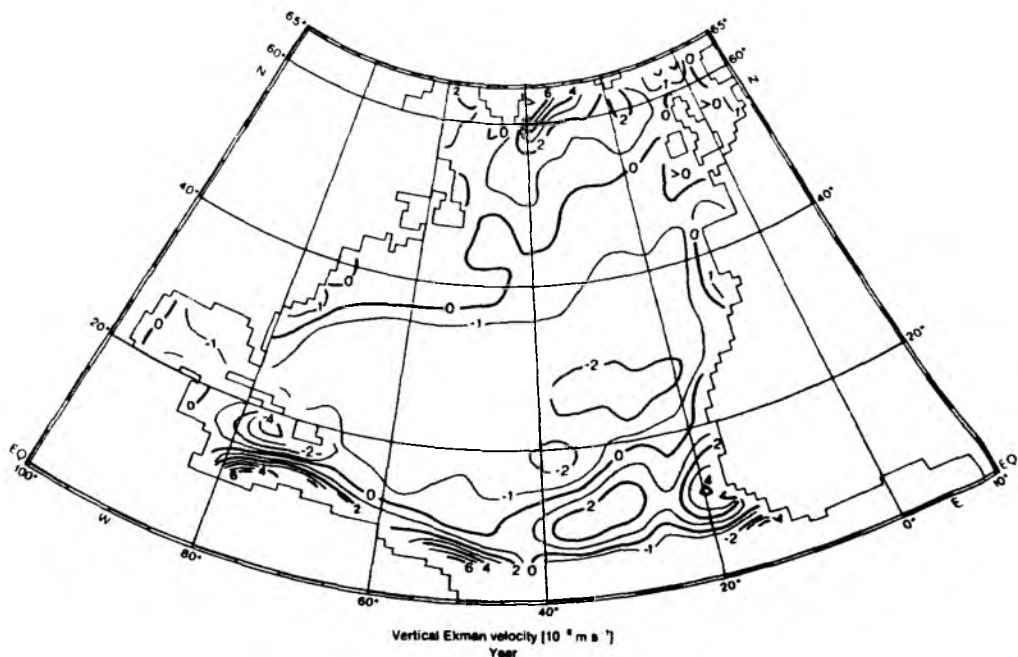


Abb. VI.2: Verteilung der aus der Rotation der Windschubspannung resultierenden Ekman-Vertikalgeschwindigkeit im Nordatlantik (aus Isemer und Hasse, 1987); 10^{-6} m s^{-1} entsprechen etwa 30 m a^{-1} .

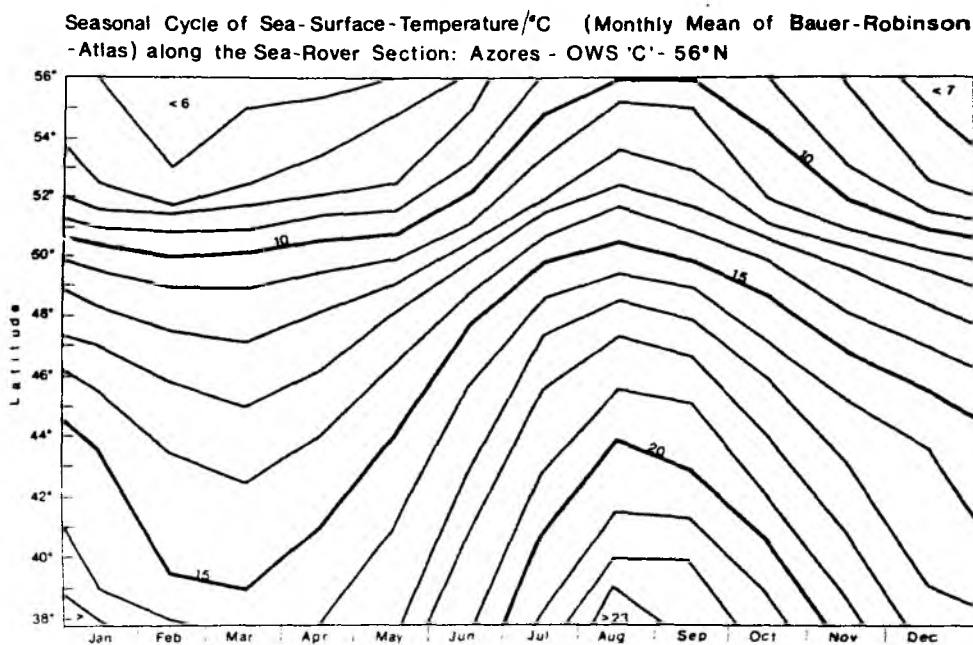


Abb. VI.3: Klimatologischer Jahreszyklus der Oberflächentemperatur und dessen meridionale Veränderungen auf dem SEA-ROVER-Standardschnitt (nach Robinson et al., 1979).

Aus der geographischen Lage des Meßgebietes in mittleren Breiten resultiert ein ausgeprägter Jahresgang der Oberflächenflüsse und infolgedessen auch der hydrographischen Parameter. Abb. VI.3 zeigt, basierend auf dem RBS-Atlas, den saisonalen Zyklus der Meeresoberflächentemperatur in Abhängigkeit von der Breite entlang des Standardschnittes. Die mittlere jährliche Temperaturdifferenz über alle Breiten liegt bei 6.5 °C. Am größten ist die Amplitude des Jahresganges am Süden des Schnittes; bei 39°N beträgt die Differenz zwischen minimaler und maximaler Temperatur 8 °C. Die meridionale Auslenkung der Isothermen im Jahresgang hat zwischen etwa 50 und 52°N ein Minimum. In Verbindung mit Isothermen wandern während der Erwärmungsphase auch Isopyknen nordwärts. Dies wurde für $\sigma_T = 26.5 \text{ kg m}^{-3}$ an der Meeresoberfläche schon früher in Abb. I.4 gezeigt. Jene Isopykne durchwandert im klimatologisch mittleren Jahresgang etwa die Meridionalstrecke, die von dem Standardschnitt erfaßt wird.

Die klimatologisch mittlere Verteilung der winterlichen maximalen Konvektionstiefe, repräsentiert durch die Deckschichttiefe im März, ist in Abb. VI.4 dargestellt. Danach nimmt längs des Standardschnittes die Tiefe winterlicher Konvektion nach Norden nicht kontinuierlich zu, wie man zunächst erwarten könnte. Vielmehr findet sich im Bereich des Nordatlantischen Stroms ein Minimum, welches auf vertikal gescherte Advektion warmen Wassers zurückgeführt werden kann. Modifizierte Bilder der Horizontalverteilung winterlicher Konvektionstiefen ergeben sich aus anderer horizontaler Auflösung und anderen Kriterien zur Deckschichttiefenbestimmung ($\Delta T = 0.5 \text{ K}$ und $\Delta \sigma_T = 0.125 \text{ kg m}^{-3}$ im Levitus-Atlas; siehe Woods, 1987). Im ersten Fall nimmt, wiederum längs des Standardschnittes nordwärtsgehend, die winterliche Deckschichttiefe zunächst von etwa 200 m auf ca. 250 m zu und dann im Norden auf knapp 100 m ab. Im zweiten Fall vertieft sich die Deckschicht zwischen 38°N und 45°N von etwa 200 m auf etwa 300 m, verflacht sich anschließend auf etwa 150 m bei 52°N und vertieft sich nördlich davon wieder. Insgesamt gesehen läßt sich anhand der genannten Quellen ein nur qualitativ übereinstimmendes Bild der Verteilung winterlicher Konvektionstiefen längs des Standardschnittes gewinnen, mit einem Minimum bei etwa 52°N. Typische sommerliche Deckschichttiefen (tiefste tägliche Durchmischung) liegen zwischen 10 m und 30 m. Im Bereich des Standardschnittes ist also von einer saisonalen Variabilität der Deckschichttiefe von einigen hundert Metern auszugehen.

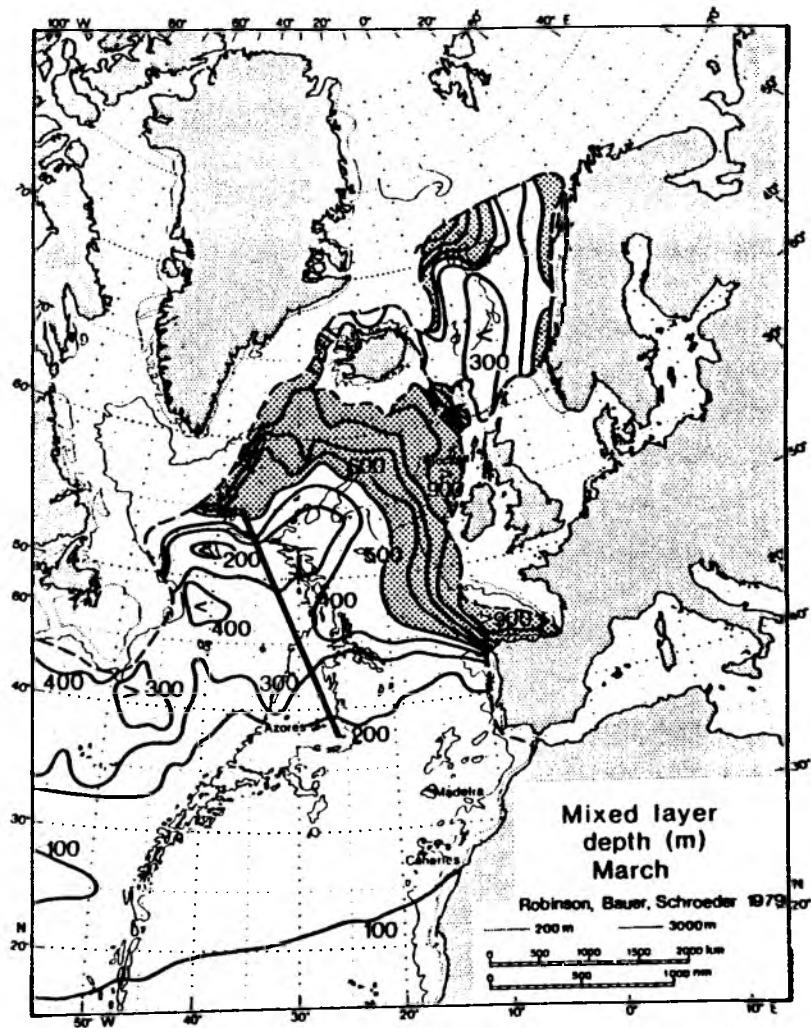


Abb. VI.4: Verteilung der Deckschichttiefe (Differenzkriterium von 2 °F) im März (aus Woods, 1987, nach Robinson et al., 1979). Das Geradenstück zwischen den Azoren und Grönland markiert den SEA-ROVER-Standardschnitt.

Durch Deckschichtvertiefung während der jährlichen Abkühlungsphase in Herbst und Winter werden Nährstoffe in die Deckschicht eingemischt. Die relative Bedeutung von Deckschichtvertiefung und Ekman-Auftrieb auf die vertikale Nährstoffzufuhr in die euphotische Zone kann direkt aus dem Vergleich der mit der jährlichen Zeitskala verbundenen Vertikalskalen der beiden Prozesse abgeschätzt werden. Nach Abb. VI.3 und Abb. VI.5 ergibt sich demnach, daß die jährliche Deckschichtvertiefung im Bereich des Standardschnittes um etwa einen Faktor 10 bedeutender ist.

VI.2 Aspekte aus SEA-ROVER-Daten

SEA-ROVER-Daten zeigen eine charakteristische hydrographische Unterteilung des Standardschnittes in 3 Abschnitte; Abb. VI.5 veranschaulicht dies am Beispiel der Spätsommer-Expedition NOA'84. Es wurde eine isopyknische Darstellung gewählt, um Wassermassenkennzeichnungen durch TS-Verhältnisse ungestört von internen Wellen aufzuzeigen. Abb. VI.5 zeigt Abschnitte geringer TS-Variabilität südlich von 44°N und nördlich der Polarfront bei 52°N. Ein dazwischenliegendes Band hoher Variabilität kennzeichnet das Wirbelfeld des nordatlantischen Stroms. In diesem Band fällt, überlagert von mesoskaligen TS-Anomalien, die Temperaturverteilung auf Isopyknen in mehreren Fronten stufenweise nach Norden hin ab.

Die SEA-ROVER-Daten deuten darauf hin, daß sich die Polarfront auf dem Längengrad, wo sie den Standardschnitt kreuzt, zumindest während des Sommerhalbjahres meridional nur geringfügig verlagert. Während der Expeditionen NOA'84, '85 und '86 zeigt sich das Passieren der Polarfront jeweils deutlich in einem steilen Temperaturabfall nach Norden hin bei 52°N. Die Spannweite meridionaler Verschiebung des Zentrums der Temperaturgradientenzone der Polarfront beträgt etwa 30 km. Daten früherer SEA-ROVER-Expeditionen (s. Bauer et al., 1985; Leach et al., 1987) bestätigen eine nur relativ geringe meridionale Verlagerung.

Während die Polarfront als permanent anzusehen ist, handelt es sich bei den südlicher gelegenen Fronten und TS-Anomalien um transiente Erscheinungen. Deren Persistenzzeitskala läßt sich aus der typischen mittleren Geschwindigkeit im Bereich des nordatlantischen Stromes von 10 cm s^{-1} (Krauss und Käse, 1984) und der typischen Horizontalskala energiereicher Wirbel (Freeland, Rhines und Rossby, 1975) von 100 - 200 km zu etwa 1 - 4 Wochen abschätzen.

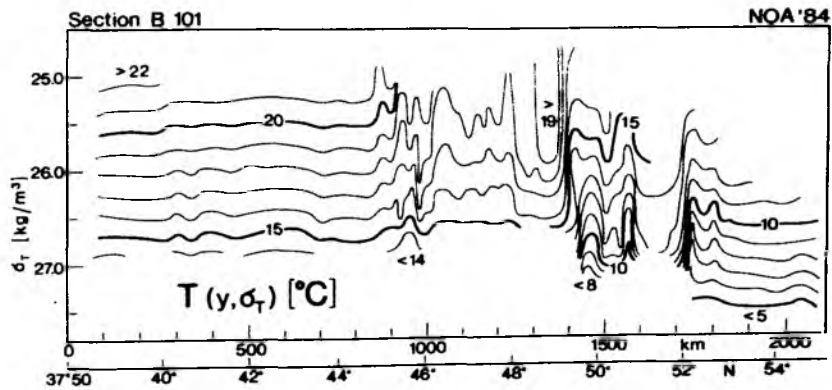


Abb. VI.5: Isopyknische Temperaturverteilung auf dem SEA-ROVER-Standard-schnitt in Registrierung B101/NOA'84. Dokumentiert wird die typische hydrographische Dreiteilung des Schnittes in eine ruhige südliche Zone, ein mehrere Breitengrade weites Band hoher Variabilität und einen, sich nördlich der Polarfront (bei 52°N) daran anschließenden, wiederum ruhigen Bereich.

Die südliche Begrenzung des Bandes hoher TS-Variabilität zeigt gegenüber der nördlichen durch die Polarfront größere meridionale Verlagerungen. Sie wurde beispielsweise während NOA'86 bei etwa 43°N angetroffen, also 1 Breitengrad weiter südlich als bei NOA'84. Aus den bisherigen SEA-ROVER-Expeditionen NOA'81 sowie NOA'83-86 (siehe Kompendium der langen Schnitte von Leach et al., 1988) ergibt sich insgesamt eine Spannweite von ca. 2 Breitengraden, zentriert um etwa 44°N.

Die gegebene Kurzbeschreibung soll zur groben Charakterisierung der allgemeinen hydrographischen Situation im Meßgebiet zunächst genügen. Aktuelle Verteilungen hydrographischer Parameter zu Zeiten der Expeditionen werden zur Beschreibung des physikalischen Umfeldes des Phytoplanktons im nächsten Kapitel zusammen mit Verteilungen der Chlorophyllkonzentration detailliert dargestellt.

VII. CYKELISCHE MERIDIONALE UND SAISONALE VERÄNDERUNGEN

Fünf Datenregistrierungen entlang des quasi-meridionalen Standardschnittes zwischen den Azoren und Grönland von Ende April, Juni/Juli und August/September (s. Abschnitt II.3) dokumentieren das Einsetzen der Frühjahrsplanktonblüte, die voll entwickelte Blüte sowie den Übergang zu sommerlicher Oligotrophie und den spätsommerlichen Zustand. Die Abfolge der verschiedenen Regimes des saisonalen Phytoplankton-Wachstumszyklus' reflektiert frühjährliche Stabilisierung der Wassersäule sowie Erwärmung und Nährstoffverarmung der Deckschicht. Die Daten zeigen eine polwärtige Wanderung von Frühjahrsblüte und oligotrophen Regime im Laufe der Erwärmungsphase, sowie eine synoptische Nord-Süd-Neigung und ein saisonales Abtauchen des tiefen Chlorophyll-Maximums im oligotrophen Regime. In den folgenden drei Abschnitten werden die Meßergebnisse dem Verlauf des Sommerhalbjahres folgend im einzelnen präsentiert.

VII.1 Einsetzen der Frühjahrsblüte

Abb. VII.1 zeigt Temperatur-, Dichte- und Chlorophyllverteilungen entlang des Standardschnittes von Ende April 1985. Die Daten von Registrierung B101 wurden zwischen 18. und 24. April bei nordwärtsfahrendem Schiff gesammelt, von B102 zwischen 24. und 29. April auf Südkurs. Südlich von km 1350 (y -Koordinate auf der Abzisse parallel zum Standardschnitt nach Nordnordwest mit $y = 0$ bei den Azoren) wurde der Standardschnitt zweimal abgefahren, mit nach Süden zunehmendem Zeitintervall von 3 - 11 Tagen. Der Vergleich der beiden Registrierungen (Abb. VII.1c und f) zeigt das Einsetzen der Frühjahrsblüte in Oberflächennähe. Das Einsetzen der Blüte geschieht fleckenhaft und zeigt zwischen den Registrierungen keine Wanderung nach Norden. Eher scheint es südwärts fortzuschreiten wie auch die Stabilisierung der Wassersäule, was ein Artefakt des Zeitschemas der Datenaufzeichnungen sein kann.

Während Registrierung B101 wurden Chlorophyllkonzentrationen $> 1.0 \text{ mg m}^{-3}$ nur zwischen km 1100 und km 1300 angetroffen, südlich davon bleiben die Konzentrationen bis auf wenige isolierte Flecken unter $\text{Chl} = 0.5 \text{ mg m}^{-3}$ (Abb. VII.1c). Abb. VII.1f zeigt, daß wenige Tage später in Oberflächennähe die Chlorophyllkonzentration fast durchweg oberhalb von 0.5 mg m^{-3} liegt. Zwischen km 150 und km 1550 wird dieser Wert nur auf wenigen Teilstücken, die zusammen lediglich etwa 250 km ausmachen, unterschritten. Südlich von

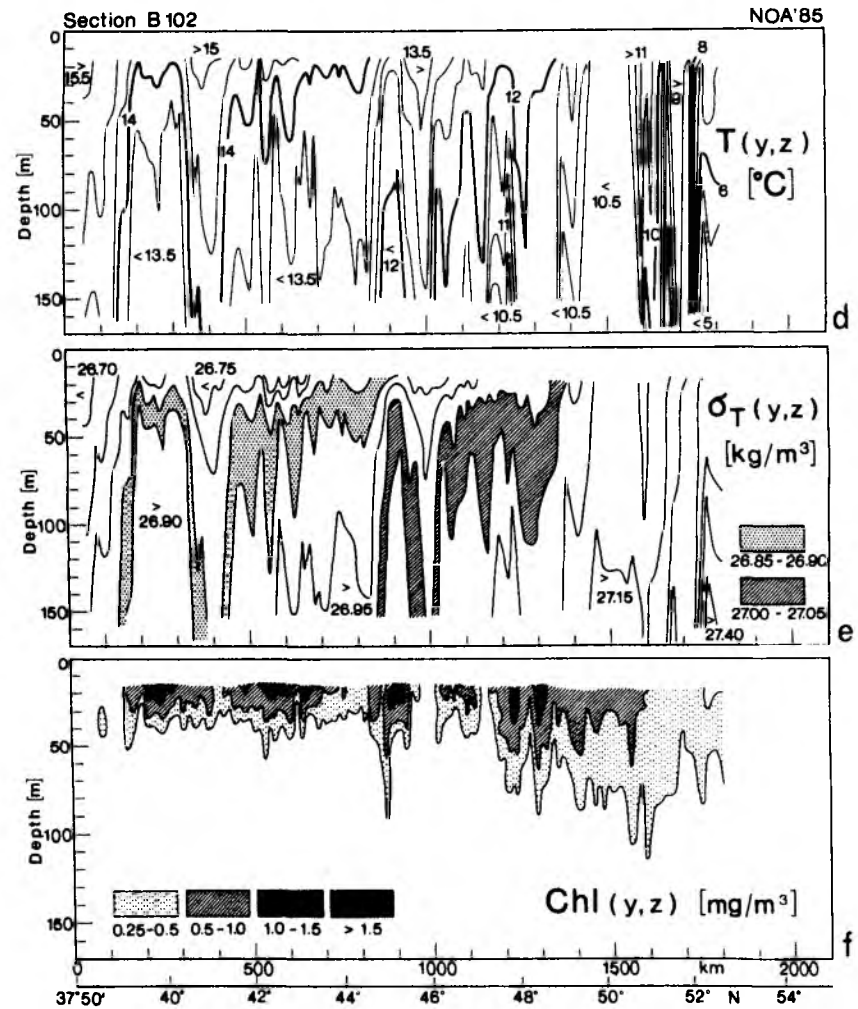
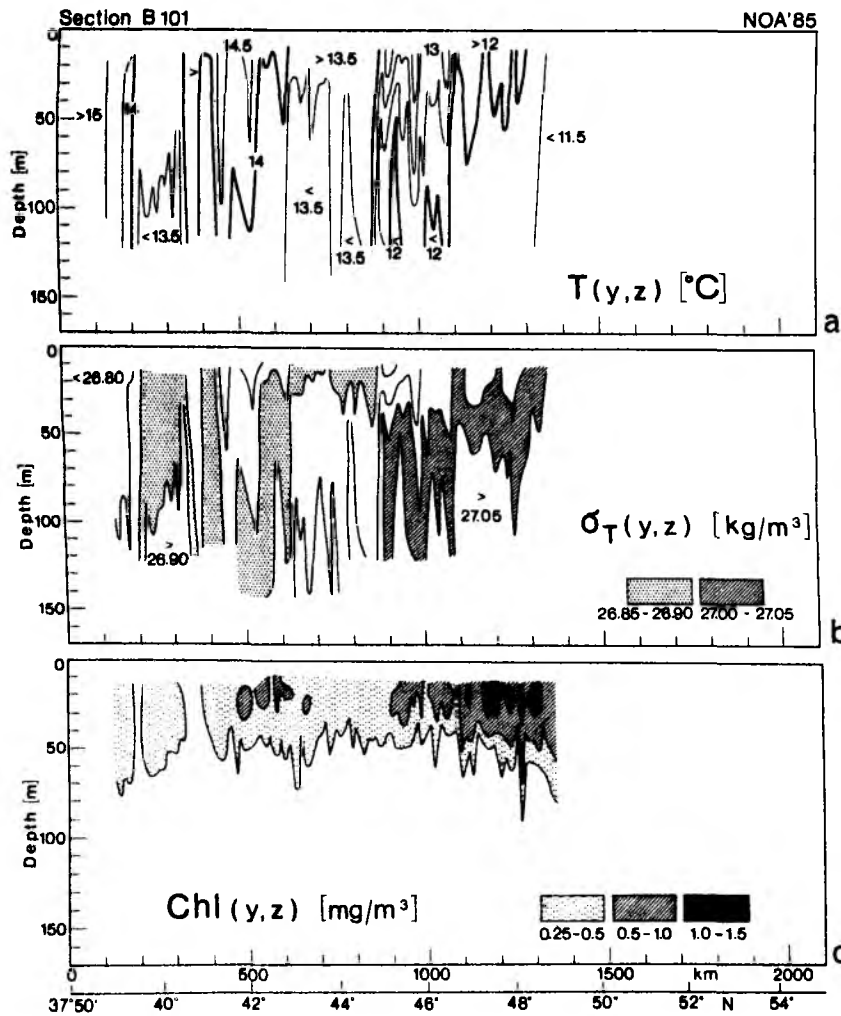


Abb. VII.1: Vertikalverteilungen von Temperatur T , Dichte σ_T und Chlorophyllkonzentration Chl entlang des Standardschnittes Ende April 1985 in den sich aneinander anschließenden Registrierungen B101/NOA'85 und B102/NOA'85.

km 1000 wird in mehreren Flecken $\text{Chl} = 1.5 \text{ mg m}^{-3}$ überschritten. Die geringsten Konzentrationen finden sich, bis auf wenige Ausnahmen, sowohl am Nord- als auch am Südeinde des Schnittes. Ganz im Süden deutet sich (Abb. VII.1f) ein tiefes Chl-Maximum zwischen 30 und 40 m Tiefe an. Sonst finden sich die höchsten Chlorophyllkonzentrationen in Oberflächennähe. Die untere Begrenzung des Tiefenbereichs, in dem Chl Werte $> 0.25 \text{ mg m}^{-3}$ überschreitet, taucht sowohl in B101 als auch in B102 nach Norden hin ab, im südlichen Bereich ($y < 1200 \text{ km}$) liegt sie im Mittel in B102 flacher (etwa in 40 m Tiefe) als in B101 (etwa 50 m).

In der Zeitspanne zwischen den Registrierungen B101 und B102 hat sich deutlich erkennbar eine Temperatur- und Dichteschichtung ausgebildet (Abb. VII.1a und d sowie b und e). In B101 zeigen Isothermen und Isopyknen über den gesamten Tiefenbereich einen mehrheitlich vertikalen Verlauf, also vertikal homogene Temperatur- und Dichteverteilung. Lediglich im Bereich von km 900 - km 1300, in dem sich auch die höchsten Chlorophyllkonzentrationen fanden, weisen sie auch eine horizontale Ausrichtung auf und es finden sich mehrere Isoplethen übereinander, was bei dem gewählten Isoplethenabstand auf schwache vertikale Schichtung hindeutet. In B102 sind, besonders im südlichen Bereich, oberhalb 50 m Isoplethen höherer Temperatur und geringerer Dichte hinzugekommen, die eher horizontal ausgerichtet sind und sowohl Erwärmung als auch Stabilisierung der Wassersäule anzeigen. Die mittlere vertikale Temperaturdifferenz über die obersten 100 m südlich km 1000 ist zwischen B101 und B102 von $0.3^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ auf $0.8^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ angewachsen. Es ist aus Abb. VII.1a und d sowie b und e ersichtlich, daß sich die Wassersäule auf der gesamten Strecke, über die der Standardschnitt doppelt aufgezeichnet wurde, erwärmt und stabilisiert hat. Diese Meridionalskala von 1000 km entspricht der atmosphärischer Wettersysteme. Jener überlagert finden sich Horizontalstrukturen auf der typischen ozeanischen Wirbelskala von 100 km. Auf letzterer Skala bestehen, von der oberflächennahen Erwärmung einmal abgesehen, zwischen B101 und B102 durchaus Ähnlichkeiten in der Temperatur- und Dichteverteilung. Man beachte z.B. den Verlauf der schraffierten Dichtebereiche in Abb. VII.1b und e: Um km 900 findet sich sowohl in B101 als auch in B102 eine etwa 100 km breite Anomalie relativ dichteren Wassers, die in den oberen 50 m stärkere Schichtung aufweist als in der Umgebung. Diese Schichtungsanomalie tritt auch in Ortsreihendarstellungen des als Schichtungsmaß fungierenden Integrals statischen Auftriebs

$$B_{50} = \frac{g}{\rho(z=0)} \int_{0m}^{50m} (\rho(z=50) - \rho(z)) dz$$

deutlich hervor (Abb. VII.2a and c). (Als Schichtungsmaß wurde das Integral statischen Auftriebs gewählt und nicht ein vertikaler Mittelwert des Stabilitätsparameters N , der Brunt-Väisälä-Frequenz, da so der Zwischenschritt einer vorherigen vertikalen Differentiation eingespart werden kann.) Nur in B102 ist die Schichtungsanomalie um km 900 mit hohem Chlorophyllinhalt der oberen 50 m Wassersäule

$$Chl_{50} = \int_{0m}^{50m} Chl(z) dz$$

von $\approx 50 \text{ mg m}^{-2}$ assoziiert (Abb. VII.2d). In B102 sind südlich davon, um km 250 und km 600 zentriert, zwei weitere positive Schichtungsanomalien ähnlicher Horizontskala (100 - 200 km) hinzugekommen, die dem großskaligen, in B102 verglichen mit B101 höherem, mittleren Schichtungs niveau überlagert sind. Beide positive Schichtungsanomalien weisen wiederum höhere Chlorophyllinhalte als in der Umgebung auf (Abb. VII.2c und d). Ein Vergleich der Temperatur- und Dichtestruktur von B101 und B102 zeigt im Fall der südlichsten, nur in B102 auftretenden positiven Anomalie von Schichtung und Chlorophyllinhalt um km 250, daß deren Horizontskala von etwa 150 km durch die physikalischen Vorbedingungen aus B101 geprägt ist (Abb. VII.1a, d und b,e). Dies ist ein Hinweis darauf, daß die Horizontskalen der frühjährlichen Stabilisierung der Wassersäule und des Einsetzens der Planktonblüte ebenso durch die interne Struktur des oberen Ozeans (typische Skalen: 100 - 200 km) als auch durch atmosphärischen Antrieb (typische Skalen: 1000 km) beeinflusst werden.

Die Flecken hoher Chlorophyllkonzentration mit $Chl > 1. \text{ mg m}^{-3}$ (Abb. VII.1) zwischen km 1050 und km 1300 in B101 sowie km 1200 und km 1350 in B102 liegen in einem Gebiet, in dem die Dichteschichtung nicht auf die oberen 50 m konzentriert, sondern eher gleichmäßig über den gesamten Tiefenbereich verteilt ist. Diese tiefreichende schwache Dichteschichtung kann ein Anzeichen vertikal gescherter Advektion warmen Wassers in einem Band des nordatlantischen Stroms sein. Die Unterschiede in der Verteilung der Chl-Flecken zwischen B101 und B102 in diesem Gebiet deuten darauf hin, daß es in der Vorzugsrichtung der Strömung, also senkrecht zum Schnitt, ebenso wie längs des Schnittes große horizontale Variabilität gibt.

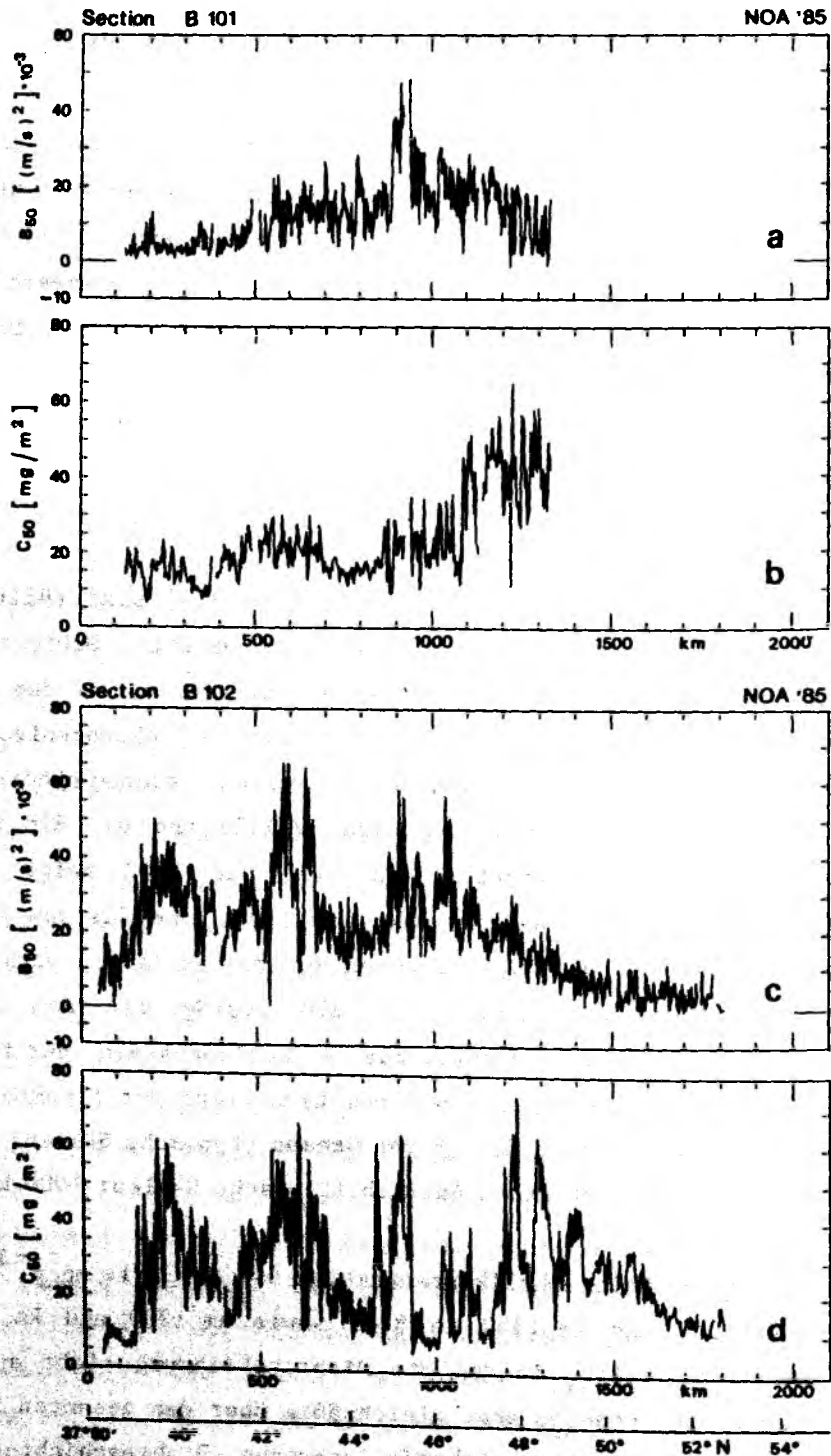


Abb. VII.2: Horizontalverteilungen der vertikalen Integrale statischen Auftriebs (B_{50}) und der Chlorophyllkonzentration (C_{50}) in den oberen 50 m Wassersäule während der aufeinanderfolgenden Registrierungen B101 und B102 von Ende April 1985. Die Horizontalverteilungen sind in voller Auflösung von 1.4 km wiedergegeben.

Abb. VII.3 zeigt Ortsreihen der Deckschichttiefe und der Chlorophyllkonzentration in der Deckschicht. Die Deckschichttiefe wurde mittels eines Differenzkriteriums als diejenige Tiefe bestimmt, in der die Dichtedifferenz zum oberflächennächsten Wert eines Profils erstmals $\Delta\sigma_T = 0.05 \text{ kg m}^{-3}$ überschreitet. Für die Berechnung wurde gefordert, daß das jeweilige Schleppfischprofil mindestens bis auf 20 m an die Oberfläche heranreicht und daß sich im obersten Bereich des Profils ein homogener Bereich von $> 3 \text{ m}$ findet, in dem das Differenzkriterium noch nicht erreicht wird. Nur der Tiefenbereich oberhalb 100 m, der in beiden Registrierungen durchgehend durch Messungen abgedeckt ist, wurde hinsichtlich der Deckschichttiefe analysiert. Die Deckschicht-Chlorophyllkonzentration ist die mittlere Chlorophyllkonzentration in der diagnostizierten Deckschicht.

Gemäß Abb. VII.3a ist in B101 die Horizontalverteilung der Deckschichttiefe sehr variabel und die Deckschicht häufig tiefer als 100 m. Nur zwischen km 900 und km 1200 gibt es eine Strecke, auf der die Deckschicht durchgehend flacher ist als 90 m. In diesem Bereich treten für B101 relative große Deckschicht-Chlorophyllkonzentration $> 0.5 \text{ mg m}^{-3}$ auf (Abb. VII.3b). Gleichhohe Konzentrationen finden sich aber auch nördlich davon und als einzelne Spitzenwerte zwischen km 550 und km 650. In letzterem Bereich liegen die minimalen Deckschichttiefen ($\approx 15 \text{ m}$) von B101, die hier aber nur geringe horizontale Kohärenzskalen haben, mit sehr großen, bis zu 100 m reichenden Tiefen dazwischen. In der Zeitspanne zwischen den Aufzeichnungen von B101 und B102 hat sich die Deckschicht auf weiten Strecken verflacht. In B102 ist südlich km 1350 die Deckschicht durchgehend (bis auf einen ganz am Südende gelegenen Datenpunkt) flacher als 100 m, zwischen km 200 und km 1250 liegt sie im Mittel oberhalb von 40 m (Abb. VII.3c). Zwischen km 900 und km 1200 ist an Deckschichttiefen, die hier im Mittel kleiner als 30 m sind, die Strecke wiederzuerkennen, auf der allein in B101 die Deckschicht durchgehend flacher als 90 m war. Alle Chl-Maxima in B102 mit Werten $> 1. \text{ mg m}^{-3}$ liegen im Bereich von Deckschichttiefen $< 80 \text{ m}$. Während aber die Deckschicht-Chlorophyllkonzentration deutliche Änderungen auf Horizontalskalen von 100 - 200 km aufweist, fehlt dieses Signal in der Ortsreihe der Deckschichttiefe fast vollständig. Die Deckschicht-Chlorophyllkonzentration in B102 hat ein horizontales Muster, welches bis auf Details mit dem des Chlorophyllinhalts Chl_{50} (Abb. VII.2d) übereinstimmt. Bezüglich letzterem wurde wiederum festgestellt, daß es in einigen Bereichen horizontale Änderungen des Auftriebsintegrals B_{50} widerspiegelt. Auf Skalen von 100 - 200 km scheint die

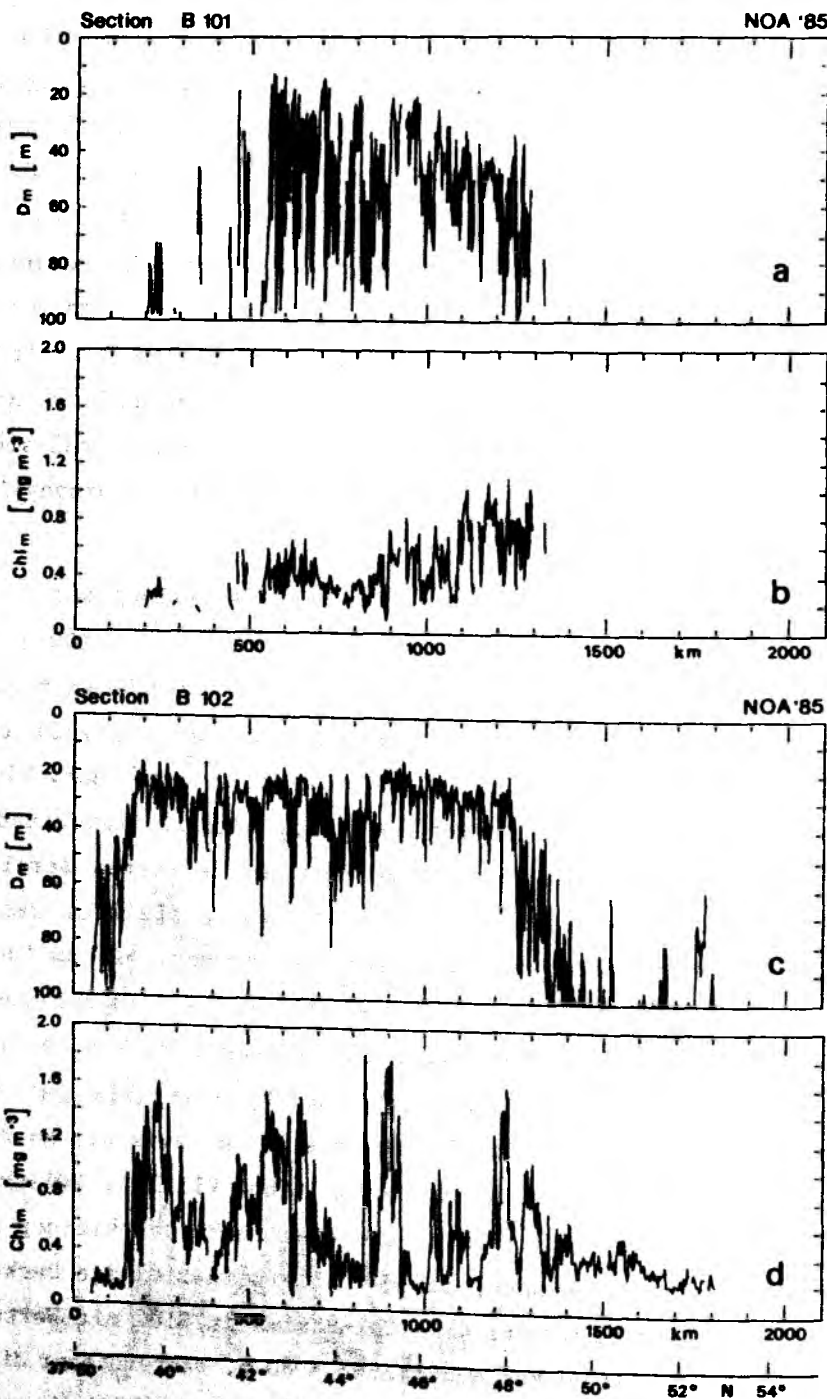


Abb. VII.3: Horizontalverteilungen von Deckschichttiefe D_m und Deckschicht-Chlorophyllkonzentration Chl_m Ende April in den aufeinanderfolgenden Registrierungen B101/NOA'85 und B102/NOA'85. Datenergebnisse zeigen sich daraus, daß hier das Deckschichtkriterium (s. Text) wegen verschwindender Schichtung in den oberen 100 m nicht erfüllt wurde.

Variabilität der Chlorophyllkonzentration bzw. des Chlorophyllinhalts also mit der des Auftriebintegrals besser korreliert zu sein als mit der der Deckschichttiefe. Die sich andeutende höhere Korrelation von Chl mit dem Auftriebsintegral als mit der Deckschichttiefe kann dadurch begründet sein, daß die Deckschichttiefe bei einsetzender frühjährlicher Erwärmung sehr schnell abnimmt (Woods and Barkmann, 1986), sowohl Schichtung als auch Chlorophyll aber längere Zeit zu ihrem Aufbau benötigen.

Im allgemeinen bestätigen die Beobachtungen die Theorie von Sverdrup (1953), daß die Stabilisierung der Wassersäule nach tiefer Winterkonvektion den Beginn der Frühjahrsplanktonblüte einleitet. In erster Näherung stimmen Skalen und Ort von Chlorophyllflecken mit denen beginnender Schichtung überein. Eine genauere Analyse ergibt jedoch keine auf allen Skalen signifikante Korrelation.

Abb. VII.4 zeigt die Varianzdichtespektren von Auftriebs- und Chlorophyllinhalt der oberen 50 m für B102 sowie die Phasen- und Kohärenzspektren beider Größen. Die Phase schwankt auf dem gesamten Skalenbereich um 0° (Abb. VII.4c), weist also auf eine positive Korrelation zwischen Schichtung und Chlorophyllinhalt hin. Nur bei Wellenlängen < 5 km ist die Phase signifikant geringfügig von 0° verschieden. Signifikant positive Korrelation findet sich sowohl in Bereichen kleiner (5 - 12.5 km), mittlerer (20 - 40 km) und großer (150 - 360 km) Wellenlängen. Bei mittleren Wellenlängen ist die Korrelation nur hinsichtlich des Mittels aus allen 8 Teilstücken des Schnittes, in die der Schnitt zur Spektralanalyse unterteilt wurde, signifikant. Bei Wellenlängen um etwa 16 km sowie zwischen 50 und 110 km liegt die Korrelation unterhalb des 5%-Signifikanzniveaus (Abb. VII.4d). Ein Vergleich der Varianzdichtespektren beider Größen deutet darauf hin, daß der spektrale Abfall über das gesamte Spektrum beim Auftriebsinhalt etwas geringer ist als beim Chlorophyllinhalt, die relative spektrale Verteilung der Varianz also zu höheren Wellenzahlen verschoben ist. Eine ausgeprägtere relative Verschiebung zu höheren Wellenzahlen zeigt die Spektralverteilung der Varianz der Deckschichttiefe, welche von weißem Rauschen nicht wesentlich verschieden ist (Abb. VII.5a und b). Schon bei den Ortsreihendarstellungen von Deckschichttiefe und Deckschicht-Chlorophyllkonzentration (Abb. VII.3) fiel auf, daß die in der Horizontalverteilung der Chlorophyllkonzentration gegenwärtige Skala von 100 - 200 km bei der der Deckschichttiefe kaum zu beobachten war, während sie bei den Ortsreihen der integralen Quantitäten von Auftrieb und Chl gleichermaßen auftrat (Abb. VII.2). Die Phase zwischen Deckschichttiefe und

Section B 102

NOA '85

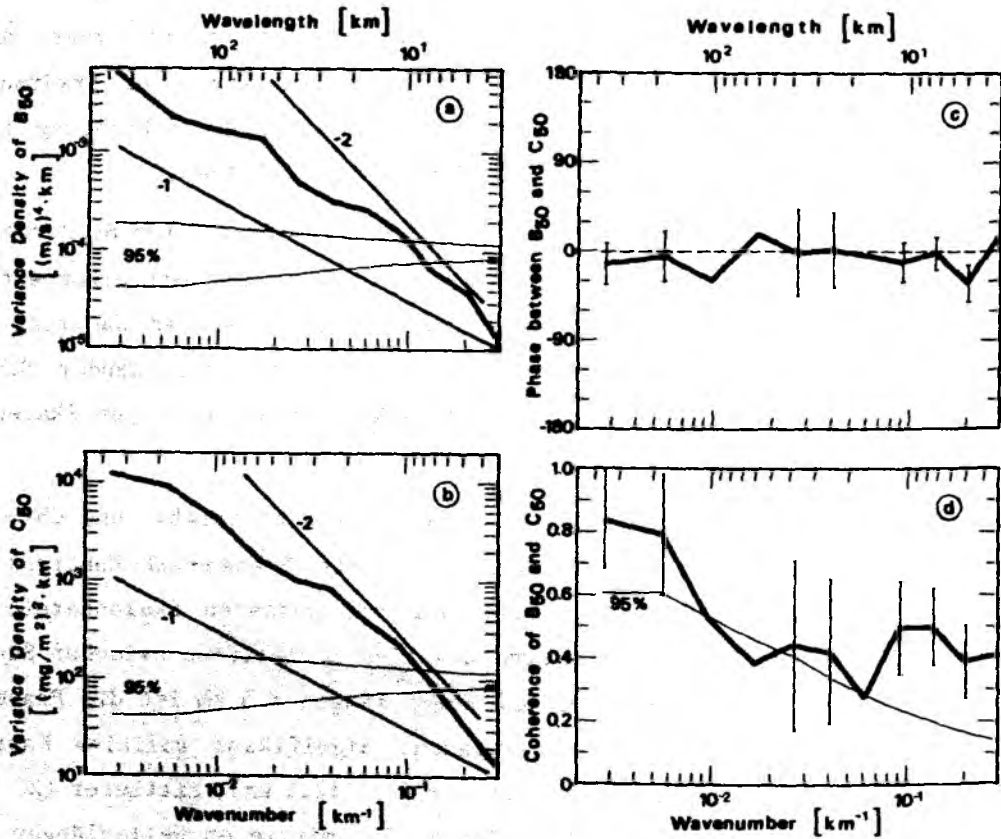


Abb. VII.4: Spektralverteilungen der Varianzdichten von Auftriebsintegral B50 (a) und Chlorophyllinhalt C50 (b) sowie deren Phasenbeziehung (c) und Kohärenz (d) in der Registrierung B102 von Ende April 1985. Zur Orientierung sind in den Bildteilen a und b Geraden für Spektralabfälle von -1 sowie -2 miteingezeichnet. Zur Spektralanalyse wurde die Ortsreihe in 8 sich zu 50 % überlappende Teilstücke mit jeweils 256 Datenpunkten aufgeteilt, anschließend wurde sowohl zwischen den Teilstücken als auch über Fourier-Komponenten spektral gemittelt.

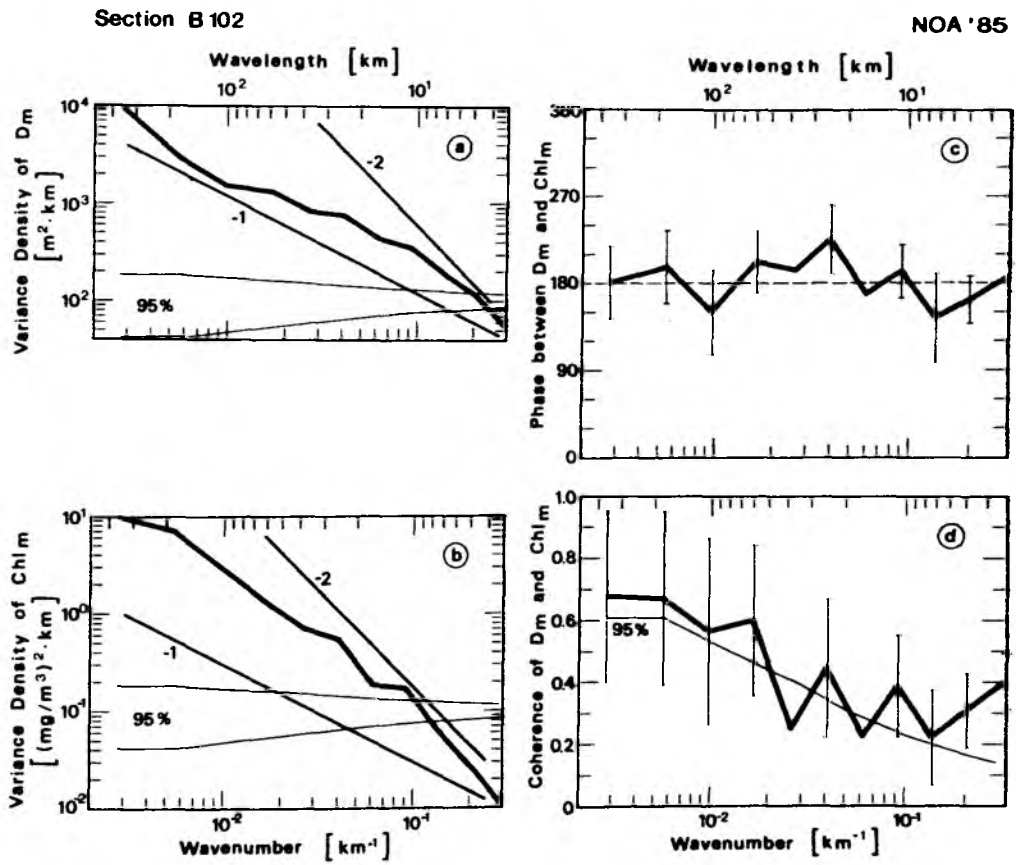


Abb. VII.5: Spektralverteilung der Varianzdichten von Deckschichttiefe D_m (a) und Deckschicht-Chlorophyllkonzentration Chl_m (b) sowie deren Phasenbeziehung (c) und Kohärenz (d) in der Registrierung B102 von Ende April 1985; (sonst wie für Abb. VII.4).

Deckschicht-Chlorophyllkonzentration schwankt für alle Skalen um 180° und zeigt somit die erwartungsgemäße Antikorrelation beider Größen an. Eine für alle einzelnen Teilstücke signifikante Korrelation gibt es nur bei den kleinsten Wellenlängen < 5 km. Bei Wellenlängen von 15 und 40 km liegt die Korrelation unter der 5%-Signifikanzschwelle. Gewisse Vorsicht bei der Korrelationsanalyse von Deckschichttiefe und Deckschicht-Chlorophyllkonzentration ist insofern angebracht, als beide Variablen rechnerisch nicht unabhängig sind. Wegen der typischen Chl-Vertikalverteilung mit höchsten Werten oberhalb der typischen Deckschichttiefe tendieren auch Fehldiagnosen der Deckschichttiefe dazu, die Signifikanz der Antikorrelation beider Größen zu überschätzen.

Das Analyseergebnis, daß die Korrelation zwischen Chl und Schichtungsparametern nicht für alle Skalen durchgehend signifikant ist, steht der Aufstellung einfacher empirischer Beziehungen zwischen diesen Größen entgegen. Während die Stabilisierung der Wassersäule gemäß der Sverdrupschen (1953) Theorie als notwendige Bedingung für das Einsetzen der Frühjahrsplanktonblüte bestätigt wurde, ist sie dennoch keine hinreichende Bedingung und kann nicht allein zur Vorhersage der Blüte genügen.

Die beim Vergleich von Abb. VII.1c und f festgestellte allgemeine Verflachung der chlorophyllreichen oberflächennahen Schicht bei Einsetzen der Frühjahrsblüte läßt sich durch das Zusammenwirken zweier Mechanismen erklären:

(1) Die Verflachung geht mit einer generellen Verringerung der Deckschichttiefen zwischen den Registrierungen B101 und B102 einher (Abb. VII.3a und c). Ein ungefähr übereinstimmender Verlauf der Untergrenze der chlorophyllhaltigen Schicht (definierbar durch die Isoplethe $\text{Chl} = 0.25 \text{ mg m}^{-3}$, s. Abb. VII.1a und f) mit der - etwa über 10 km horizontal zu mittelnden - Deckschichttiefe (aus Abb. VII.3a und c abzulesen) findet sich auch am Nordende der einzelnen Registrierungen allein. In der Einleitung (Abschnitt I.1) wurde erörtert, daß nach frühjährlicher Verflachung der Deckschicht auf Tiefen kleiner als die kritische Tiefe, aber noch größer als die Kompensationslichttiefe, die Deckschichttiefe die Untergrenze der Schicht markiert, in welcher Wachstum möglich ist.

(2) Die anwachsende Chlorophyllkonzentration innerhalb der Deckschicht führt zu Selbstabschattung und dadurch bedingter Lichtlimitierung in darunterliegenden Tiefenhorizonten. Abb. VII.6 zeigt für die Abschnitte des Standard-schnittes, die während der Tageslichtperioden aufgezeichnet wurden, Isolumen

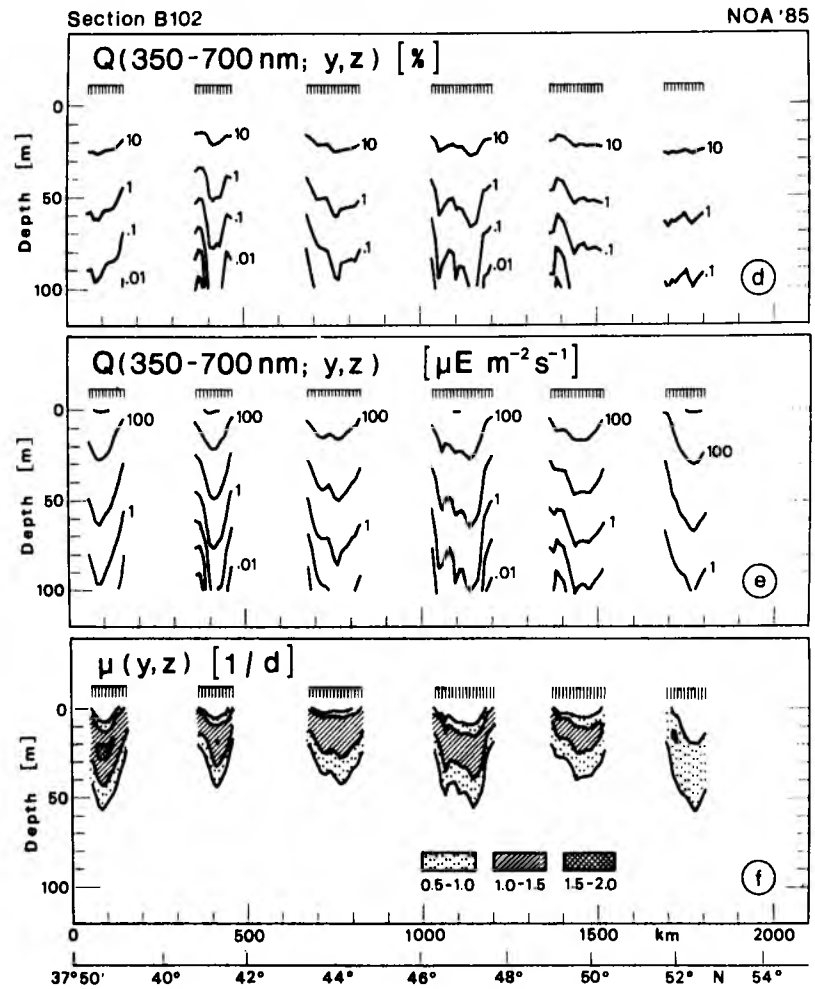
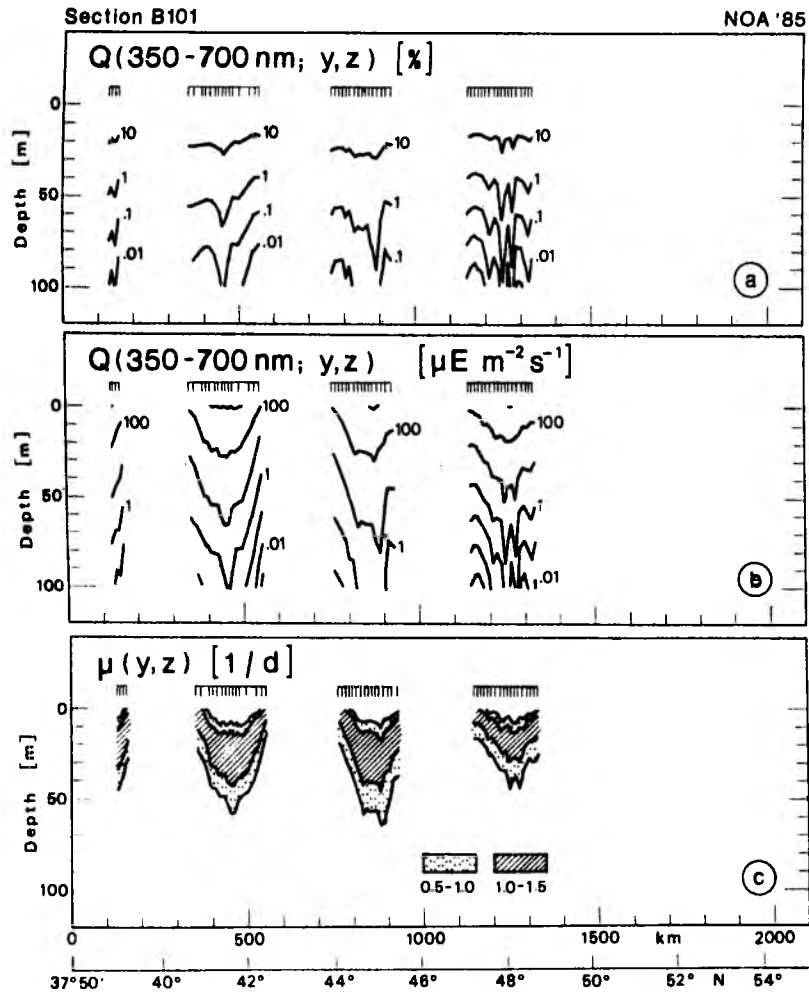


Abb. VII.6: Vertikalverteilungen der relativen (a, d) sowie absoluten (b, e) Quanteneinstrahlung und der spezifischen Wachstumsrate (c, f) entlang des Standardschnittes anhand der Registrierungen B101 sowie B102 von Ende April 1985. Die Parameterverteilungen sind in horizontaler Richtung wegen der Nachtphasen ohne Einstrahlung nicht kontinuierlich. Die Strichmarken oberhalb $z=0$ geben die Datenpositionen innerhalb der Tageslichtabschnitte nach Mittelung über 7 Profile an. Der Isoplethenabstand relativer sowie absoluter Isolumen ist logarithmisch.

der relativen sowie der absoluten Quanteneinstrahlung und Isoplethen der spezifischen Wachstumsrate, berechnet gemäß der in den Abschnitten V.1 und V.2 dargelegten Methoden. Es ist ersichtlich (Abb. VII.6a,b und d,e), daß in den Bereichen, in denen zwischen den Registrierungen B101 und B102 die stärkste Chl-Zunahme beobachtet wurde, also zwischen km 150 und km 1000, in B102 die Isolumen vertikal dichter gedrängt liegen und damit höhere Attenuation anzeigen. Die 1%-Lichttiefe (bezogen auf PAR) liegt hier in B101 im Mittel bei etwa 55 m (Abb. VII.6a), in B102 bei etwa 45 m (Abb. VII.6d). Unterhalb der chlorophyllreichen Schicht, in 50 m Tiefe, wurde in diesen Gebieten während der Tageslichtstunden in B101 eine mittlere absolute Quanteneinstrahlung von $8 \mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$, in B102 hingegen von nur $2 \mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ermittelt. Der Unterschied der absoluten Quanteneinstrahlung ist mitbedingt durch geringere Einstrahlung an der Oberfläche in B102, die aber weniger als 20 % des Unterschiedes ausmacht. Die Reduktion des Lichtangebotes unterhalb der chlorophyllreichen oberflächennahen Schicht bewirkt eine Aufwärtsverlagerung des Tiefenbereichs höchster spezifischer Wachstumsrate (Abb. VII.6, c und f) von ungefähr 20 m auf 10 m. Das Ausbilden eines Wachstumsmaximums unterhalb der Oberfläche ist auf im Produktionsmodell berücksichtigte Photoinhibition der Photosynthese bei hoher Quanteneinstrahlung zurückzuführen.

Die berechneten spezifischen Wachstumsraten entlang B102 (Abb. VII.6f) weisen einen deutlichen Unterschied zwischen dem südlichsten (km 50 - km 150) und nördlichsten (km 1650 - km 1800) Tageslichtabschnitt bei etwa gleicher Quanteneinstrahlung (Abb. VII.6e) auf. Im südlichsten Bereich werden Werte von $> 1.5 \text{ d}^{-1}$ erreicht, im nördlichsten bleiben sie zur Zeit höchster täglicher Einstrahlung unter 1.0 d^{-1} . Diese Unterschiede sind auf Temperaturdifferenzen zurückzuführen. Um km 100 beträgt die Temperatur zwischen 20 und 30 m Tiefe etwa 15°C , gerade nördlich der Polarfront bei km 1750 etwa 7°C (s. Abb. VII.1d). Temperatureinflüsse gehen in das benutzte Produktionsmodell über die maximale spezifische Wachstumsrate μ_{max} ein (s. Abschnitt V.2). Für $T = 15^\circ\text{C}$ beträgt $\mu_{\text{max}} = 1.5 \text{ d}^{-1}$, für $T = 7^\circ\text{C}$ folgt $\mu_{\text{max}} = 0.9 \text{ d}^{-1}$. Bei einer typischen Quanteneinstrahlung von $10^{-4} \text{ E m}^{-2} \text{s}^{-1}$ in der Schicht größten spezifischen Wachstums (Abb. VII.6, e und f) ergeben sich mit den anderen Modellparametern gemäß Gl. V.3 ähnliche Werte für die aktuelle spezifische Wachstumsrate.

VII.2 Fortgeschrittener Blütezustand

Messungen aus dem Frühsommer 1986 (Registrierung B102, während das Schiff vom 27.6. bis 2.7. von den Azoren aus Richtung Grönland fuhr, und B103 vom 2.7. bis 7.7. auf Gegenkurs Richtung Azoren) dokumentieren, daß entlang des Standardschnittes eine vollentwickelte Blüte angetroffen wurde, die eingeraht ist vom südlich anschließenden oligotrophen Regime und einem Vorblütezustand im Norden.

Abb. VII.7 zeigt die Temperatur-, Dichte- und Chlorophyllverteilungen sowie oberflächennahe Nährstoffkonzentrationen in B102 und Abb. VII.8 die entsprechenden Parameterverteilungen in B103. Die Chlorophyllverteilung ist fleckenhaft, aber eine Unterteilung in drei großskalige, jeweils einige 100 bis 1000 km lange Abschnitte tritt deutlich hervor. Diese Abschnitte entsprechen drei verschiedenen Phasen des saisonalen Phytoplankton-Wachstumszyklus. Ihre Charakteristika werden zunächst anhand Registrierungen B102 erläutert.

Südlich von km 1030 (entsprechend etwa $46^{\circ}30'N$) finden sich die höchsten Chlorophyllkonzentrationen längs der Vertikalen in einem tiefen Chlorophyllmaximum. Das tiefe Chlorophyllmaximum ist eingebettet in die saisonale Thermo- und Pyknokline (vergl. Abb. VII.7c mit Abb. VII.7a und b) und zeigt die großskalige Tendenz, von Norden nach Süden abzutauchen. An seiner nördlichen Begrenzung direkt südlich von km 1030, liegt es in etwa 40 m Tiefe, am Südende des Schnittes in 60 m. Die Ausbildung des tiefen Chlorophyllmaximums geht einher mit der Aufzehrung von Nährstoffen in der Deckschicht. Abb. VII.7d zeigt, daß südlich von km 1030 bis auf eine Spur Phosphat bei km 620 die Hauptnährstoffe Nitrat und Phosphat in der Deckschicht fehlen. Genommene Nährstoffprofile dokumentieren (Wolf, unveröffentlichte Daten), daß sich die nährstoffarme Schicht von der Oberfläche bis in die Tiefe des Chlorophyllmaximums ausdehnt. Die Phosphatspur bei km 620 fällt zusammen mit relativ zur Umgebung in Oberflächennähe erhöhten Chlorophyllkonzentrationen. Ein Vergleich der Abb. VII.7a, b und c zeigt, daß das tiefe Chl-Maximum hier zwischen km 600 und km 650 zusammen mit den Isothermen und Isopyknen um 10 - 20 m relativ zur Umgebung angehoben ist und die Isoplethen aller drei Parameter zur Deckschicht hin aufbrechen. Die Phosphatspur in der Deckschicht läßt darauf schließen, daß auch die Nährstoffsprungschicht entsprechend aufgewölbt ist. Bis auf diese Ausnahme zwischen km 600 und km 650 kennzeichnen südlich km 1030 verschwindende Nährstoffe und niedrige Chlorophyllkonzentrationen

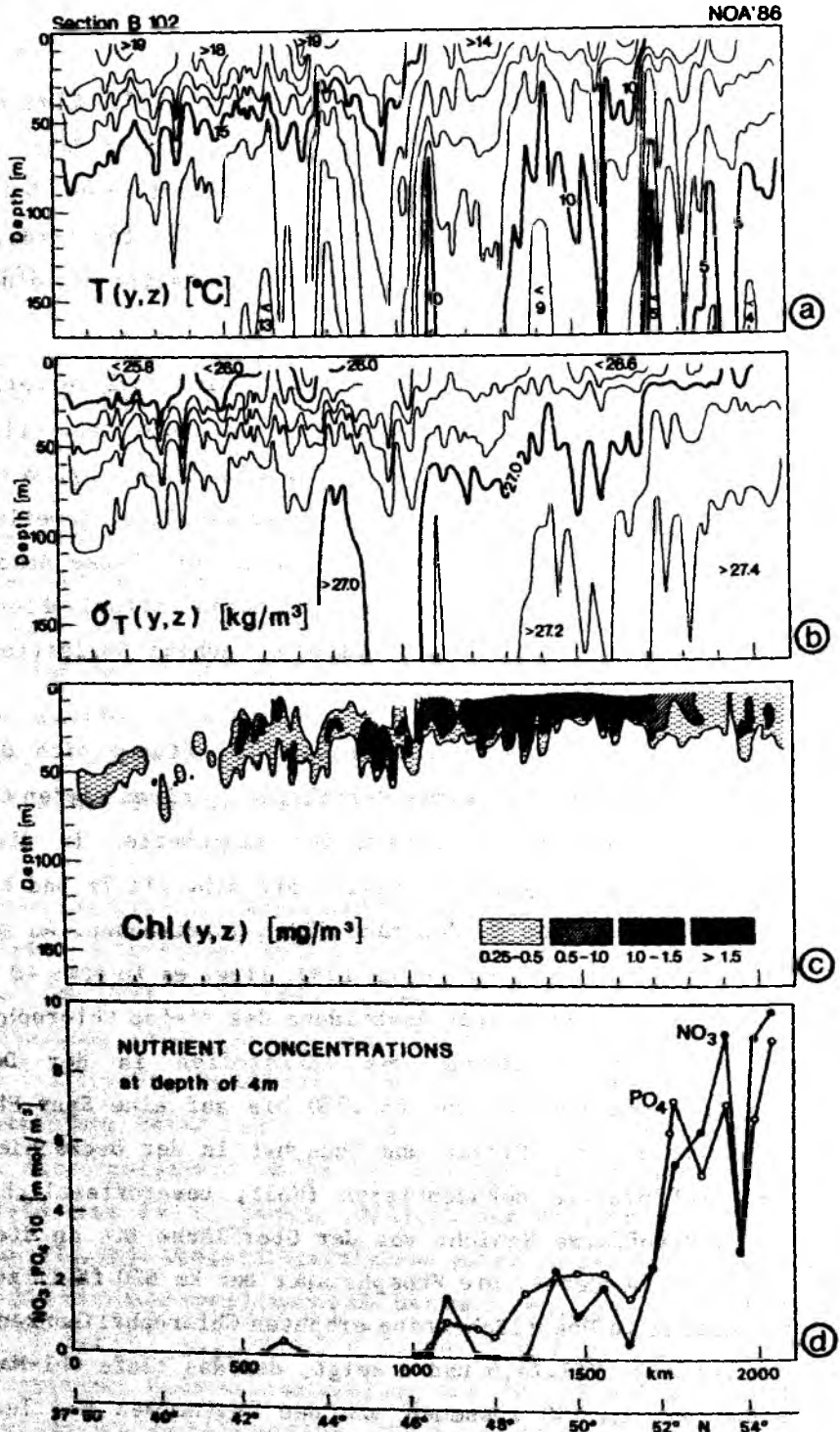


Abb. VII.7: Vertikalverteilungen von T , σ_T und Chl sowie Nährstoffkonzentrationen in Kieltiefe des Schiffes entlang des Standardschnittes in der Registrierung B102 von Juni/Juli 1986.

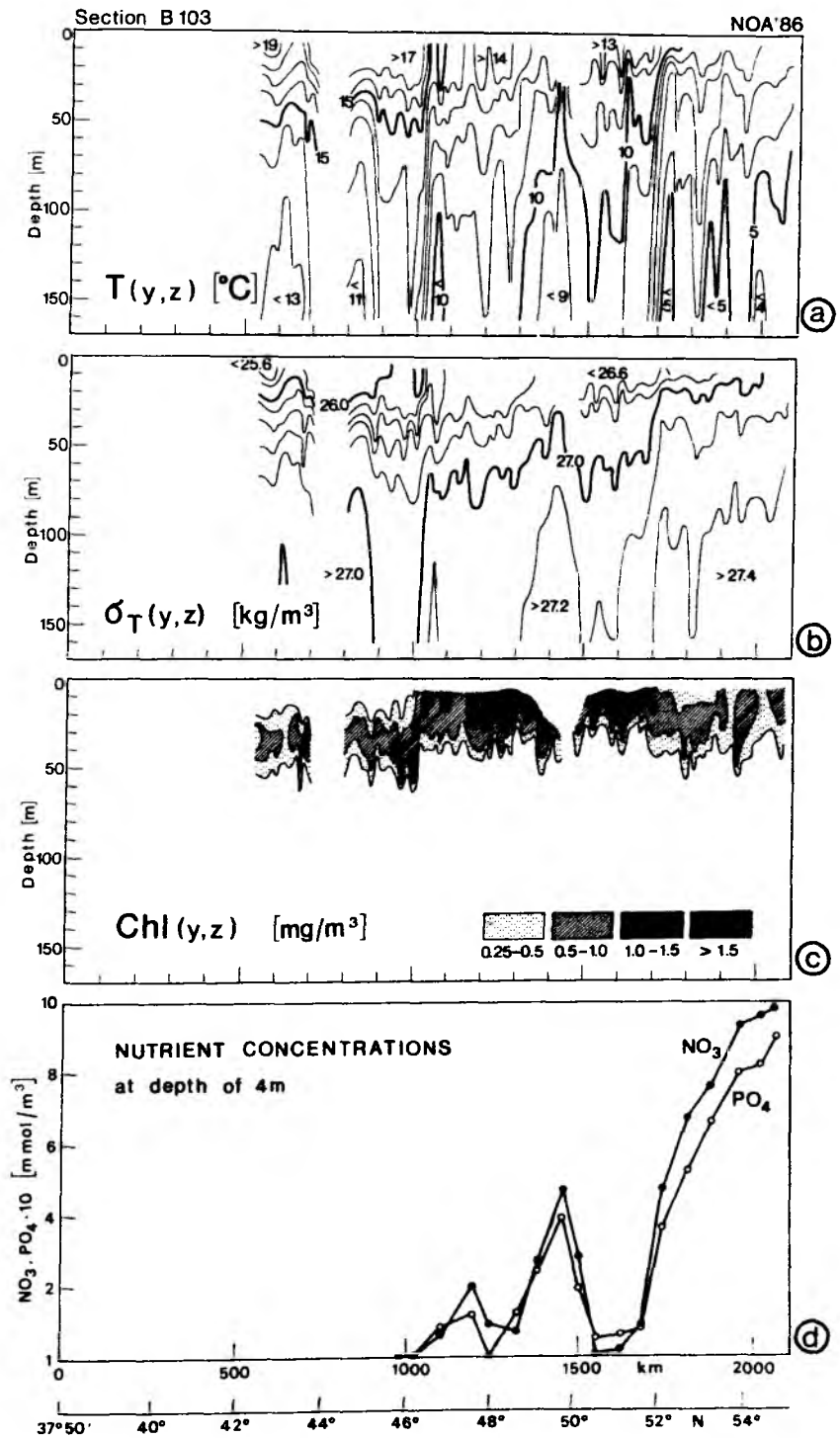


Abb. VII.8: Wie Abb. VII.7, aber für die anschließende Registrierung B103.

trationen in der Deckschicht über einem tiefen Chl-Maximum ein oligotrophes Regime.

Nördlich von km 1030 zeichnet sich die typische Chl-Vertikalverteilung durch maximale Konzentrationen in Oberflächennähe aus (Abb. VII.7c). Im Abschnitt von km 1030 bis km 1700 findet sich im oberen Grenzbereich der saisonalen Sprungschicht ein starker vertikaler Chl-Gradient zwischen etwa 15 und 30 m Tiefe, in dem die Chlorophyllkonzentration von $< 0.25 \text{ mg m}^{-3}$ unterhalb der Gradientenzone zur Oberfläche hin bis auf $> 2 \text{ mg m}^{-3}$ anwächst. Die mittlere oberflächennahe Chlorophyllkonzentration zwischen km 1050 und km 1700 liegt bei 1.3 mg m^{-3} , nur im südlichen Bereich dieses Abschnitts wird an zwei Stellen, zwischen km 1030 und km 1080 und bei km 1150, Chl = 1 mg m^{-3} unterschritten. Nördlich von km 1700 ist die Vertikalstruktur der Chlorophyllverteilung weniger stark ausgeprägt und die Konzentrationen liegen durchgehend unter 1 mg m^{-3} , und selbst in der oberflächennahen chlorophyllhaltigen Schicht, oberhalb der 0.25 mg m^{-3} -Isoplethe, im Mittel unter 0.5 mg m^{-3} . Ein Vergleich mit der Ortsreihe der Nährstoffkonzentrationen (Abb. VII.7d) zeigt, daß der starke Chl-Abfall bei km 1700 mit einem steilen Anstieg der Nährstoffkonzentrationen nach Norden hin zusammenfällt. Zwischen km 1030 und km 1700 ist in niedriger Konzentration zumindest jeweils einer der Hauptnährstoffe nachgewiesen, aber es sind nicht durchgehend sowohl NO_3 als auch PO_4 gleichzeitig in der Deckschicht vorhanden. Bei km 1700 wachsen beide Nährstoffkonzentrationen auf das 5- bis 10-fache ihrer mittleren Werte zwischen km 1030 und km 1700 an. Abb. VII.9 zeigt entlang des Standardschnittes Deckschicht-Nitratkonzentrationen zur Zeit tiefster winterlicher Durchmischung. Diese Nitratkonzentrationen sind mehrjährige Mittelwerte, die von Glover und Brewer (1987) bestimmt wurden. Sie sollen als repräsentativ auch für die Expeditionsjahre 1984 - 1986 angenommen werden. Gemäß Abb. VII.9 steigen die Winter-Nitratkonzentrationen kontinuierlich von Süden nach Norden an und weisen keine Stufigkeit auf wie die Ende Juni/Anfang Juli während NOA'86 gemessenen. Gegenüber den Winter-Nitratkonzentrationen ist im Juni/Juli NO_3 zwischen km 1030 und km 1700 im Mittel (über die Strecke und beide Registrierungen B102 und B103, Abb. VII.7d und VII.8d) um etwa 90 % reduziert. Unter der Annahme vernachlässigbarer Nährstoffadvektion und -diffusion führt diese starke Nitratverminderung und der Zusammenhang der horizontalen Verteilungsmuster von oberflächennaher Chlorophyll- und Nährstoffkonzentration zu der Schlussfolgerung, daß zwischen km 1030 und km 1700 eine Frühjahrsblüte auf ihrem Höhepunkt kurz vor Einsetzen der Nährstofflimitierung angetroffen wurde.

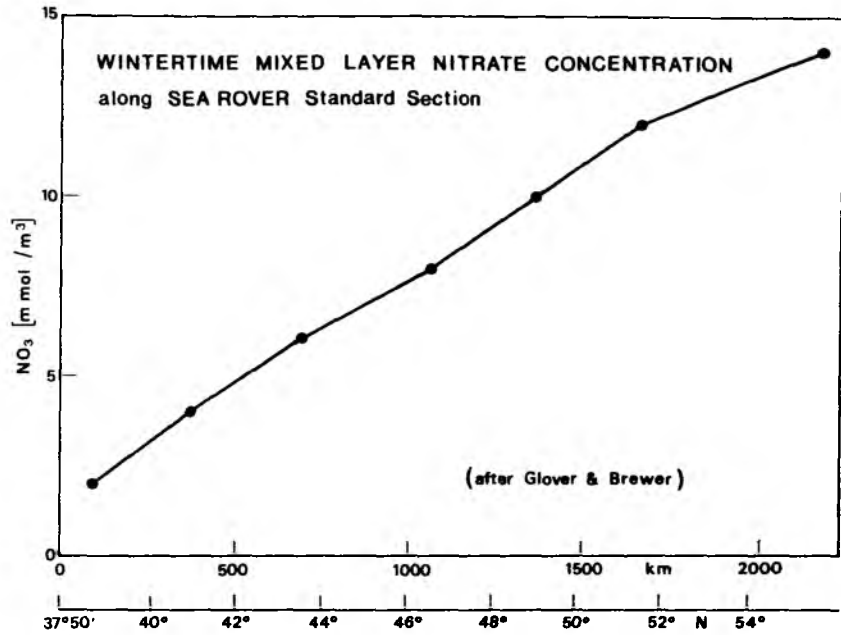


Abb. VII.9: Deckschicht-Nitratkonzentration zur Zeit tiefster winterlicher Durchmischung entlang des Standardschnittes (nach Daten von Glover und Brewer, 1987).

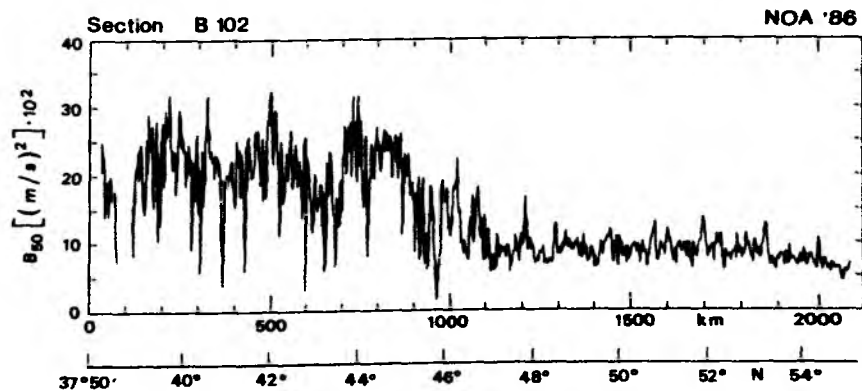


Abb. VII.10: Horizontalverteilung des Integrals statischen Auftriebs über die oberen 50 m Wassersäule in voller Auflösung von 1.4 km während Registrierung B102 von Juni/Juli 1986.

Die wesentlich höheren Nährstoffkonzentrationen und zugleich niedrigeren Chl-Werte in der Deckschicht nördlich km 1700 deuten darauf hin, daß sich in diesem nördlichen Abschnitt die Blüte noch nicht voll entwickelt hat. Die auf die Winterkonzentrationen bezogene Nitrat-Abnahme beträgt hier im nördlichen Abschnitt im Mittel lediglich etwa 40 %, gegenüber 90 % im südlich anschließenden Blüteabschnitt. Nährstoffprofile vom nördlichsten Punkt des Standardschnittes (Wolf, unveröffentlichte Daten) weisen oberhalb etwa 30 m einen vertikal homogenen Bereich auf mit Konzentrationen ($PO_4 = 0.8 \text{ mmol m}^{-3}$, $NO_3 = 11. \text{ mmol m}^{-3}$), die in etwa den in den Ortsreihen (Abb. VII.7d und Abb. VII.8d) dargestellten Werten aus 4 m Tiefe entsprechen. Unterhalb 30 m zeigen die Nährstoffprofile einen nur schwachen linearen Anstieg auf etwa $1.05 \text{ mmol m}^{-3} PO_4$ und $14. \text{ mmol m}^{-3} NO_3$ in 55 m Tiefe. Der Nitratwert in 55 m deckt sich mit der von Glover und Brewer (1987) für den nördlichsten Punkt angegebenen Winter-Konzentration (s. Abb. VII.9). Bezogen auf die gemessenen Nährstoffkonzentration in 55 m Tiefe oder die Winter-Nitratkonzentration ergibt sich aus den Profilen eine Nährstoffverminderung zwischen dem Zeitpunkt tiefster winterlicher Durchmischung und Ende Juni von weniger als 25 % in der Deckschicht am nördlichsten Punkt.

Das Aufblühen des Phytoplanktons nördlich km 1700 kann im Monat maximaler solarer Einstrahlung (Isemer und Hasse, 1987) nicht durch Lichtmangel limitiert sein. Auch Lichtlimitierung durch tiefreichende vertikale Durchmischung (s. Abschnitt VII.1) kann ausgeschlossen werden, denn die Schichtung ist kaum geringer als im Blüteabschnitt zwischen km 1030 und km 1700, wie aus Abb. VII.7a und b ersichtlich. Hierauf weisen auch die zwar nur gering, aber erkennbar erhöhten Chlorophyllkonzentrationen in der Deckschicht hin. In Abb. VII.10 ist als Schichtungsmaß (s. Abschnitt VII.1) das Integral statischen Auftriebs über die obersten 50 m, B_{50} , dargestellt. Zwischen km 1030 und km 1700 liegt B_{50} im Mittel bei $0.09 \text{ (m s}^{-1})^2$, nördlich km 1700 davon kaum verschieden bei $0.08 \text{ (m s}^{-1})^2$. Aus der Datenanalyse der Frühjahrs-Expedition BOA'85 (Ende April 1985) hatten sich Hinweise ergeben, daß im südlichen Bereich des Standardschnittes (südlich km 1020) die Blüte etwa da einsetzte, wo das Auftriebsintegral den deutlich niedrigeren Wert $B_{50} = 0.025 \text{ (m s}^{-1})^2$ überschritt (Abschnitt VII.1, Abb. VII.2c und d). Die unterschiedliche Blüteentwicklung südlich und nördlich km 1700 kann also kaum auf Schichtungsunterschiede zurückgeführt werden. Ein Parameter, der südlich und nördlich km 1700 unterschiedliche Werte aufweist, ist die Deckschicht-

temperatur. Sie fällt zwischen km 1680 und km 1720 von 12 °C um 2.5 °C auf 9.5 °C ab. Zwischen km 1030 und km 1680 liegen die Deckschichttemperaturen zwischen 15 °C und 12 °C, nördlich km 1720 fallen sie von 9.5 °C bis unter 8 °C am Nordende des Schnittes ab. Dies kann ein Hinweis auf Temperaturlimitierung der Blüte nördlich km 1700 sein.

Der oberflächennahe starke Temperaturabfall sowie die horizontalen Gradienten von Chl und Nährstoffkonzentrationen bei km 1700 sind verbunden mit der Polarfront. Stärker als in den Deckschichttemperaturen ist die Polarfront durch den horizontalen Temperaturgradienten in den tieferen Schichten (Abb. VII.7a) und durch einen steilen Anstieg der Isopyknen von Süden nach Norden bei km 1700 (Abb. VII.7b) markiert. Abb. VII.7a, b und c ist zu entnehmen, daß sich auch weiter südlich bei km 1030 der Übergang vom Blüte- ins oligotrophe Regime an einer markanten hydrographischen Front vollzieht.

In Abb. VII.11 sind für die Tageslichtstunden während Registrierung B102 die Tiefenverteilungen der relativen sowie absoluten Quanteneinstrahlung und der spezifischen Wachstumsrate (s. Abschnitte V.1 und V.2) dargestellt. Abb. VII.11a zeigt, daß die Isolinien der relativen Quanteneinstrahlung (bzw. die relativen Lichttiefen) im Tageslichtabschnitt um km 1150, also im Bereich der vollentwickelten Blüte, vertikal am dichtesten gedrängt liegen und damit hohe Attenuation in der Wassersäule anzeigen. Geringste Attenuation längs des Schnittes findet sich am Südende im oligotropen Regime. Ebenfalls gering ist die Attenuation am Nordende, wo das Phytoplankton noch nicht aufgeblüht ist. Mit den Attenuationsunterschieden geht ein Abtauchen der relativen Isolumen sowohl nach Süden als auch nach Norden einher. Die geringsten Isolumentiefen wurden im Blüteabschnitt um km 1200 bestimmt. Die 1%-Lichttiefe liegt hier im Mittel über dem betreffenden Tageslichtabschnitt (km 1110-1220) bei 39 m. Am Südende ist sie im Tagesmittel bei 64 m, also 25 m tiefer zu finden. Ein Vergleich mit der Chl-Verteilung (Abb. VII.7c) zeigt, daß die Untergrenze der chlorophyllhaltigen Schicht (etwa durch die Isoplethe 0.25 mg m^{-3} Chl gegeben) grob der 1%-Lichttiefe folgt. Mittelwerte der absoluten Quanteneinstrahlung über die jeweiligen Tageslichtabschnitte schwanken in der 1%-Lichttiefe um $10 \mu \text{E m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (höchste Werte von $15 \mu \text{E m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ am Südende, geringste von $5 \mu \text{E m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ am Nordende - bedingt durch unterschiedliche Einstrahlung an der Meeresoberfläche). Die Isolumen der absoluten Quanteneinstrahlung sind in Abb. VII.11b dargestellt. Die

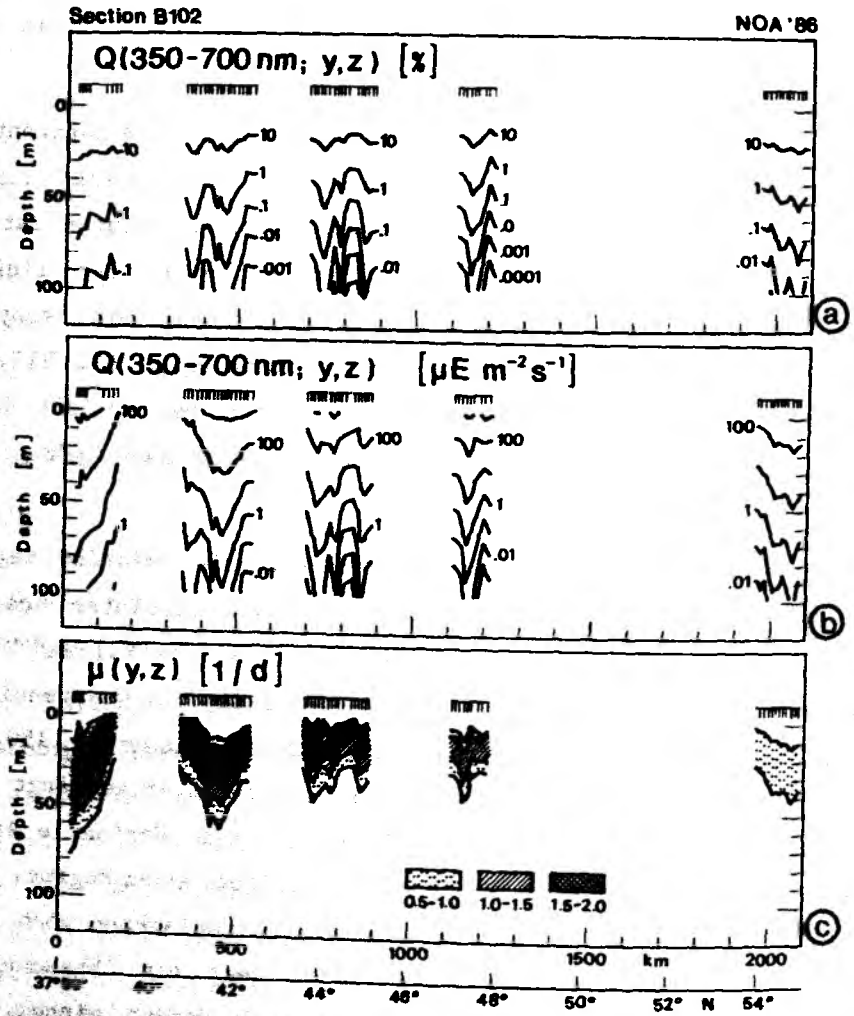


Abb. VII.11: Vertikalverteilungen der relativen sowie absoluten Quanteneinstrahlung und der spezifischen Wachstumsrate entlang des Standardschnittes während Juni/Juli 1986 anhand Registrierung B102. Im Übrigen gilt das gleiche wie für Abb. VII.6. Die große Datenlücke zwischen km 1300 und km 1900 erklärt sich aus zu geringen Oberflächeneinstrahlungen in 5. Tageslichtabschnitt der Registrierung.

größere Eindringtiefe des Lichtes (und geringfügig höhere Oberflächen- einstrahlung) im oligotrophen Abschnitt erlaubt dort pflanzliches Wachstum auch in tieferen Schichten; Abb. VII.11c zeigt Isoplethen der spezifischen Wachstumsrate, berechnet gemäß des einfachen, in Abschnitt V.2 beschriebenen Produktionsmodelles von Smith (1980). Ein Vergleich der Abb. VII.11b und c läßt erkennen, daß das vertikale Maximum der Wachstumsrate etwa um die Isolumen $10^{-4} \text{ E m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ zentriert ist. Das tägliche Wachstumsmaximum steigt im oligotrophen Regime von Süden nach Norden von etwa 40 m am Süden des Schnittes auf etwa 20 m im Tageslichtabschnitt um km 800 an, und es ist auch nördlich km 1020 im Blüteregime in etwa 20 m Tiefe zu finden. Zur Zeit höchster täglicher Einstrahlung wird eine Wachstumsrate von 0.5 d^{-1} am Süden noch in 80 m erreicht, nördlich km 1020 in nur 40 m. Der Tiefenbereich höchsten täglichen spezifischen Wachstums verlagert sich meridional also ähnlich dem der chlorophyllhaltigen Schicht (Abb. VII.7c).

Abb. VII.12 zeigt über jeweils einen Tag gemittelte Profile der Chlorophyllkonzentration sowie über die jeweiligen Tageslichtabschnitte gemittelte Profile der spezifischen Wachstumsrate und der Chlorophyllproduktionsrate. Es ist zu erkennen, daß die Amplitude der meridionalen Unterschiede der mittleren Tiefe des spezifischen Wachstumsmaximums (Abb. VII.12b) geringer ist als die der mittleren Tiefe des Chl-Maximums (Abb. VII.12a). Die Tiefe des spezifischen Wachstumsmaximums verlagert sich meridional zwischen 12 und 28 m, die des Chl-Maximums zwischen 7 und 52 m. Im oligotrophen Regime (Profile 1-3) liegt das Chl-Maximum unterhalb des Maximums der spezifischen Wachstumsrate. Dieses Auseinanderklaffen ist dadurch bedingt, daß oberhalb des Chl-Maximums die Nährstoffe aufgezehrt sind, Nährstofflimitierung in dem benutzten einfachen Produktionsmodell aber nicht berücksichtigt wird. Die Tiefe des Maximums der Chlorophyllproduktionsrate (die Chlorophyllproduktionsrate ist das Produkt aus spezifischer Wachstumsrate und Chl, s. Abschnitt V.2) stimmt aber weitgehend mit der des Chl-Maximums überein; sie liegt nur 2-10 m darüber (vergl. Abb. VII.12a und c). Dies zeigt, daß im oligotrophen Regime dem benutzten einfachen Produktionsmodell zufolge in der Tiefe des Chl-Maximums das Lichtangebot ausreichend ist, dort (bzw. wenige Meter darüber) auch maximale Chlorophyll-Bruttoproduktionsraten zu generieren. Es ist davon auszugehen, daß bei Berücksichtigung von Nährstofflimitierung die spezifischen Wachstumsmaxima im oligotrophen Regime noch tiefer, dem Chlorophyllmaximum näher, liegen würden. Modellergebnisse von Wolf und Woods (1988) zeigen unter Einbeziehung der Nährstoffversorgung,

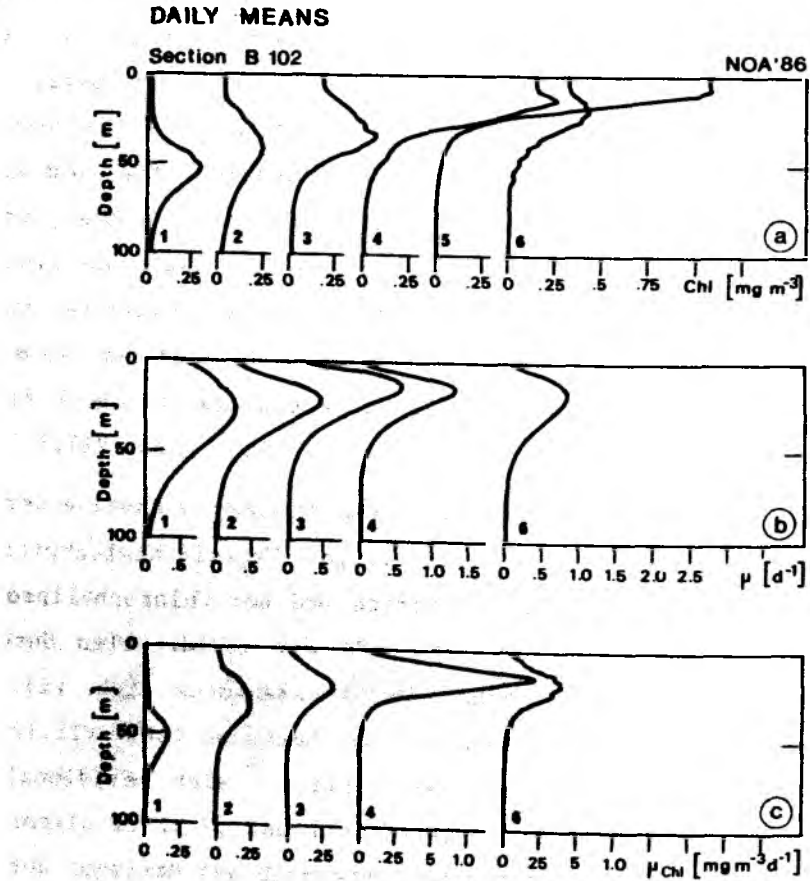


Abb. VII.12: Mittlere Profile der Chlorophyllkonzentration (a), der spezifischen Wachstumsrate (b) und der Chlorophyllproduktionsrate (c) aus Registrierung B102 von Juni/Juli 1986. Mittelungsbasis sind ganze MeStage (a) bzw. Tageslichtabschnitte (b, c). Die Profile sind vom Südende des Standardabschnittes ausgehend durchnummeriert und können über den Vergleich mit Abb. VII.11 horizontalen Streckenabschnitten zugeordnet werden.

daß das tiefe Phytoplanktonmaximum durch lokale Produktion in der Tiefe der Nährstoffsprungschicht entsteht.

In Abb. VII.12a erkennt man bei gemittelten Chl-Profilen aus dem Blüte- und Vorblüteabschnitt (Profile 4 und 6) schwache Maxima direkt unterhalb der Deckschicht, deren Tiefen mit denen maximaler spezifischer Wachstumsrate (Abb. VII.12b) übereinstimmen. (Die Homogenität der Chl-Vertikalverteilung nahe der Oberfläche ist nicht gemessen. Die Profile wurden vor der Mittelung vom oberen Umkehrpunkt des Schleppfisches, welcher in dem entsprechenden Teil der Registrierung bei etwa 5 m lag, zur Oberfläche hin extrapoliert.) Die schwach ausgebildeten Chl-Maxima unterhalb der Deckschicht in der Tiefe berechneter maximaler Wachstumsrate können im Blüte-Regime, wo Nährstofflimitierung keine Rolle spielt, als Resultat lokaler Produktion in der Tiefe optimaler Lichtverhältnisse angesehen werden.

Die meridionalen Unterschiede der maximalen spezifischen Wachstumsrate in der Tiefe optimaler Lichtverhältnisse sind nach benutzten Modellgleichungen durch polwärts abnehmende Temperaturen bedingt. Im Bereich der entwickelten Deckschichtblüte (4. Tageslichtabschnitt in Abb. VII.12b) beträgt $\mu_{\max} 1.3 \text{ d}^{-1}$, nördlich der Polarfront (6. Tageslichtabschnitt) 0.9 d^{-1} .

Die anhand der Registrierung B102 aufgezeigte großskalige Unterteilung des Standardschnittes in drei Abschnitte - oligotrophes Regime, vollentwickelte Blüte und Vorblütezustand repräsentierend - findet sich analog auch in Registrierung B103 (Abb. VII.8), die im Anschluß an B102 auf Südkurs des Schiffes gewonnen wurde. Die drei verschiedenen Regimes decken hier faktisch jeweils die gleichen Strecken längs des Standardschnittes ab, wenn man dieselben Unterscheidungskriterien wie bei B102 zugrundelegt. Wie durch die in Abb. VII.8c und d dargestellten Chl- und Nährstoffverteilungen gegeben, findet sich in B103 der Übergang zwischen der erst im Aufbau befindlichen Blüte und der vollentwickelten wiederum bei km 1700, der Übergang zwischen der vollentwickelten Blüte und dem oligotrophen Regime bei km 1020 (km 1030 in B102). Diese Übereinstimmung zeigt, daß bzgl. der großskaligen Verteilungen im Frühsommer 1986 die Messungen als synoptisch angesehen werden können. Die Verteilung der mesoskaligen Chl-Flecken mit Horizontalskalen von einigen 10 km jedoch hat in B103 kaum Ähnlichkeit mit der in B102. Der in B102 registrierte oberflächennahe Chl-(und Nährstoff-)Fleck bei km 620 beispielsweise tritt in B103 nicht wieder auf. Die zeitliche Variabilität zwischen B102 und B103 von Chlorophyll-Flecken auf der Mesoskala findet

sich in allen drei Regimes. Für die zeitliche Variabilität der Chl-Flecken muß in erster Linie Advektion mit Vorzugsrichtung quer zum Schnitt in Betracht gezogen werden.

VII.3 Spätsommerliche Oligotrophie

Daten vom Spätsommer 1984 entlang des Standardschnittes kennzeichnen ein oligotrophes Regime, das sich von Süden her bis zur Polarfront erstreckt, und eine Deckschichtblüte nördlich der Polarfront.

Die Daten wurden zwischen dem 27.8. und 2.9. (Registrierung B101) aufgezeichnet, während das Schiff von den Azoren in Richtung Grönland fuhr. Abb. VII.13 zeigt die vertikale Temperatur-, Dichte- und Chl-Verteilung entlang des Schnittes. Südlich km 1750 liegen die höchsten Chlorophyllkonzentrationen längs der Vertikalen durchgehend in einem tiefen Chl-Maximum (Abb. VII.13c). Das tiefe Chl-Maximum taucht von etwa 35 m bei km 1700 nach Süden hin bis auf etwa 80 m ab. Im nördlichen Bereich seiner Erstreckung liegt das tiefe Maximum im oberen Grenzbereich der saisonalen Pyknokline, welcher durch den stärksten vertikalen Dichtegradienten gekennzeichnet ist (Abb. VII.13b). Nach Süden dringt das Chl-Maximum tiefer in die saisonale Pyknokline ein, wo die Schichtung schwächer ist. Die Obergrenze der saisonalen Pyknokline bzw. die Deckschichttiefe schwankt längs des Standardabschnittes lediglich zwischen etwa 15 und 35 m ohne erkennbaren großskaligen Trend.

Die Chlorophyllkonzentrationen im tiefen Maximum variieren allgemein zwischen 0.25 und 1.5 mg m^{-3} , aber in zwei mesoskaligen Flecken von km 1230 bis km 1300 sowie km 1350 bis km 1380 erreichen sie Spitzenwerte von $5.0 - 5.5 \text{ mg m}^{-3}$, also mehr als das Dreifache der höchsten Konzentrationen, die sonst entlang des gesamten Schnittes angetroffen wurden (Abb. VII.3c). Den physikalischen Ursachen dieser Chlorophyll-Spitzenkonzentrationen wird später in Kap. VIII gezielt nachgegangen. Dabei wird gezeigt, daß sie sich durch mesoskaligen dynamischen Auftrieb erklären lassen.

Während südlich km 1750 die Chl-Vertikalverteilung durch ein horizontal zusammenhängendes tiefes Chlorophyllmaximum in der saisonalen Sprungschicht geprägt ist, finden sich nördlich km 1750 die höchsten Chlorophyllkonzentrationen innerhalb der Deckschicht. Abb. VII.13c zeigt, daß hier im nördlichen Abschnitt unterhalb etwa 40 m Chl durchweg geringer als 0.25 mg m^{-3}

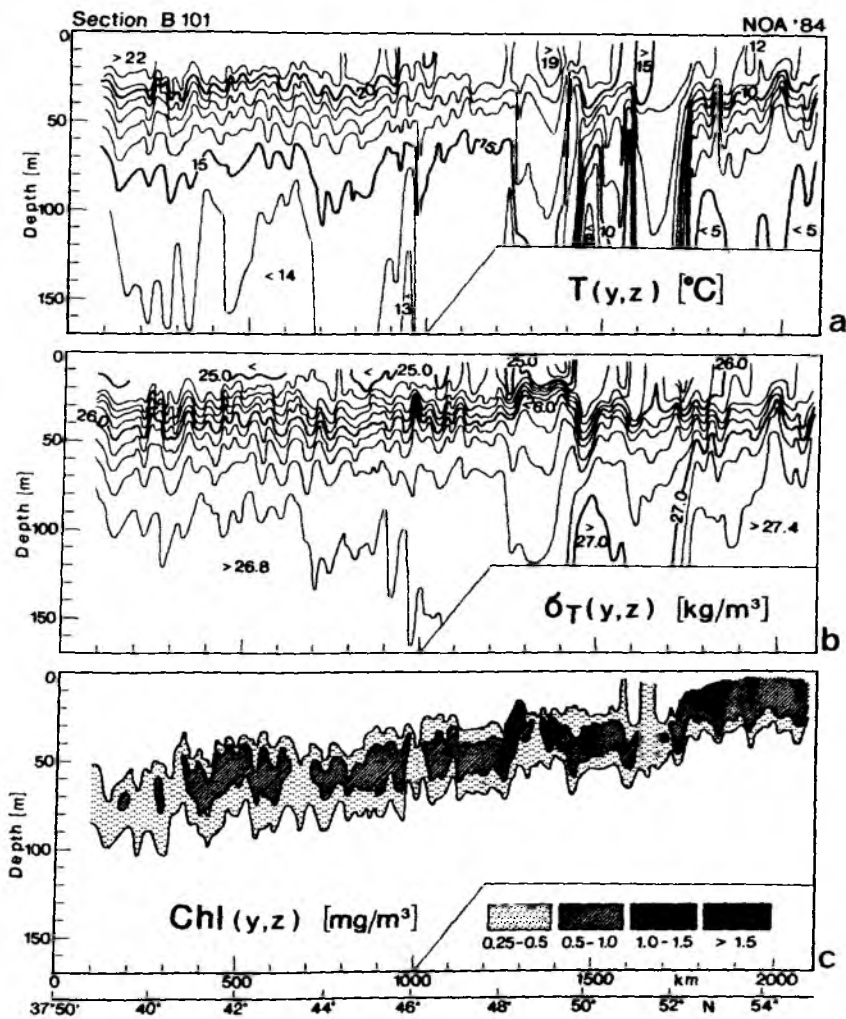


Abb. VII.13: Vertikalverteilungen von T , σ_T und Chl entlang des Standard-schnittes in der Spätsommerregistrierung von August/September 1984.

ist. Oberhalb 20 m liegen die Chlorophyllkonzentrationen zwischen 0.5 und 1.5 mg m^{-3} . Der höchste vertikale Chl-Gradient findet sich zwischen 20 und 30 m im oberen Grenzbereich der saisonalen Pyknokline (vgl. mit Abb. VII.13b). Der Übergang zwischen dem oligotrophen Regime, charakterisiert durch das tiefe Chl-Maximum südlich km 1750, und der durch vertikal höchste Chlorophyllkonzentration innerhalb der Deckschicht gekennzeichneten Blütephase nördlich km 1750 vollzieht sich direkt an der Polarfront. In Abb. VII.13a und b ist die Polarfront deutlich durch den scharfen horizontalen Temperatur- und Dichtegradienten in der saisonalen Sprungschicht markiert. In der Deckschicht tritt die Front in der Horizontalverteilung von T und σ_T weniger auffällig hervor. Die höchsten Deckschicht-Chlorophyllkonzentrationen längs des Schnittes finden sich direkt nördlich der Polarfront. Durch den Chl-Isoplethenabstand in Abb. VII.13c wird nicht aufgelöst, daß zwischen km 1750 und km 1850 die Chlorophyllkonzentration bis an 1.5 mg m^{-3} heranreicht, nördlich km 1850 Chl hingegen unter 1.1 mg m^{-3} bleibt.

Dieses horizontale Verteilungsmuster mit höchsten Deckschicht-Chlorophyllkonzentrationen direkt nördlich der Polarfront und einer Verringerung von Chl über die Front hinaus nach Norden hin wurde auch auf den beiden anderen Schnitten B102 und B104 (s. Tab. II.1 und Abb. II.2 in Abschnitt II.3) dieser Expedition registriert, die ebenfalls, wenn auch unter anderen Winkeln, die Polarfront kreuzten. Dies ist auch aus Abb. IV.7a (Abschnitt IV.3) ersichtlich, die die Zeitreihe der oberflächennahen Chlorophyllkonzentration während der Expedition NOA'84 zusammenhängend ohne Unterteilung nach Schnitten zeigt. Die drei Passagen der Polarfront sind in Abb. IV.7a durch die steilen Flanken der Chl-Zeitreihe an den Tagen 245, 247 und 257 deutlich zu erkennen, am Tag 245 auf dem Standardabschnitt mit Kurs Richtung Grönland, am Tag 247 auf Kurs Südsüdwest und am Tag 257 auf nordöstlichem Kurs. Die höchsten Chlorophyllkonzentrationen direkt nördlich der Polarfront betragen jeweils zwischen 1.2 und 1.5 mg m^{-3} . Die hohe Konsistenz von Verteilungsmustern und Chl-Werten bei den drei Überquerungen der Polarfront deutet darauf hin, daß die während Registrierung B101 im Nordteil des Standardschnittes angetroffene Chl-Verteilung typisch ist für zumindest die nähere Umgebung von mehreren 100 km und eine Zeitdauer von mindestens 12 nachfolgenden Tagen.

Abb. VII.14 zeigt für die Tageslichtabschnitte in B101 die Vertikalverteilung der prozentualen Lichttiefen, der absoluten Quanteneinstrahlung sowie der

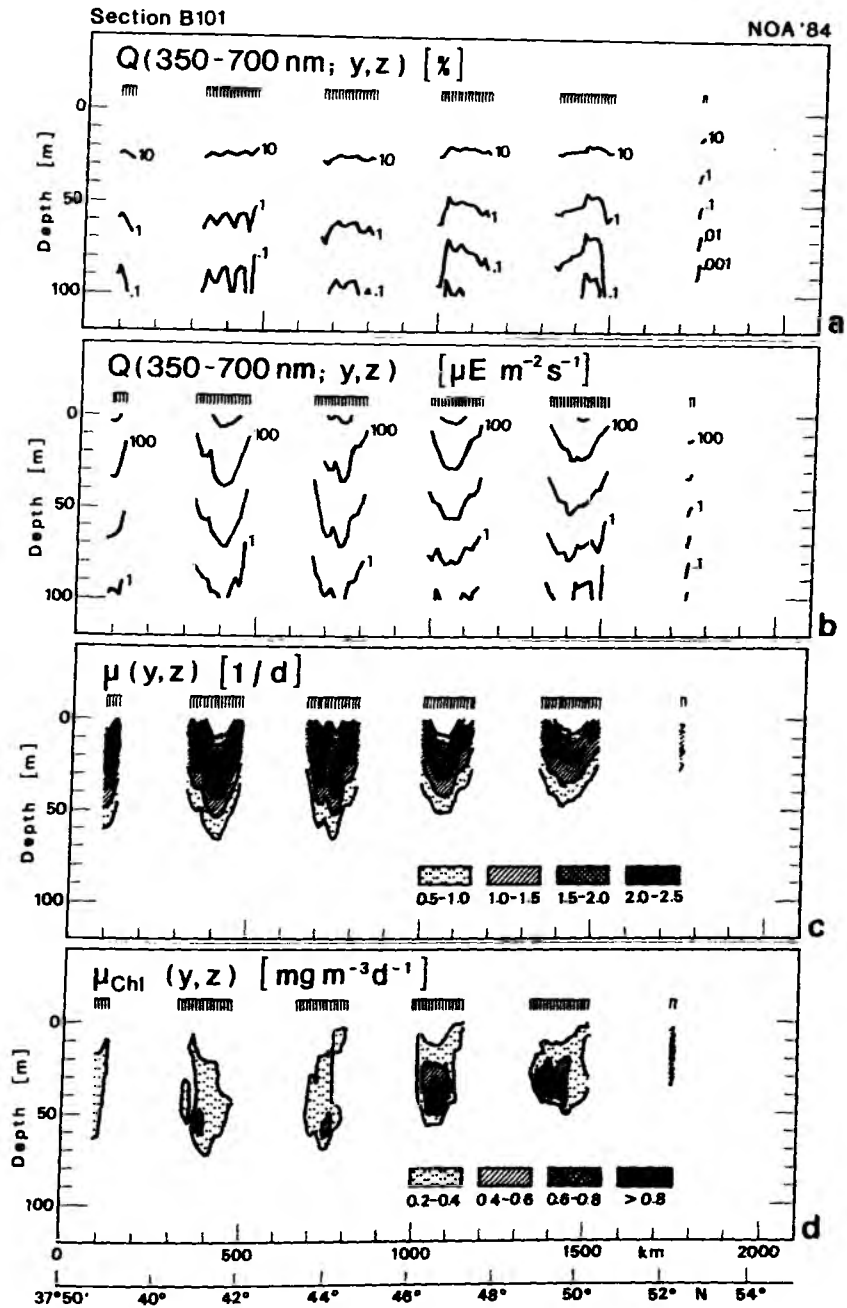


Abb. VII.14: Vertikalverteilungen der relativen sowie absoluten Quanteneinstrahlung (a, b), der spezifischen Wachstumsrate (c) und der Chlorophyllproduktionsrate (d) entlang des Standardschnittes in der Spätsommerregistrierung von August/September 1984. Im 6. Tageslichtabschnitt fiel wegen geringer Oberflächeneinstrahlung nur südlich der Polarfront bei km 1750 zuverlässig meßbares Licht noch genügend tief ein, um gezeigte Quantitäten berechnen zu können. Sonst gilt das gleiche wie auch für Abb. VII.6.

spezifischen Wachstumsrate und der Chlorophyllproduktionsrate entlang des Standardschnittes. Die südlichen 5 Tageslichtabschnitte liegen alle im oligotrophen Regime, der 6. Tageslichtabschnitt (vom Beginn der Registrierung B101 am Süden des Schnittes aus gezählt) liegt direkt südlich des Übergangs zur Deckschichtblüte bei km 1750. (Im 6. Tageslichtabschnitt drang nur direkt südlich des Übergangs zur Deckschichtblüte das Licht noch tief genug in die Wassersäule ein, um gemäß Abschnitt V.1 Einstrahlungsprofile rechnen zu können, im 7. Tageslichtabschnitt gar nicht.) Aus Abb. VII.14a geht hervor, daß im südlichsten Tageslichtabschnitt zwischen km 90 und km 130 die Quanteneinstrahlung in den obersten 100 m Wassersäule um etwa 3 Größenordnungen attenuiert wird, zwischen km 1730 und km 1750 um etwa 5 Größenordnungen. Die 1%-Lichttiefe taucht im großskaligen Trend von Norden nach Süden ab. Im Mittel über die jeweiligen Tageslichtabschnitte liegt sie zwischen km 1730 und km 1750 bei 35 m, zwischen km 90 und km 130 bei 63 m. Zusammen mit den prozentualen Lichttiefen tauchen auch die Isolumen der absoluten Quanteneinstrahlung (Abb. VII.14b) nach Süden hin ab. Bei den absoluten Isolumen ist ein geringfügig steileres Abtauchen als bei den relativen zu erkennen, bedingt durch etwas höhere Oberflächeneinstrahlung im Süden. In den südlichsten beiden Tageslichtabschnitten wurden in der 1%-Lichttiefe im Mittel über die jeweiligen Tageslichtphasen absolute Quanteneinstrahlungen von jeweils $10 \mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$ bestimmt, in dem 5. und 6. Tageslichtabschnitt von jeweils etwa $6 \mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

Die meridionale Neigung der Chlorophyllmaximum-Tiefe (Abb. VII.13c) ist steiler als die sowohl der relativen als auch der absoluten Isolumen. Das tiefe Chl-Maximum im oligotrophen Regime liegt am Süden unterhalb der 1%-Lichttiefe (bei etwa 0.5 % im Tagesmittel) schneidet die 1%-Lichttiefe zwischen dem 2. und 3. Tageslichtabschnitt und liegt im 5. in der 3%-Lichttiefe. Die mittleren absoluten Quanteneinstrahlungen in der Tiefe des Chl-Maximums steigen systematisch von $5 \mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$ am Süden auf $18 \mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$ im 5. Tageslichtabschnitt an; in der Tiefe, in der Chl unterhalb des Maximums auf die Hälfte des Maximalwertes abgeklungen ist, variieren sie zwischen etwa $1 \mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$ am Süden und $5 \mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$ im 5. Tageslichtabschnitt. Wenn die Tiefe des unteren Chl-Maximum-Halbwertes als Kompensationstiefe D_c (s. Abschnitt VII.1) interpretiert wird, dann gibt die über Tageslichtabschnitte gemittelte absolute Quanteneinstrahlung in jener Tiefe die Kompensations-Quanteneinstrahlung Q_c an. Die Neigung der Chlorophyllmaximum-Tiefe gegen die Tiefe absoluter Isolumen kann ein Hinweis auf

Photoadaptation des Phytoplanktons an geringere Quanteneinstrahlungen in sehr tiefen Chl-Maxima sein.

Einen deutlichen Hinweis auf Photoadaptation gibt der Vergleich der Kompensations-Quanteneinstrahlungen von der Juni/Juli- und August/September-Registrierung (s. Tab. VII.1). August/September ist Q_c für jeden einzelnen Tageslichtabschnitt (die jeweiligen Tageslichtabschnitte decken in beiden Registrierungen etwa die gleichen Strecken auf dem Standardschnitt ab) geringer als Juni/Juli. Im Mittel über den gesamten Standardschnitt beträgt Q_c August/September nur etwa 1/5 des Wertes von Juni/Juli. Die Mittelwerte beider Registrierungen sind, gemessen daran, daß ihre Differenz größer ist als die Summe der entsprechenden Standardabweichungen, signifikant verschieden.

Tab. VII.1: Kompensations-Quanteneinstrahlung Q_c

Registrierung	Q_c [$\mu E m^{-2} s^{-1}$] im Tageslichtabschnitt (von den Azoren ausgehend gezählt)						Q_c [$\mu E m^{-2} s^{-1}$] Gesamtmittel \pm Standardabw.
	1	2	3	4	5	6	
Jun/Jul (1986), B102	12.0	4.5	6.1	24.5		19.2	13.3 \pm 8.5 2.6 \pm 1.4
Aug/Sep (1984), B101	1.0	1.2	2.9	2.5	4.8	3.1	

Die in Tab. VII.1 angegebenen Werte für Q_c sind Mittelwerte über Tageslichtabschnitte. Sollen sie auf die Zeitbasis eines vollen Tages bezogen werden, so müssen sie mit etwa 0.5 multipliziert werden. Berücksichtigt man, daß im Juni die Tageslichtphasen länger als 12 h sind, so wird der Unterschied der Q_c -Werte, die einerseits aus der Juni/Juli - und andererseits aus der August/September-Registrierung bestimmt wurden, bei Bezug auf volle 24 h noch größer.

In Abb. VII.14c sind Isoplethen der spezifischen Wachstumsrate wiedergegeben. Der Vergleich mit Abb. VII.14b zeigt, daß die Wachstums-Isoplethen etwa um die Isolumen $10^{-4} E m^{-2} s^{-1}$ zentriert sind. Während der Zeiten höchster täglicher Einstrahlung werden im Süden spezifische Wachstumsraten von $0.5 d^{-1}$ noch in 66 m Tiefe (im 2. und 3. Tageslichtabschnitt) erreicht, weiter nördlich (im 5. Tageslichtabschnitt) nur bis in 45 m. Daß sich im südlichen Tageslichtabschnitt die $0.5 d^{-1}$ -Isoplethe nur bis in 60 m erstreckt, kann dadurch bedingt sein, daß mit der Datenaufzeichnung erst um 12:46 Ortszeit, also nach

höchsten täglichen Sonnenstand, begonnen wurde. Die Verringerung der Maximalwerte im täglichen Wachstumsmaximum nach Norden hin kann wiederum (wie auch bei den Registrierungen von 1985 und 1986 entlang des Standardschnittes, s. Abschnitte VII.1 und VII.2) auf die Berücksichtigung der Temperatur im Smith-Produktionsmodell zurückgeführt werden. Gemäß Abb. VII.14c und Abb. VII.13a herrschen in der Tiefe des täglichen spezifischen Wachstumsmaximums im südlichsten Tageslichtabschnitt Temperaturen von 20 - 22 °C, im 5. Tageslichtabschnitt von 14 - 17 °C. Die Tiefe des Chlorophyllmaximums im oligotrophen Regime (Abb. VII.13c) liegt durchgehend unterhalb der berechneter maximaler spezifischer Produktionsraten. Die Tiefe maximaler täglicher Chlorophyllproduktionsrate aber stimmt im allgemeinen gut mit der Tiefe des Chl-Maximums überein (vergl. Abb. VII.13c mit dem Verlauf von Isoplethen der Chlorophyllproduktionsrate in Abb. VII.14d).

Die gute Übereinstimmung der Tiefen maximaler Chlorophyllkonzentration und -produktion besteht auch bzgl. der mittleren Produktionsraten über die jeweiligen Tageslichtabschnitte. Die Abb. VII.15a, b und c zeigen über die jeweiligen Messstage gemittelte Profile der Chlorophyllkonzentration sowie über Tageslichtabschnitte gemittelte Profile der spezifischen Wachstumsrate und der Chlorophyllproduktionsrate. Die Tiefe des vertikalen Maximums mittleren spezifischen Wachstums ändert sich kaum, lediglich zwischen 12 m im Norden und 20 m im Süden. Meridional deutlich ändert sich aber die Tiefe, bis zu der im Mittel über die Tageslichtphasen noch nennenswertes spezifisches Wachstum auftritt. Ein Wert von beispielsweise 0.25 d^{-1} wird im südlichsten Tageslichtabschnitt im Mittel noch in 70 m erreicht, im 5. Tageslichtabschnitt in 50 m und im 6. in lediglich 34 m (Abb. VII.15b). Diese Tiefen liegen im Bereich des tiefen Chl-Maximums und haben eine vergleichbare meridionale Neigung. Dadurch ergeben sich nennenswerte Chlorophyllproduktionsraten innerhalb der Schicht des tiefen Chlorophyllmaximums. Ein Vergleich der Abb. VII.15a und b zeigt, daß im Mittel über Tageslichtphasen die Tiefe des Maximums der Chlorophyllproduktionsrate im oligotrophen Regime nur geringfügig (um etwa 5 - 10 m) oberhalb der mittleren Chlorophyllmaximumstiefe liegt und meridional mit ähnlicher Steilheit nach Süden abtaucht. Daß der südlichste Tageslichtabschnitt in dieser Hinsicht herausfällt, kann dadurch bedingt sein, daß die Zeit höchster täglicher Einstrahlung hier nicht mit erfaßt wurde (s.o.).

Insgesamt gilt dem Smith-Produktionsmodell zufolge aber, daß die Tiefe des Chlorophyllmaximums auch die Tiefe hoher Chlorophyllproduktion ist. Im

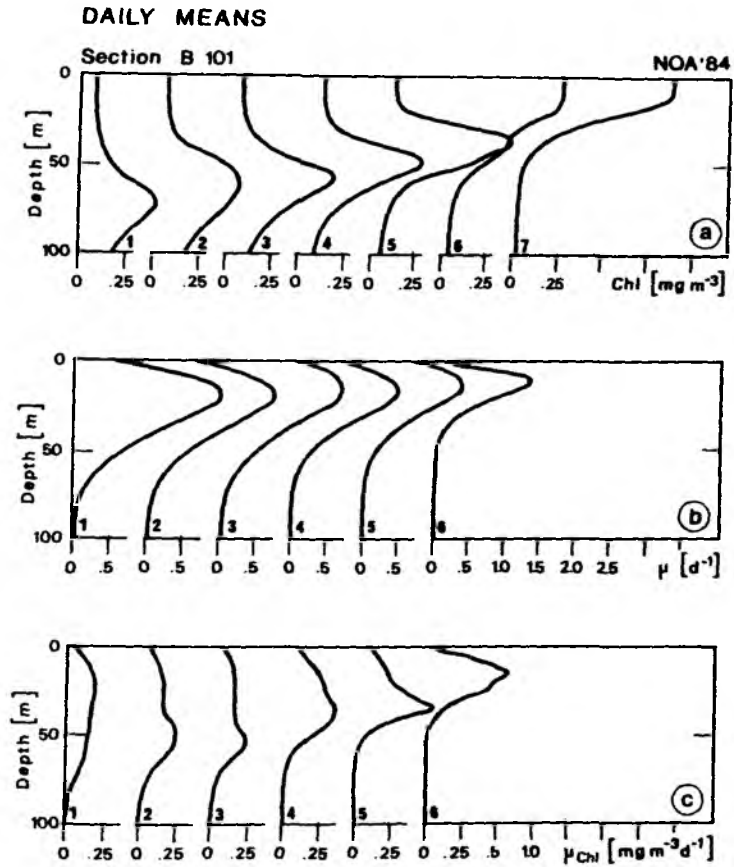


Abb. VII.15: Mittlere Profile der Chlorophyllkonzentration (a), der spezifischen Wachstumsrate (b) und der Chlorophyllproduktionsrate (c) aus der August/September-Registrierung NOA'84. Mittelungsbasis sind Meßtage (a) bzw. Tageslichtabschnitte (b und c). Die Profile sind vom Süden des Standardschnittes ausgehend durchnummeriert und können über den Vergleich mit Abb. VII.14 horizontalen Streckenabschnitten zugeordnet werden.

vorangegangenen Abschnitt VII.2 wurde schon darauf hingewiesen, daß bei Berücksichtigung der vertikalen Nährstoffverteilung in der Produktionsberechnung eine noch weitgehendere Übereinstimmung der Schichten maximaler Chlorophyllkonzentration und -produktion zu erwarten wäre. Die dortige Argumentation, daß das tiefe Chlorophyllmaximum aus lokaler Produktion resultiert, kann auch für diese Registrierung mit allgemein tieferen Chl-Maxima gelten.

VII.4 Saisonale Wanderung von Frühjahrsblüte und oligotrophen Regime

Die vorgestellten Meßergebnisse dokumentieren zusammengenommen eine polwärtsige Wanderung von Deckschichtblüte und oligotrophen Regime im Laufe der Erwärmungsphase. Dieser Interpretation von Expeditionsdaten aus drei verschiedenen Jahren ist die Annahme zugrunde gelegt, daß zwischenjährliche Variabilität gegenüber saisonalen Veränderungen vernachlässigbar sei. Inwieweit diese Annahme tatsächlich gerechtfertigt ist, wird in Abschnitt VII.7 diskutiert.

Abb. VII.16 zeigt die Deckschicht-Chlorophyllkonzentration (Definition s. Abschnitt VII.1) Ende April, Juni/Juli und August/September entlang des Standardschnittes. Die Abbildung vermittelt den Eindruck eines breiten Bandes erhöhter Chlorophyllkonzentration, welches sich im Laufe der Erwärmungsphase zwischen Ende April und August/September nach Norden verschiebt. Die höchsten Konzentrationen finden sich Ende April bei km 900 (etwa 45°N), Juni/Juli bei km 1350 (49°N) und August/September bei km 1850 (53°N). Die Spitzenkonzentrationen schwanken saisonal zwischen 1.6 und 3.1 mg m⁻³. Um die meridionale Verlagerung des Bandes zu beschreiben, ist es nötig, die jeweilige Position seiner nördlichen und südlichen Flanke zu bestimmen. Die Positionen der nördlichen und südlichen Flanke können durch die Punkte definiert werden, ab denen die Chlorophyllkonzentrationen bis zum Nord- bzw. Südpole des Schnittes unterhalb eines bestimmten Schwellwertes bleiben. Ein Schwellwert von 1.0 mg m⁻³ entspricht dem Halbwert des Mittels der Konzentrationsspannweiten aus den drei Registrierungen und positioniert die Flanken jeweils etwa dorthin, wo die Übergänge zwischen Vorblüte und Blüte sowie Blüte und oligotrophen Regime auch anhand der Chl-Vertikalverteilungen und Nährstoffkonzentrationen (Abschnitte VII.1 - VII.3) zu setzen waren.

Wie in Abschnitt VII.1 aufgezeigt, setzte Ende April die Frühjahrsblüte südlich km 1300 (48°30'N) innerhalb weniger Tage fleckenhaft ein. Es gibt

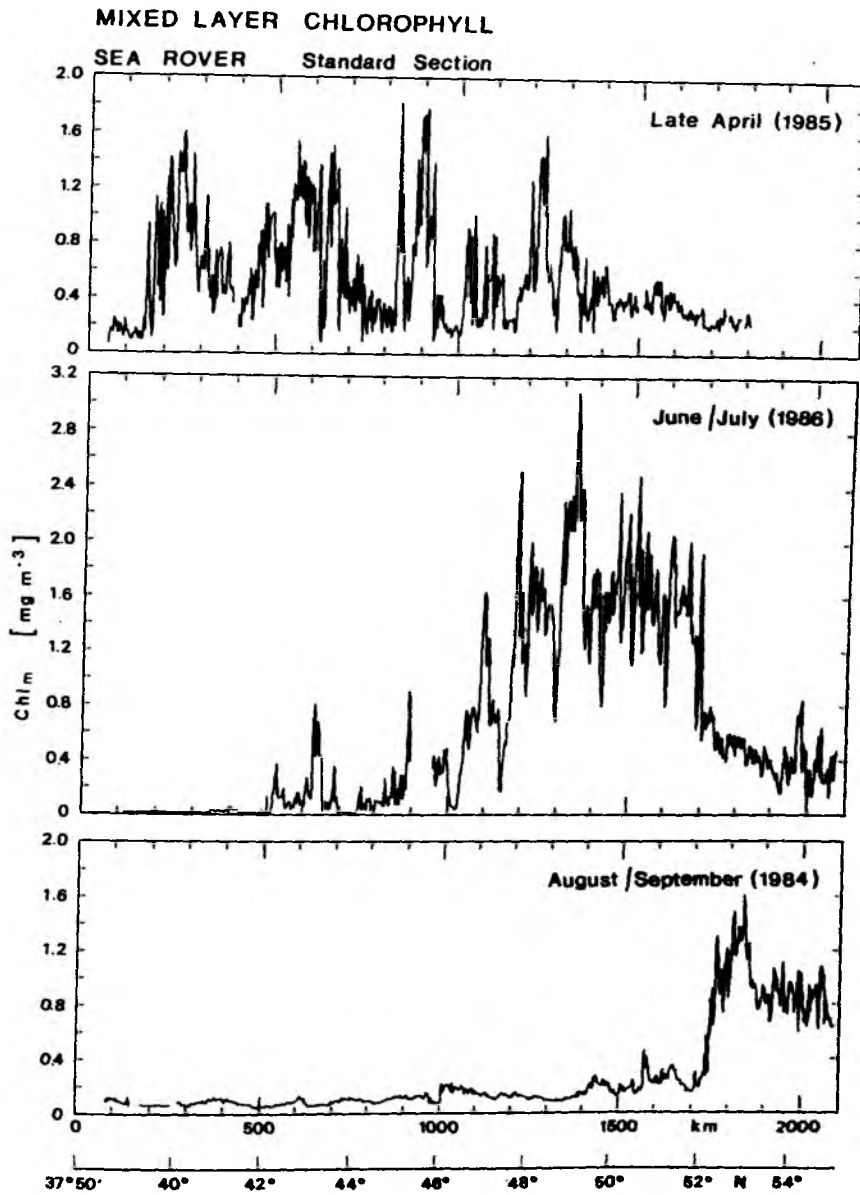


Abb. VII.16: Gegenüberstellung der Horizontalverteilungen der Deckschicht-Chlorophyllkonzentration längs des Standardschnittes von Ende April, Juni/Juli und August/September. Zugrundegelegt sind die Registrierungen B102/NOA'85, B102/NOA'86 und B101/NOA'84. Die Horizontalverteilungen sind in voller Auflösung von 1.4 km wiedergegeben.

keine saisonale Wanderung der Nordflanke der Deckschichtblüte in diesem südlichen Teil des Standardschnittes. Es ist aus Abb. VII.16 zu entnehmen, daß südlich km 1300 im April Chl ebenso häufig oberhalb wie auch unterhalb des Schwellwertes von 1.0 mg m^{-3} liegt. Die exakte Lage der Maximalkonzentration südlich km 1300 muß als Zufallsergebnis angesehen werden. Es ist jedoch auch deutlich, daß nördlich km 1300 die Konzentrationen auf einer Distanz unterhalb des Schwellwertes bleiben, die länger ist als die typische Skalenlänge der Chl-Variabilität von etwa 100 - 200 km im südlichen Abschnitt. Es ist daher begründet, km 1300 ($48^{\circ}30'N$) als Position der Nordflanke der Blüte Ende April aufzufassen.

Im Nordteil des Schnittes scheint die Frühjahrsblüte verzögert einzusetzen. Ende Juni/Anfang Juli ist die Nordflanke der Blüte in Abb. VII.16 anhand des Schwellwertkriteriums auf km 1700 (etwa $52^{\circ}N$) zu positionieren. Die Positionierung stimmt mit der basierend auf der horizontalen Nährstoffverteilung überein und manifestiert sich auch durch die wiederholte Vermessung zwei Tage später (Abschnitt VII.2). Basierend darauf ist die Nordflanke der Blüte in den zwei Monaten zwischen Ende April und Ende Juni/Anfang Juli um etwa 3 Breitengrade nordwärts gewandert. Ende August/Anfang September ist die Festlegung der Nordflanke nicht ganz so eindeutig, da die Deckschichtblüte nahe dem Nordende des Schnittes liegt und Chl bis zum Nordende des Schnittes nicht auf so niedrige Werte abgesunken ist wie Ende April und Juni/Juli. Ein steiles nordwärtiges Absinken der Deckschicht-Chlorophyllkonzentration unter den Schwellwert findet sich aber bei km 1860 ($53^{\circ}N$). Nördlich davon übersteigt Chl den Schwellwert von 1 mg m^{-3} geringfügig um $< 10 \%$ in nur vier einzelnen isolierten Spitzen. Es deutet sich nördlich km 1860 ein nach Norden abnehmender linearer Trend an, der dem von Ende April und Juni/Juli nördlich der Nordflanke der Deckschichtblüte vergleichbar ist. Unter der Annahme, daß sich dieser abnehmende Trend im durch Wirbelaktivität weniger gestörten Subpolargyre nördlich der Polarfront nach Norden über das Schnittende hinaus weiter fortsetzt, markiert km 1860 die Nordflanke der Deckschichtblüte. Dann ist die Nordflanke während der zwei Monate zwischen Ende Juni/Anfang Juli und Ende August/Anfang September um einen weiteren Breitengrad polwärts gewandert.

Schneller als das Einsetzen der Blüte wandert der Übergang ins oligotrophe Regime polwärts. Falls sich in der April-Registrierung überhaupt Anhaltspunkte für ein oligotrophes Regime auf dem Standardschnitt finden, dann

ganz am Südende. Südlich km 150 liegen die Deckschicht-Chlorophyllkonzentrationen durchgehend unter 1.0 mg m^{-3} , aber auf gleichen Distanzen gibt es auch innerhalb der fleckenhaften Blüte Konzentrationen unterhalb des Schwellwertes. Allerdings finden sich nirgends sonst entlang des Schnittes über eine ebensolange Distanz gleich niedrige Werte wie südlich km 150. (Ein Vergleich mit den Registrierungen von Juni/Juli und August/September zeigt, daß jeweils im Südteil innerhalb des etablierten oligotrophen Regimes die Deckschicht-Konzentrationen niedriger sind als sonst irgendwo, also auch nördlich der Nordflanke der Blüte.) Falls dies und das schwach ausgebildete tiefe Chl-Maximum südlich km 150 (s. Abb. VII.1f) als hinreichende Indikatoren eines oligotrophen Regimes genommen werden, dann befindet sich Ende April die Südflanke der Blüte bzw. die Nordflanke des oligotrophen Regimes bei km 150 bzw. 39°N . Ende Juni/Anfang Juli liegt nach dem Schwellwert-Kriterium die Südflanke der Deckschichtblüte bei km 1080 ($46^{\circ}30'\text{N}$). Die meridionalen Nährstoffverteilungen und Chl-Vertikalstrukturen (Abschnitt VII.2) aus wiederholter Datenaufzeichnung haben gezeigt, daß diese geographische Breite die nördliche Begrenzung des oligotrophen Regimes für eine Zeitdauer von zumindest 5 Tagen angibt. In den 2 Monaten zwischen Ende April und Ende Juni/Anfang Juli ist das oligotrophe Regime also um $7^{\circ}30'$ entlang des Standardschnittes nach Norden vorgedrungen. Ende August/Anfang September ist das oligotrophe Regime um $5^{\circ}30'$ weiter polwärts gewandert und überdeckt jetzt fast den gesamten Schnitt bis km 1760 (52°N), wo die Deckschicht-Chlorophyllkonzentrationen von Süden kommend erstmals 1.0 mg m^{-3} überschreiten. Daß das oligotrophe Regime im Südteil des Schnittes schneller nach Norden vorstößt als im Mittelteil ($9^{\circ}30'$ statt $7^{\circ}30'$ in zwei Monaten), kann auf geringere Anfangs-Nährstoffkonzentrationen bei einsetzender Blüte im Süden (s. Abb. VII.9) zurückgeführt werden.

Während die Nordflanke der Blüte im Verlauf der Erwärmungsphase von Ende April bis Ende August/Anfang September um insgesamt $4^{\circ}30'$ nach Norden gewandert ist, hat sich das oligotrophe Regime um 13 Breitengrade nach Norden vorangeschoben. Das schnellere polwärtige Fortschreiten des oligotrophen Regimes bedingt, daß die meridionale Ausdehnung der Deckschichtblüte im Laufe der Erwärmungsphase schrumpft. Ende April überdeckt die Blüte fleckenhaft $9^{\circ}30'$, Ende Juni/Anfang Juli $3^{\circ}30'$ und Ende August/Anfang September nur noch 1 Breitengrad.

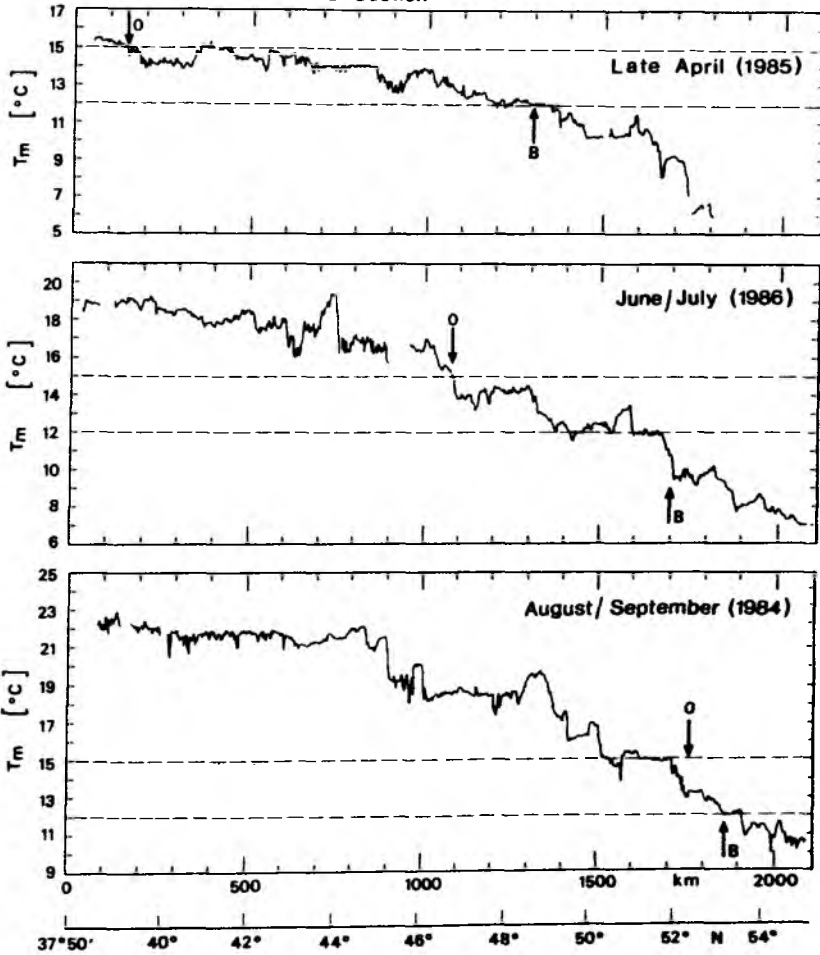
in Deckschichtblüte und oligotrophem Regime hydrographischer Parameter - die in Atlanten und als planktologische - beschrieben werden, anhand der Deckschichttemperatur geschehen.

Er aus den Messungen bestimmten (Abschnitt entlang des Standardschnittes von Ende April, August/ Anfang September. Die Nordflanken von sind in Abb. VII.17 durch mit "B" bzw. "O" Abbildung zeigt, daß die Blüte der während wandernden 12°C-Isotherme folgt. Die Deckgroßskalig nach Norden hin ab, aber wegen Schnittpunkt der Temperatur-Ortsreihe mit immer eindeutig. Ende April liegt die Nordgrenze des Teilstück zwischen km 1200 und km 1300, zwischen 11.7 °C und 12.3 °C fluktuiert; Deckschichttemperatur generell unter 12° C. Nordflanke der Blüte mit einer scharfen Kurven, in der T_m nach Norden hin von 12 °C Anfang September findet sich die Nordflanke der Deckschichttemperatur, längs des Schnittes 12 °C abfällt; ab km 1910 liegt T_m bis zum Ende April 12 °C ist nicht für alle drei saisonale Temperatur an der Nordflanke der Blüte (die Kurven dann auf, wenn die Nordflanke mit einem Gradienten zusammenfällt), aber dieser Gradienten der Nordflanke für alle drei Zeiten intervallen gesucht wird. Nimmt man wegen der Kurven der 12°C-Isothermen in den Registrierungen auseinander, so liegen Nordflanke der Blüte auseinander. In ähnlicher Weise kann auch in oligotrophen Regimes durch einen festen Gradienten eben werden; jene wandert saisonal mit Ende April findet sich die Nordgrenze des Teilstück wo die Deckschichttemperatur unter 15 °C aber noch einmal eine Horizontalstrecke, in der die Temperatur auf 15° C ansteigt, aber der deutlichere

Abb. VII.17:

MIXED LAYER TEMPERATURE AND BLOOM POSITIONS

SEA ROVER Standard Section



Beziehung zwischen den Meridionalverteilungen von Deckschichttemperatur und Deckschichtblüte während Ende April (B102/NOA'85), Juni/Juli (B102/NOA'86) und August/September (B101/NOA'84). Die mit "B" und "O" gekennzeichneten Pfeile markieren die Nordflanke von einerseits Deckschichtblüte und andererseits oligotrophem Regime (zu deren Festlegung siehe Text). Die Horizontalverteilung der Deckschichttemperatur ist in voller Auflösung von 1.4 km dargestellt. Die gestrichelten Linien heben Temperaturwerte von 12 °C bzw. 15 °C hervor.

Durchgang der Ortsreihe der Deckschichttemperatur durch $T_m = 15^\circ\text{C}$ liegt bei km 150. Ende Juni/ Anfang Juli ist die Position der 15°C -Isotherme eindeutig auf km 1080 festzulegen und stimmt mit der Nordgrenze des oligotrophen Regimes überein. Ende August/ Anfang September erstreckt sich das oligotrophe Regime bis km 1760 nach Norden, wo an der Polarfront zwischen km 1710 und km 1760 die Deckschichttemperatur von 15°C auf 13°C abfällt.

Ebenso wie die meridionale Erstreckung der Deckschichtblüte schrumpft im Laufe der Erwärmungsphase auch die zwischen den Positionen der 12°C - und 15°C -Isothermen liegende Distanz. Ende April liegen die 12°C - und 15°C -Isothermen 10 Breitengrade auseinander, Ende Juni/Anfang Juli 5 Breitengrade und Ende August/Anfang September $1^\circ 30'$. Eine saisonal schrumpfende Distanz jener Isothermen ist auch in hydrographischen Atlanten präsent (s. Abb. IV.3 in Abschnitt IV.1).

Die saisonale Wanderung des Blüte-Regimes zeigt einen größeren Zusammenhang mit der polwärts voranschreitenden Erwärmung auf $T_m > 12^\circ\text{C}$ als mit der polwärts voranschreitenden Deckschichtverflachung und Stabilisierung der Wassersäule. Dies gilt natürlich nur für den Teil des Standardschnittes nördlich $48^\circ 30'$, auf dem überhaupt eine Blütwanderung in den Meßergebnissen zu verzeichnen ist. Im südlicheren Abschnitt, mit Deckschichttemperaturen $> 12^\circ\text{C}$ während Ende April, wurde das Einsetzen der Blüte bei ersten Anzeichen von Stabilisierung in den obersten 50 m der Wassersäule beobachtet. Nördlich 52°N hingegen eilt die Phase der Blüte der der Stabilisierung nach. Im Abschnitt VII.2 wurde gezeigt, daß Ende Juni/Anfang Juli nördlich 52°N trotz gebildeter saisonaler Sprungschicht und günstigen Licht- und Nährstoffverhältnissen die Deckschichtblüte noch nicht eingesetzt hat. Die Stabilisierung der Wassersäule war um ein Mehrfaches stärker als die, welche Ende April im Abschnitt südlich $48^\circ 30'$ die Frühjahrsblüte einleitete; die zur Unterbindung tiefreichender vertikaler Durchmischung eben ausreichende Stabilisierung muß also nördlich 52°N noch vor Ende Juni stattgefunden haben. Das Einsetzen der Blüte hält also nicht Schritt mit der saisonal schnell polwärts vorstoßenden Deckschichtverflachung, aber folgt es der langsamer nach Norden wandernden 12°C -Isotherme.

VII.5 Neu-Primärproduktion während der Erwärmungsphase

Die großskalige, nach Süden abwärtsgerichtete Neigung des tiefen Chl-Maximums in den Abb. VII.7c und VII.13c resultiert daraus, daß sich der polwärtigen Wanderung des oligotrophen Regimes (Abschnitt VII.4) eine lokale Vertiefung des Chl-Maximums während der Erwärmungsphase überlagert. Wenn an einem geographischen Ort auf dem Standardschnitt das oligotrophe Regime etabliert ist, formiert sich ein Chl-Maximum in der oberen saisonalen Sprungschicht. Abb. VII.18 zeigt, daß das Chl-Maximum im weiteren Verlauf der Erwärmungsphase mit 7.5 - 10 m pro Monat in größere Tiefen vordringt.

Das Vordringen des Chlorophyllmaximums in größere Tiefen bedeutet gemäß dem Modell von Wolf und Woods (1988) Neuproduktion von Phytoplankton durch das Aufzehren von Nährstoffen, welche im Zuge der vorangegangenen winterlichen Durchmischung in die euphotische Zone eingebracht wurden. Das tiefe Chl-Maximum gedeiht in der Nährstoffsprungschicht. Durch Aufnahme von Nährstoffen vertiefen sich Nährstoffsprungschicht und Chl-Maximum aneinander gekoppelt. (Es wurde in den Abschnitten VII.2 und VII.3 gezeigt, daß dem Smith-Produktionsmodell (Abschnitt V.2) zufolge das Lichtangebot auch in der Schicht der tiefsten beobachteten Chl-Maxima für bedeutende Chlorophyllproduktion ausreichend ist.) Oberhalb des Chlorophyllmaximums sind die Nährstoffe durch Primärproduktion aufgezehrt, was sich in eigenen Daten (s. Abschnitt VII.2) und der allgemeinen Beobachtung (z.B. Venrick et al., 1973), daß die Tiefen des Chl-Maximum und der Nährstoffsprungschicht übereinstimmen, niederschlägt. Nach Meßergebnissen von Herbrand und Voituriez (1979), von Cullen und Eppley (1981) sowie von Cox et al. (1982) sind die Tiefen des Chlorophyllmaximums und der Nährstoffsprungschicht (letztere durch die Tiefe definiert, an der die Nitratkonzentration von der Oberfläche kommend erstmals die Nachweisgrenze überschreitet) im statistischen Sinne dasselbe.

Anhand der Tiefe des Chlorophyllmaximums läßt sich daher, wenn die Winter-Nitratkonzentrationen bekannt sind, abschätzen, wieviel Nitrat-Stickstoff seit Beginn der Erwärmungsphase durch Primärproduktion aufgenommen wurde. Unter Benutzung des Redfield-Verhältnisses von Kohlenstoff zu Stickstoff in Planktonzellen ergibt sich daraus der seit Beginn der Erwärmungsphase fixierte Kohlenstoff:

$$P_C = \frac{C}{N} \{NO_3 - N\} \cdot z_{DCM} \cdot$$

Darin bedeutet

$\frac{C}{N} = \frac{106}{16}$ das Redfield-Verhältnis von Kohlenstoff zu Stickstoff (Redfield et al., 1963),

$[NO_3 - N]$ die Konzentration des in Nitrat gebundenen Stickstoffs und die Tiefe des Chl-Maximums. (Der Index DCM steht für "Deep Chlorophyll Maximum".)

P_C repräsentiert "neue" Primärproduktion entsprechend der Definition von Dugdale und Goering (1967), da sie allein auf Nitrat-Stickstoff beruht und Produktion auf der Basis remineralisierter Nährstoffe von vornherein außer Betracht bleibt. Ferner umfaßt P_C nur die Neu-Primärproduktion, die durch den Nährstoffeintrag in die euphotische Zone im Zuge winterlicher tiefer Konvektion ermöglicht wird. Neuproduktion durch Nitratadvektion und -diffusion bleibt unberücksichtigt, ebenso wie Neuproduktion durch Aufnahme von N_2 -Stickstoff.

Obige Methode, Neu-Primärproduktion aus der Tiefe von Chl-Maxima zu berechnen, ist anwendbar in Regionen, in denen sich Oligotrophie saisonal einstellt. Tab. VII.2 und Abb. VII.19 zeigen die Ergebnisse für den Standard-schnitt. Sie basieren auf den Expeditionsdaten von Ende August/Anfang September, repräsentieren also Neu-Primärproduktion über eine gesamte Erwärmungsphase. Als Winter-Nitratkonzentrationen wurden die von Glover und Brewer (1987) angegeben (s. Abb. VII.9) benutzt.

Tab. VII.2: Neu-Primärproduktion während der Erwärmungsphase

ϕ [$^{\circ}N$]	z_{DCM} [m]	NO_3^- [$mol \cdot m^{-3}$]	NO_3^- [$g \cdot m^{-3}$]	P_C [$g \cdot m^{-2}$]
38.5	75	2.0	28.0	13.9
40	68	3.3	46.2	20.8
42	52	4.8	67.2	25.2
44	56	6.4	89.6	33.2
46	48	7.7	107.8	34.3
48	40	9.2	128.8	34.1
50	38	10.8	151.2	38.1
52	32	12.2	170.8	36.2

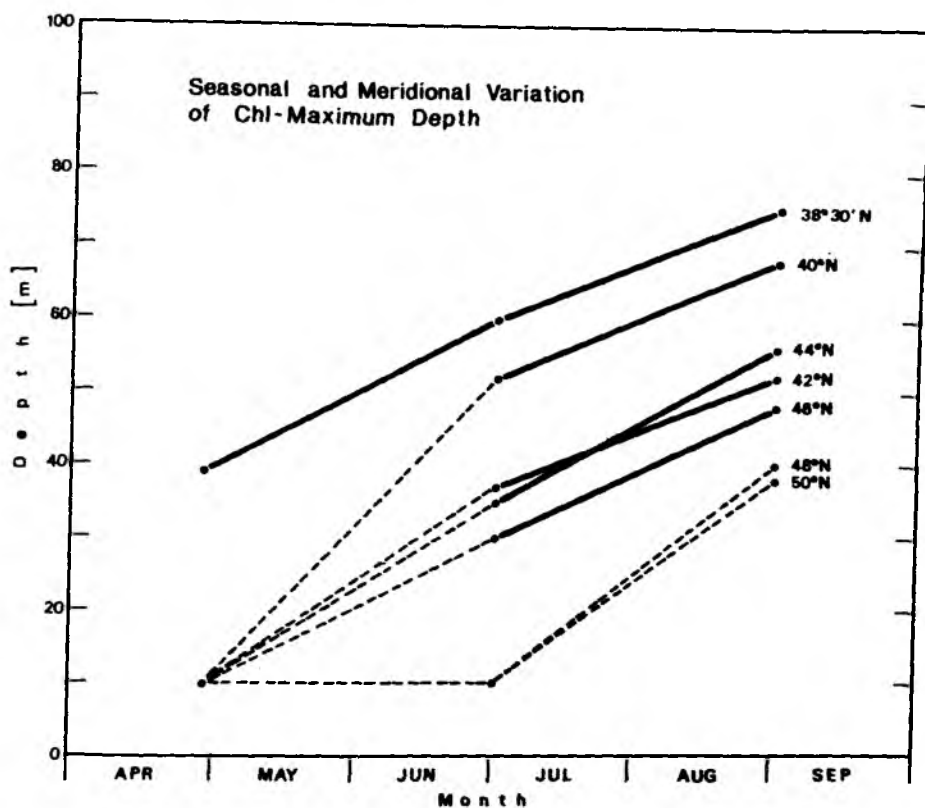


Abb. VII.18: Saisonale und meridionale Unterschiede der Tiefe des Chlorophyllmaximums. Grundlage sind Mittelwerte über 2° Breite (1° Breite am Süden) aus den Registrierungen B102/NOA'85, B102/NOA'86 und B101/NOA'84. Durchgezogene Linien verbinden tiefe Chl-Maxima in der saisonalen Sprungschicht, gestrichelte Linien führen zu Chl-Maxima in der Deckschicht. Alle Deckschicht-Chlorophyllmaxima wurden wegen Unbestimmbarkeit der Tiefe einheitlich auf 10 m gesetzt. Ablesbar ist eine Vertiefungsgeschwindigkeit des Chl-Maximums in der saisonalen Sprungschicht von 7.5 - 10 m/Monat.

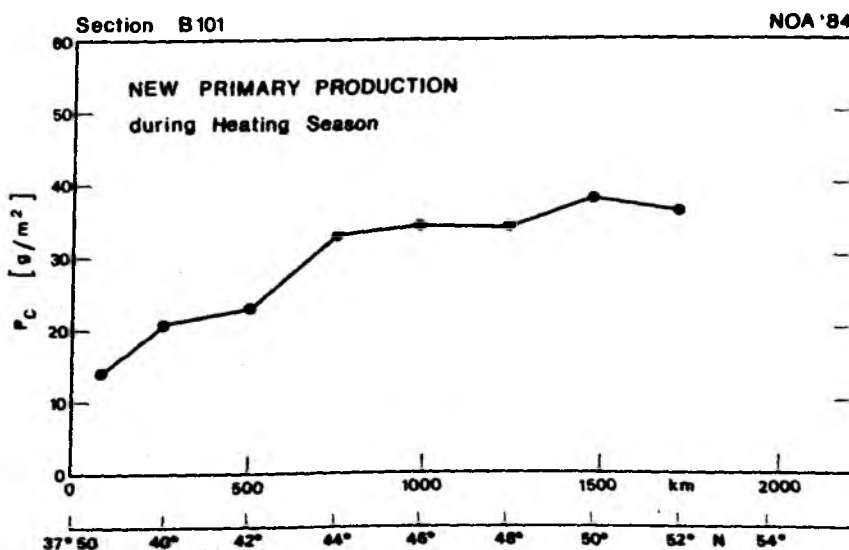


Abb. VII.19: Neu-Primärproduktion während der Erwärmungsphase, abgeschätzt aus der Tiefe des Chlorophyllmaximums in der Spätsommerregistrierung B101/NOA'84 und Winter-Nitratkonzentrationen von Glover und Brewer (1987).

Die Ergebnisse zeigen einen, in erster Näherung linearen, meridionalen Anstieg der Neu-Primärproduktion nach Norden. Von den Azoren bis zur Polarfront nimmt P_C dabei um einen Faktor 2.6 zu. Dies ist deutlich geringer, als aufgrund der meridionalen Winter-Nährstoffverteilung (Abb. VII.9), welche auf der gleichen Distanz um einen Faktor 6.1 anwächst, zunächst erwartet werden könnte. Das tiefere Eindringen des Phytoplanktonwachstums in die Wassersäule am Süden des Standardschnittes kann also das meridionale Nord-Süd-Gefälle der Nährstoffkonzentrationen in der euphotischen Zone bei Beginn der Erwärmungsphase zu mehr als 50 % kompensieren.

VII.6 Inhalt der euphotischen Zone an Chlorophyll und Chlorophyllproduktion - Was wäre vom Satelliten wahrgenommen worden?

Die meist ausgeprägte Chl-Vertikalstruktur und ihre meridionale und saisonale Variabilität haben zur Folge, daß es keine diskrete Tiefe gibt, aus der Chl-Daten auch für andere Tiefenbereiche der euphotischen Zone als repräsentativ anzusehen sind. Die beobachteten systematischen meridionalen und saisonalen Veränderungen gewähren Einblick, inwieweit bestimmte Meßergebnisse von der benutzten Meßstrategie abhängen können. Es ist denkbar, daß sich die beobachtete Verflachung der chlorophyllreichen Schicht bei einsetzender Frühjahrsblüte (siehe Abschnitte VII.1 und VII.2) sowie die Ausbildung und Abwärtsbewegung eines tiefen Chlorophyllmaximums mit fortschreitender saisonaler Oligotrophie vollziehen, ohne daß damit Änderungen des Chlorophyllinhaltes der euphotischen Zone verbunden sind. Chl-Zeitreihen aus einem diskreten Tiefenhorizont innerhalb der euphotischen Zone können dann ein saisonales Signal zeigen, welches allein auf Vertikalverlagerungen der chlorophyllreichen Schicht zurückzuführen ist. Meridionale Chl-Ortsreihen aus diskreten Tiefenhorizont können dadurch dominiert sein, daß die chlorophyllhaltige Schicht mit Nord-Süd-Neigung in der euphotischen Zone liegt (s. Abschnitte VII.2 und VII.3). Es ist daher geboten, bei Untersuchung meridionaler und saisonaler Änderungen auch die gesamte euphotische Zone und deren Inhalt an Chlorophyll und Chlorophyllproduktion zu betrachten.

Der Inhalt der euphotischen Zone an Chlorophyll, C_e , und an Chlorophyllproduktion, $C_{\mu,e}$, kann durch Vertikalintegration der Chl-Profile und der Profile der Chlorophyllproduktion (berechnet mit dem Smith-Modell, s. Abschnitt V.2) erhalten werden (s. Abschnitt V.3). Integrationsgrenzen sind die Meeresoberfläche und die Tiefe der euphotischen Zone = - Als Tiefe

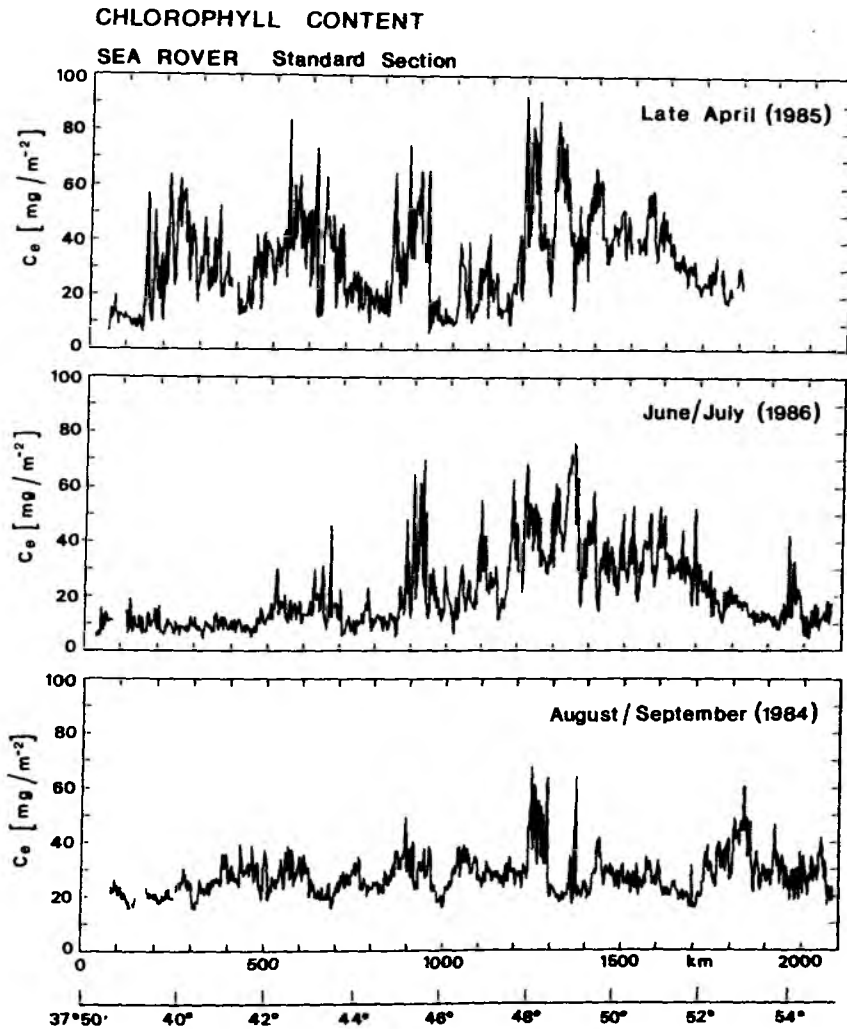


Abb. VII.20: Horizontalverteilungen des Chlorophyllinhalts der euphotischen Zone längs des Standardschnittes Ende April (B102/NOA'85), Juni/Juli (B102/NOA'86) und August/September (B101/NOA'84). Der Chlorophyllinhalt C_e wurde definiert als das Integral der Chlorophyllkonzentration über die obersten 100 m.

der euphotischen Zone wird statt der 1%-Lichttiefe (im Mittel etwa 55 m) $z_e = 100$ m gewählt. In den Abschnitten VII.1 - VII.3 ist unter anderem gezeigt worden, daß die chlorophyllreiche Schicht teilweise unterhalb der 1%-Lichttiefe, aber immer oberhalb 100 m liegt. Unterhalb 100 m wurden stets nur verschwindend geringe Chlorophyllkonzentrationen beobachtet, so daß durch die Definition $z_e = 100$ m die Integrale von Verschiebungen der oberen Integrationsgrenze über z_e hinaus weitgehend unabhängig sind. Die Wahl $z_e = 100$ m liegt der Berechnung aller Integralquantitäten zugrunde, die im folgenden präsentiert werden. Dies sind außer C_e und $C_{\mu,e}$ auch die entsprechenden Quantitäten C_s und $C_{\mu,s}$, die vom CZCS erfaßt worden wären (s. Abschnitt V.3).

Der Chlorophyllinhalt C_e der euphotischen Zone entlang des Standardschnittes Ende April, Juni/Juli und August/September ist in Abb. VII.20 dargestellt. Der mittlere Chlorophyllinhalt entlang des gesamten Schnittes weist keine signifikanten saisonalen Unterschiede auf: \bar{C}_e beträgt Ende April 32.6 mg m^{-2} mit einer Standardabweichung von $\pm 16.7 \text{ mg m}^{-2}$, Juni/Juli $20.6 \pm 13.9 \text{ mg m}^{-2}$ und August/September $27.2 \pm 7.5 \text{ mg m}^{-2}$. Dadurch, daß in C_e das im tiefen Chl-Maximum angehäuften Chlorophyll miteinbezogen ist, verwischen auch die großskaligen meridionalen Unterschiede, die bei der Deckschicht-Chlorophyllkonzentration (Abb.VII.16) offensichtlich waren. Signifikante meridionale Maxima des Chlorophyllinhaltes finden sich für alle drei Zeiten jeweils über nahezu die gesamte Schnittlänge verteilt: Ende April zwischen km 150 und km 1600, Juni/Juli zwischen km 650 und km 2000 und August/September zwischen km 350 und km 2050, d.h. über weit größere Distanzen, als sie insbesondere im Spätsommer der meridionalen Ausdehnung der Deckschichtblüte entsprechen. Im Unterschied zur Meridionalverteilung der Deckschicht-Chlorophyllkonzentration zeigt die des Chlorophyllinhaltes kein saisonal nach Norden wanderndes Maximum. Zwar finden sich sowohl Ende April, Juni/Juli als auch August/September lokale C_e -Maxima im Meridionalbereich der jeweiligen Deckschichtblüte, aber die absolut höchsten Chlorophyllinhalte liegen zu allen drei Zeiten konsistent zwischen km 1200 und km 1400. Die C_e -Spitzenwerte zwischen km 1200 und km 1400 in der August/September-Registrierung fallen in das oligotrophe Regime. Sie überragen den Mittelwert längs des Schnittes um mehr als das 5-fache der Standardabweichung und resultieren aus schon im Abschnitt VII.3 angesprochenen mesoskaligen Chl-Flecken innerhalb des tiefen Chl-Maximums, welche durch mesoskaligen dynamischen Auftrieb erklärt werden können. (Näheres dazu später in Kap. VIII.)

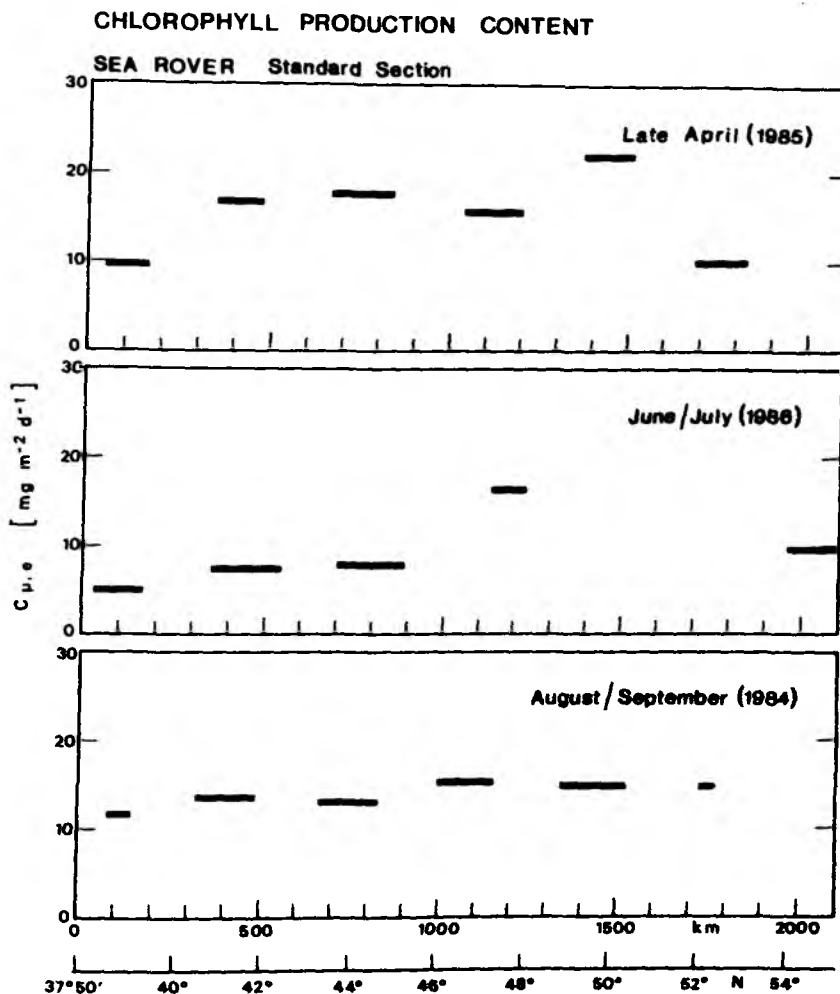


Abb. VII.21: Meridionalverteilungen des Inhalts der euphotischen Zone an Chlorophyll-Produktion Ende April (B102/NOA'85), Juni/Juli (B102/NOA'86) und August/September (B101/NOA'84). Dargestellt sind Mittelwerte über Tageslichtabschnitte. Der Chlorophyll-Produktionsinhalt $C_{p.e}$ wurde definiert als das Integral der Chl-Produktionsrate über die obersten 100 m.

Die relative (im Vergleich zur Deckschicht-Chlorophyllkonzentration) Geringfügigkeit der saisonalen und meridionalen Unterschiede des Chlorophyllinhaltes spiegelt sich auch im Vertikalintegral der aktuellen Chlorophyllproduktionsrate, $C_{\mu,e}$, wider. Abb. VII.21 zeigt die Meridionalverteilung von $C_{\mu,e}$ in Form von Mittelwerten über die jeweiligen Tageslichtabschnitte, $\bar{C}_{\mu,e}^d$. (Ohne Mittelung ist $C_{\mu,e}$ mit Tagesgängen behaftet, besonders im Bereich tiefer Chl-Maxima.) Der zeitlichen Mittelung über die Tageslichtphasen entspricht eine horizontale Mittelung über typischerweise 150 - 200 km. Der Abbildung ist zu entnehmen, daß $\bar{C}_{\mu,e}^d$ Ende April entlang des Standardschnittes Werte zwischen 9 und 22 $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ annimmt. Die höheren Werte treten im Meridionalbereich der Deckschichtblüte zwischen km 150 und km 1300 und direkt nördlich der Blüte im Bereich erhöhter Chlorophyllinhalte auf. Juni/Juli variiert $\bar{C}_{\mu,e}^d$ zwischen 5 und 16 $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$. In der August/September-Registrierung schwankt $\bar{C}_{\mu,e}^d$ lediglich zwischen 12 und 15 $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$. Es gibt also meridionale Unterschiede von $\bar{C}_{\mu,e}^d$, die zwar mit denen der Deckschicht-Chlorophyllkonzentration (Abb. VII.16) assoziiert sind, aber eine geringere meridionale Variationsbreite aufweisen. Juni/Juli beispielsweise erhöht sich die Deckschicht-Chlorophyllkonzentration meridional zwischen den Tageslichtabschnitten, zwischen denen sich $\bar{C}_{\mu,e}^d$ maximal ändert (von 5 auf 16 $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$), wesentlich stärker von etwa 0.01 auf 0.9 mg m^{-3} . Ein Vergleich der saisonalen Veränderungen läßt sich am besten anhand der Registrierungen von Ende April und August/September ziehen. Im Meridionalbereich der Deckschichtblüte von Ende April zwischen km 150 und km 1300 herrschen August/September oligotrophe Verhältnisse. Die mittlere Deckschicht-Chlorophyllkonzentration über alle Tageslichtabschnitte zwischen km 150 und km 1300 ist von Ende April bis August/September von 0.4 auf 0.1 mg m^{-3} abgesunken, der mittlere Produktionsinhalt der euphotischen Zone aber nur von 16 auf 13 $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$. Die relativ geringen meridionalen und saisonalen Änderungen von $\bar{C}_{\mu,e}^d$ weisen darauf hin, daß ein bedeutender Anteil der Chlorophyllproduktion der euphotischen Zone in den tieferliegenden, chlorophyllreichen Schichten stattfindet, welche niedrigere Chlorophyllproduktion in der Deckschicht teilweise kompensieren.

Satelliten-gestützte Chl-Fernerkundung mit dem CZCS ist vertikal integrierend, aber mit der Tiefe exponentiell abnehmend gewichtet wegen der Attenuation der entsprechenden Spektralbänder (s. Abschnitt V.3). Es soll nun untersucht werden, inwieweit diese gewichtet integrierenden CZCS-Messungen durch die saisonale und meridionale Variabilität der Chl-Vertikalstruktur

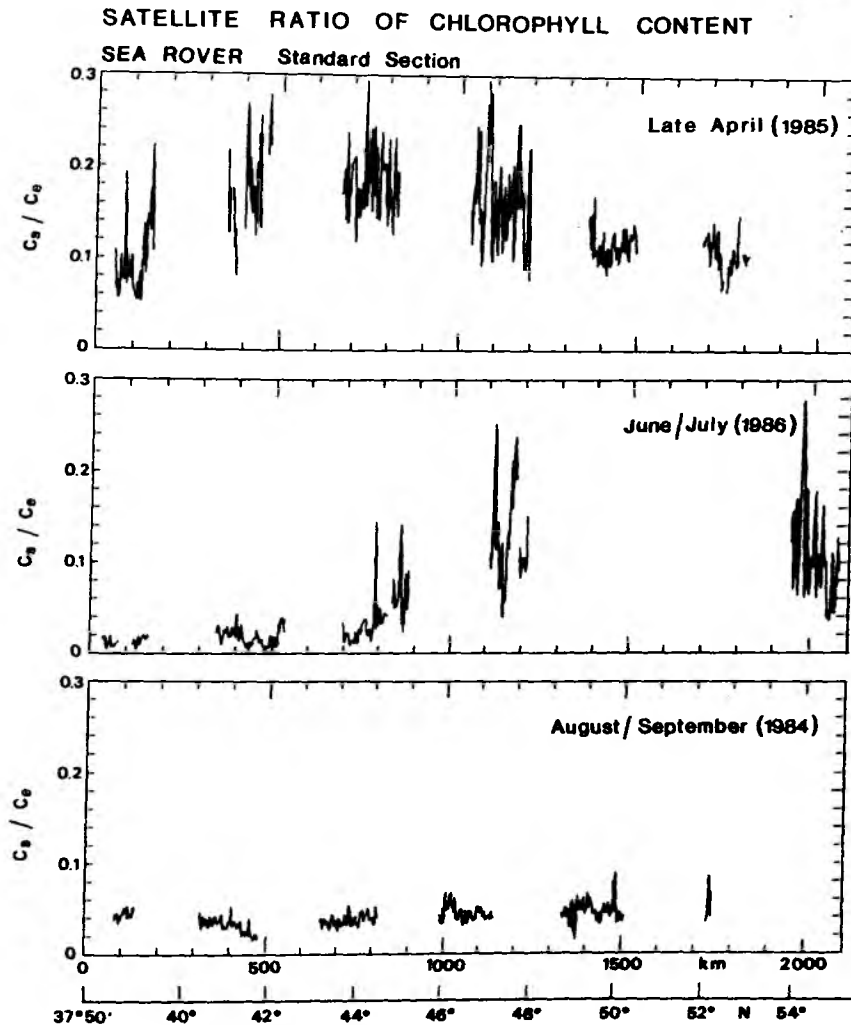


Abb. VII.22: Meridionalverteilungen des Anteils am Chlorophyllinhalt der euphotischen Zone, der für Satelliten sichtbar ist, während Ende April (B102/NOA'85), Juni/Juli (B102/NOA'86) und August/September (B101/NOA'84). Gezeigt sind Resultate von Simulationsrechnungen für den Coastal Zone Colour Scanner auf NIMBUS-7. Die Simulationsrechnungen sind auf Tageslichtabschnitte mit ausreichend Einstrahlung beschränkt.

beeinflusst werden. Die Ergebnisse werden in normierter Form präsentiert, so daß sie unabhängig von tatsächlichen Änderungen des Inhaltes der euphotischen Zone an Chlorophyll und Chlorophyllproduktion interpretiert werden können.

Abb. VII.22 zeigt für die Tageslichtphasen in den Registrierungen von Ende April, Juni/Juli und August/September entlang des Standardschnittes den relativen Anteil des Chlorophyllinhaltes der euphotischen C_s/C_e , der vom CZCS erfaßt worden wäre. Es ist deutlich zu erkennen (vergl. mit Abb. VII.16), daß die höchsten Werte von C_s/C_e in den drei Registrierungen im jeweiligen Blüteabschnitt auftreten, also dort, wo die chlorophyllhaltige Schicht nahe der Oberfläche liegt. Die niedrigsten Anteile C_s/C_e stammen aus dem jeweiligen Bereich des oligotrophen Regimes: Ende April aus dem Streckenabschnitt südlich km 150, Juni/Juli südlich km 1080 und August/September südlich km 1760. Die niedrigen Werte von C_s/C_e (allgemein < 0.1) aus dem oligotrophen Regime zeigen, daß hier im Bereich tiefer Chl-Maxima über 90 % des Chlorophylls in der euphotischen Zone nicht vom CZCS wahrgenommen werden. Insgesamt schwankt C_s/C_e saisonal und meridional zwischen 0.013 und 0.184, bezogen auf Mittelwerte des Verhältnisses über die einzelnen Tageslichtphasen. Tatsächliche, in situ bestimmte saisonale und großskalige meridionale Änderungen des Chlorophyllinhaltes werden also entsprechend um einen Faktor 14 überschätzt, wenn das CZCS-Signal als repräsentativ für die gesamte euphotische Zone angenommen wird. Läßt man die sehr niedrigen C_s/C_e -Verhältnisse aus dem oligotrophen Streckenabschnitt der Juni/Juli-Registrierung außer Betracht, so bleibt immer noch eine Überschätzung um einen Faktor 6.

Die Überschätzung der saisonalen und meridionalen Veränderungen von Integralquantitäten der euphotischen Zone durch CZCS-Messungen ist etwas geringer, wenn statt des Chlorophyllinhaltes der Inhalt an Chlorophyllproduktion bestimmt werden soll. (Möglichkeiten, das Produktionsintegral anhand Satellitenmessungen von Chl und solarer Einstrahlung an der Oberfläche zu bestimmen, werden von Platt (1986) sowie von Platt et al. (1988) aufgezeigt, allerdings unter der Annahme homogener Verteilungen in der euphotischen Zone.) In Abb. VII.23 ist für Ende April, Juni/Juli und August/September längs des Standardschnittes der relative Anteil des Inhaltes der euphotischen Zone an Chlorophyllproduktion $C_{\mu,s}/C_{\mu,e}$, der vom CZCS erfaßt worden wäre, in Form von Mittelwerten über einzelne Tageslichtabschnitte dargestellt. Inge-

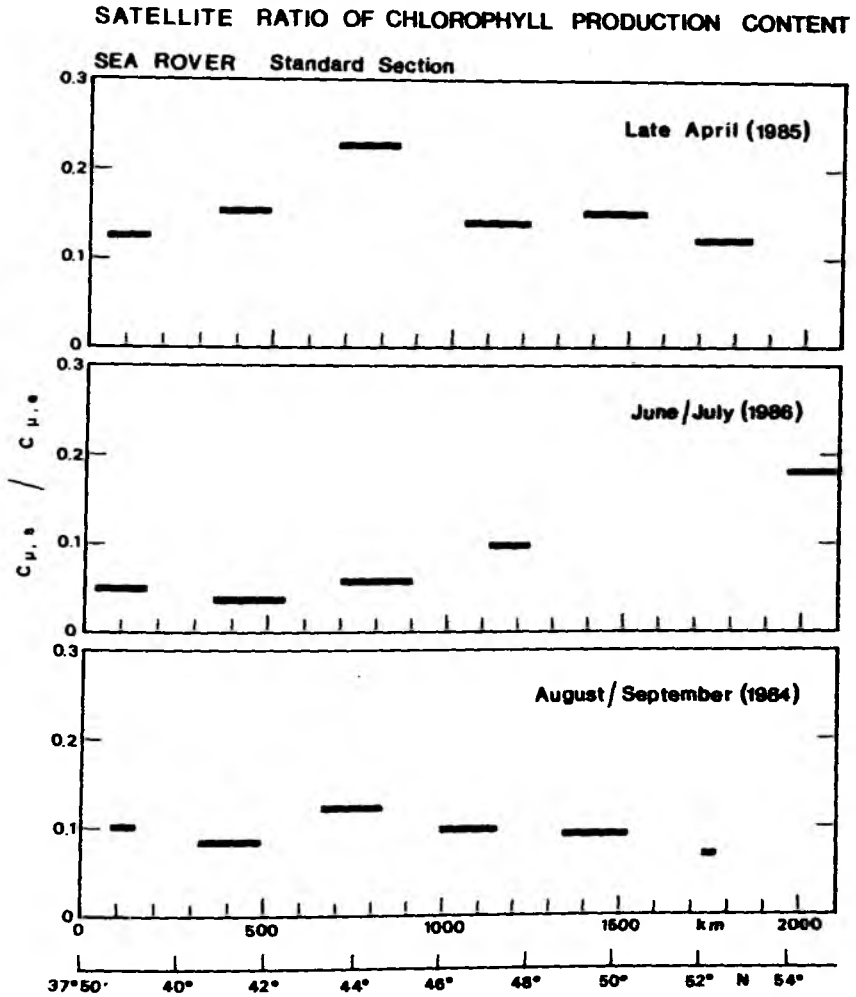


Abb. VII.23: Satelliten-Anteil am Chlorophyll-Produktionsinhalt der euphotischen Zone. Dargestellt sind Mittelwerte über Tageslichtabschnitte. (Im übrigen gilt das gleiche wie für Abb. VII.22.)

samt schwanken die Mittelwerte $\overline{C_{\mu,s}/C_{\mu,e}^d}$ meridional und saisonal zwischen 0.04 und 0.23, d.h. um etwa einen Faktor 6 (gegenüber einem Faktor 14 im Fall von $\overline{C_s/C_e^d}$). Werden die wiederum sehr niedrigen $\overline{C_{\mu,s}/C_{\mu,e}^d}$ -Werte im oligotrophen Teilstück der Juni/Juli-Registrierung außer Betracht gelassen, so ergibt sich immer noch eine Überschätzung der meridionalen und saisonalen Variabilität von $C_{\mu,e}$ durch CZCS-Messungen um einen Faktor 2.5 (gegenüber 6 im Fall von $\overline{C_s/C_e^d}$). Daß die Überschätzung der Variabilität von $C_{\mu,e}$ durch Satelliten-Daten geringer ausfällt als die von C_e , ist deshalb zu erwarten, weil die Chlorophyllproduktion an einfallendes Licht und damit näher an die Oberfläche gebunden ist. Ein Vergleich der Abb. VII.22 und VII.23 zeigt denn auch, daß die CZCS-Anteile C_s/C_e und $C_{\mu,s}/C_{\mu,e}$ in den Deckschichtblüten-Bereichen ähnliche Zahlenwerte annehmen, in den oligotrophen Streckenabschnitten C_s/C_e aber geringer wird als $C_{\mu,s}/C_{\mu,e}$.

Die effektive Satelliten-Sichttiefe z_s (s. Abschnitt V.3) variiert meridional und saisonal zwischen 5 und 11 m, wenn von einzelnen, isolierten Extremwerten abgesehen wird (Abb. VII.24). Durch Multiplikation mit ≈ 2 geht z_s in die obere Attenuationslänge k_d^{-1} über; dem Tiefenbereich $z < k_d^{-1}$ entstammen 86 % des CZCS-Signals. Von kleinskaligen Fluktuationen überlagert, reflektieren die z_s -Ortareihen von Ende April, Juni/Juli und August/September Erscheinungen der sich meridional und saisonal verändernden Chl-Verteilung. In der Registrierung von Ende April, wo die chlorophyllhaltige im allgemeinen nahe der Oberfläche liegt, korrespondieren die meridionalen Änderungen von z_s mit denen der Deckschicht-Chlorophyllkonzentrationen (vergl. mit Abb. VII.16); die höheren Deckschicht-Chlorophyllkonzentrationen sind verbunden mit geringen Satelliten-Sichttiefen. Juni/Juli und August/September geben die Veränderungen von z_s sowohl Unterschiede der Deckschicht-Chlorophyllkonzentrationen, des Chlorophyllinhaltes als auch der Tiefe des Chlorophyllmaximums wieder. Wenn auch die Satelliten-Sichttiefe bei geringen Deckschicht-Chlorophyllkonzentrationen bzw. tieferliegenden Chl-Maxima größer ist, so sind die Änderungen von z_s doch relativ gering und können den großen Vertikalverlagerungen der chlorophyllhaltigen Schicht nicht folgen, was zur festgestellten Überschätzung der saisonalen und meridionalen Veränderungen der Inhalte von Chlorophyll sowie Chlorophyllproduktion führt. Die relativ geringe Amplitude von z_s ist mitbegründet durch die nicht-chlorophyllspezifische Attenuation bei 500 nm, welche als Offset aus linearer Regression von k_d und Chl zu 0.032 m^{-1} bestimmt wurde. Dieser Wert liegt zwischen Literaturwerten für

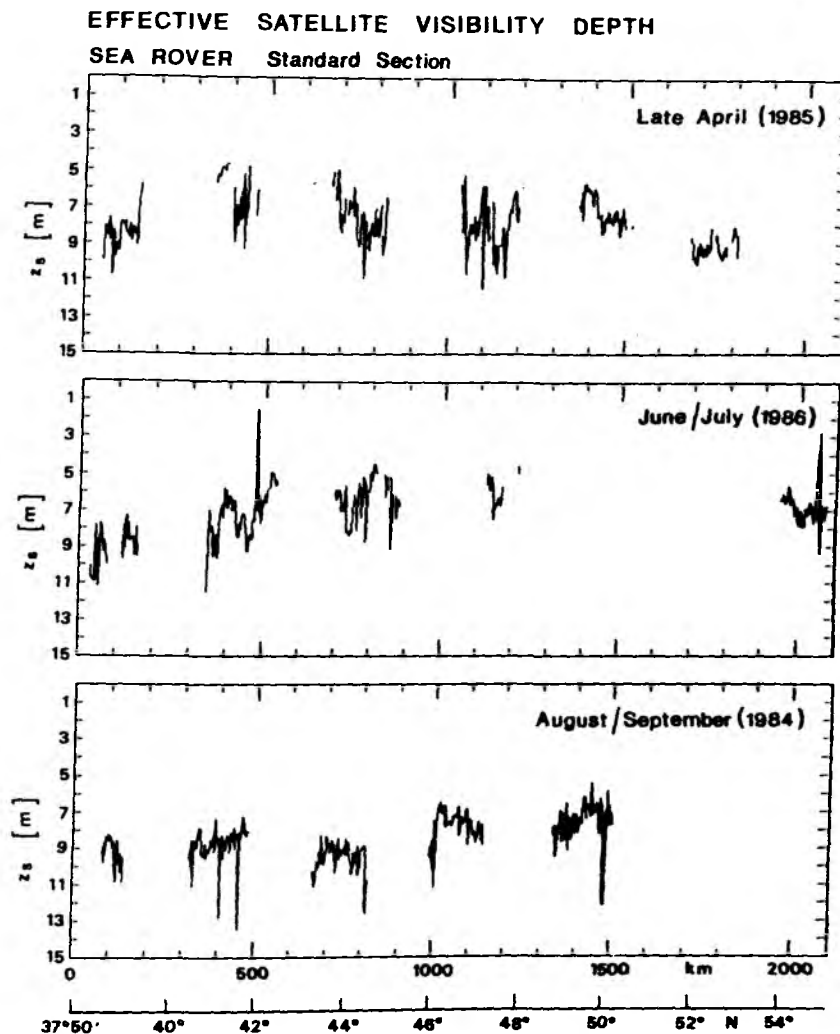


Abb. VII.24: Effektive Satelliten-Sichttiefe z_s ; z_s gibt die Untergrenze des Tiefenbereichs an, aus dem der Satellit sein gesamtes Signal erhalten würde, falls seine Sensitivität nicht exponentiell abnehmend, sondern homogen über die Tiefe verteilt wäre.

die Attenuation in reinem Seewasser von 0.029 m^{-1} (Modellergebnis von Fischer, s. Horch, 1988) und 0.036 m^{-1} (Messung von Jerlov, 1968) und macht etwa 1/3 der mittleren Attenuation in den Registrierungen aus. Selbst wenn angenommen wird, daß das Licht allein durch reines Wasser attenuiert wird ($k_d = 0.032 \text{ m}^{-1}$), ergibt sich für z_g nur ein Wert von 15.5 m. Dies impliziert, daß auch ein komplizierteres CZCS-Simulationsmodell, welches nicht von einer vertikal konstanten Attenuation ausgeht, sondern Veränderungen mit der Tiefe erlaubt, keine qualitativ anderen Simulationsergebnisse als die hier erhaltenen liefern würde.

Skalierung von C_g mit z_g ergibt die Chlorophyllkonzentration Chl_g , die vom Satelliten gemessen worden wäre (s. Abschnitt V.3). Das Verhältnis von Chl_g zur mittleren Chlorophyllkonzentration in der euphotischen Zone Chl_e ist in Abb. VII.25 dargestellt. Demnach wird Chl_e durch den CZCS in den Streckenabschnitten der Deckschichtblüte (Ende April km 150 - km 1300, Juni/Juli km 1080 - km 1700) im Mittel um etwa einen Faktor 2-3 überschätzt. In den oligotrophen Abschnitten (Juni/Juli südlich km 1080 und August/September südlich km 1760) ergeben CZCS-Simulationen nur knapp die Hälfte von Chl_e . Nördlich der jeweiligen Blüteabschnitte (also Ende April nördlich km 1300 und Juni/Juli nördlich km 1760), dort, wo besonders Ende April die Chl-Vertikalverteilung weniger stark strukturiert ist (s. Abschnitte VII.1 und VII.2) und auch im oligotrophen Teilstück der April-Registrierung südlich km 150, wo das tiefe Chl-Maximum nur schwach ausgeprägt ist (Abschnitt VII.1), weicht das $\text{Chl}_g/\text{Chl}_e$ -Verhältnis weniger stark von 1 ab.

Eine Möglichkeit, diese systematischen, von der vorherrschenden Chl-Vertikalstruktur in den verschiedenen Streckenabschnitten abhängigen Unter- bzw. Überschätzungen von Chl_e durch Satelliten-Fernerkundung zu korrigieren, eröffnet sich durch die Beobachtung, daß sowohl das Einsetzen der Deckschichtblüte nach Erfüllen der Sverdrup-Bedingung als auch der Übergang ins oligotrophe Regime zusammen mit Isothermen der Deckschichttemperatur saisonal entlang des Standardschnittes nordwärts wandern (Abschnitt VII.4). Meßwerte der Oberflächentemperatur aus den Infrarotkanälen sind parallel zu den CZCS-Chlorophyllmessungen aus dem sichtbaren Spektralbereich im NIMBUS-7-Datensatz verfügbar.

In Abb. VII.26 sind als Streudiagramm $\text{Chl}_g/\text{Chl}_e$ -Mittelwerte über Tageslichtphasen gegen die Deckschichttemperatur aufgetragen. Abb. VII.26 faßt die Werte von allen Registrierungen entlang des Standardschnittes zusammen.

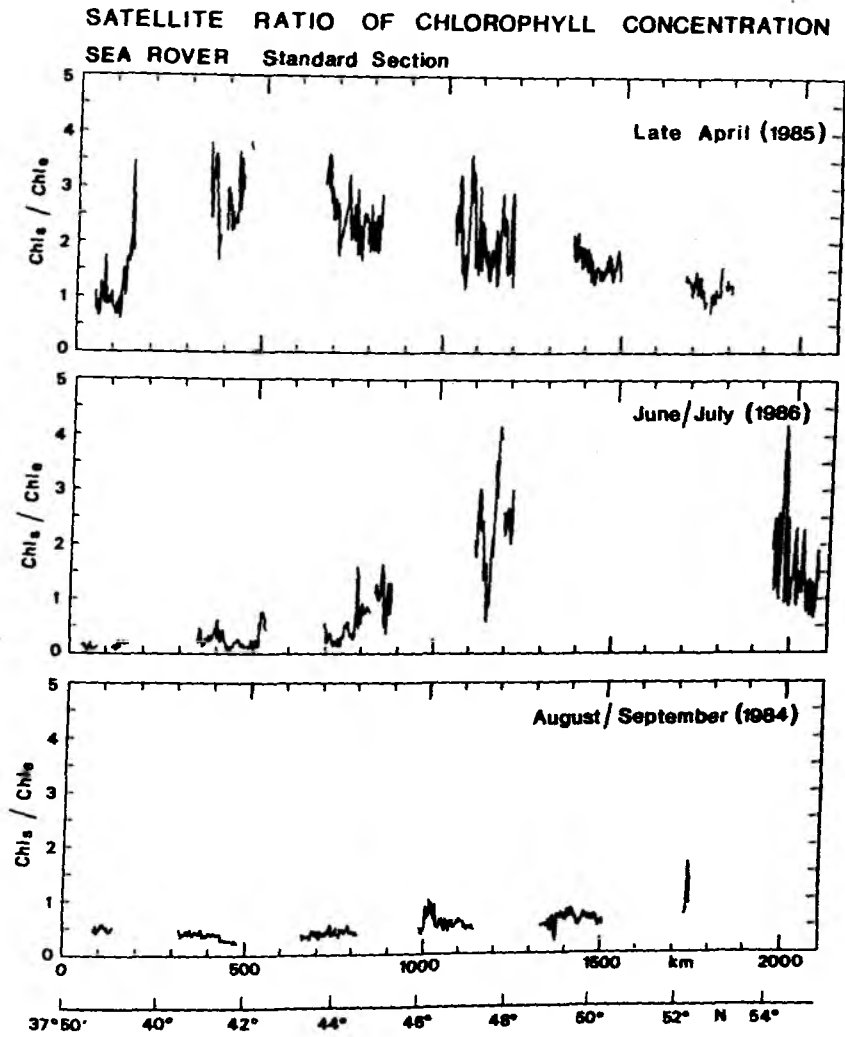


Abb. VII.25: Verhältnis von fernerkundbarer zu in situ bestimmter Chlorophyllkonzentration in der euphotischen Zone (sonst wie Abb. VII.22).

Registrierung B101/NOA'85 ist allerdings nicht berücksichtigt, da sie vor frühjährlicher Stabilisierung und Ausbildung von Vertikalstruktur aufgezeichnet wurde. Zwei der Tageslichtabschnitte lagen auf der Grenze zwischen oligotrophem Regime und Blütenbereich. Um die scharfen Chl_s/Chl_e -Gradienten an diesen Übergängen (s. ersten Tageslichtabschnitt von B102/NOA'85 in Abb. VII.25) nicht zu verwischen, wurden beide in einen entsprechenden südlichen und nördlichen Teil aufgespalten. Vom ersten Tageslichtabschnitt von B102/NOA'85 wurde nur der südlichere Teil in das Streudiagramm übernommen, da für den nördlichen eine vergleichsweise zu geringe Mittelungsbasis nachbleibt. Jene Temperaturen, die Übergänge zwischen verschiedenen saisonalen Vegetationsphasen angeben ($T = 12^\circ\text{C}$ und $T = 15^\circ\text{C}$), sind in Abb. VII.26 hervorgehoben.

Das Streudiagramm zeigt, daß sich die Wertebereiche von Chl_s/Chl_e in den verschiedenen Temperaturintervallen $7^\circ\text{C} < T < 12^\circ\text{C}$ (Vorblüte-Bereich), $12^\circ\text{C} < T < 15^\circ\text{C}$ (Blütenabschnitt) und $15^\circ\text{C} < T < 22^\circ\text{C}$ (oligotrophes Regime) nicht gegenseitig überlappen. Die Temperaturen 12°C und 15°C separieren also Intervalle, in denen Chl_s/Chl_e jeweils signifikant voneinander verschiedene (s. auch Tab. VII.3) Mittelwerte annimmt, unabhängig davon, zu welchem Zeitpunkt während der Erwärmungsphase nach frühjährlicher Stabilisierung und Ort auf dem Standardschnitt die Werte aufgezeichnet wurden. Besonders auffällig ist der Sprung bei $T = 15^\circ\text{C}$. Erkennbar ist auch eine Tendenz in Chl_s/Chl_e , vom mittleren Temperaturintervall aus sowohl zu den niedrigeren als auch zu den höheren Temperaturen hin abzufallen. Für $T < 12^\circ\text{C}$ nähert sich in Richtung niedrigerer Temperaturen Chl_s/Chl_e von höheren Werten aus 1 an, für $T > 15^\circ\text{C}$ wird Chl_s/Chl_e im Wertebereich zwischen 0 und 1 zu höheren Temperaturen hin geringer. Jene Tendenzen sind plausibel: Zu den niedrigeren Temperaturen (polwärts) nimmt die Überschätzung von Chl_e durch Satelliten-Fernerkundung dadurch ab, daß in dieser Richtung die Deckschicht-Chlorophyllkonzentration und damit die Prägnanz der Vertikalstruktur abnimmt; zu den höheren Temperaturen (äquatorwärts) nimmt die Unterschätzung von Chl_e aufgrund dessen, daß das tiefe Chl -Maximum abtaucht, zu. In diesen Temperaturbereichen sind angepasste Exponentialfunktionen (für $7^\circ\text{C} < T < 12^\circ\text{C}$: $Chl_s/Chl_e = 1 + .049 \cdot \exp(.2312 T)$, für $15^\circ\text{C} < T < 22^\circ\text{C}$: $Chl_s/Chl_e = 1.902 \cdot \exp(-.0773 T)$) in das Streudiagramm mit eingezeichnet. Diese exponentiellen Regressionen sind allerdings bis zu 5% Irrtumswahrscheinlichkeit nicht signifikant. Für die Veränderungen des Chl_s/Chl_e -Verhältnisses innerhalb des mittleren Temperaturintervalls $12^\circ\text{C} < T < 15^\circ\text{C}$ scheint keine physikalische Erklärung greifbar.

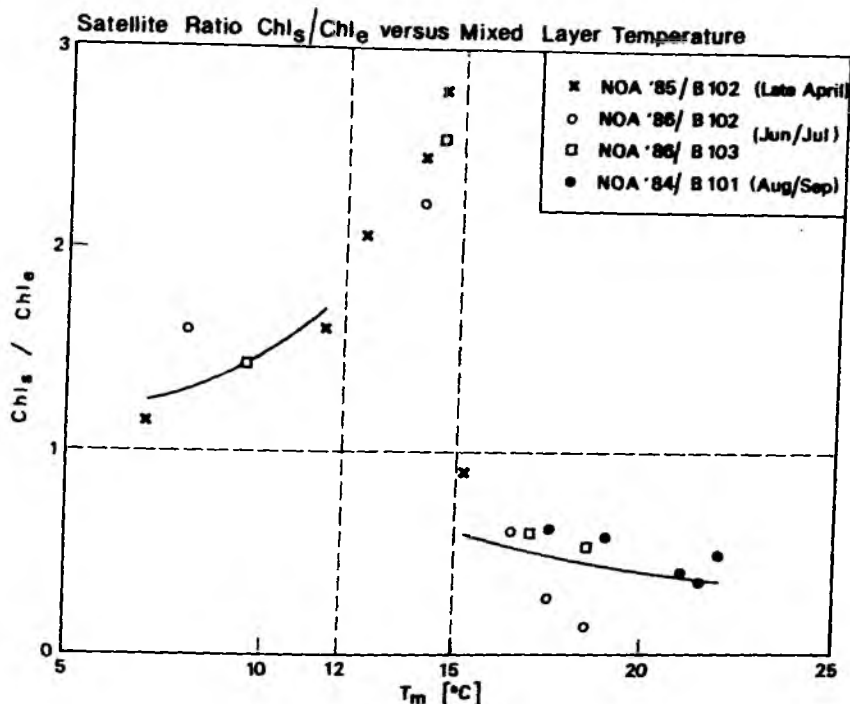


Abb. VII.26: Beziehung zwischen dem Verhältnis vom fernerkundbarer zu in situ bestimmter Chlorophyllkonzentration, Chl_s/Chl_e , und der Deckschichttemperatur T_m . Das Streudiagramm faßt Mittelwerte über Tageslichtabschnitte aus verschiedenen Registrierungen längs des Standardschnittes zusammen. $T_m = 12^\circ C$ und $T_m = 15^\circ C$ unterteilen den Temperaturbereich in die 3 Intervalle, die für die Vegetationsphasen Vorblüte, entwickelte Deckschichtblüte und oligotrophes Regime kennzeichnend sind. Die durchgezogenen Linien stellen versuchsweise angepaßte Exponentialfunktionen in den beiden äußeren Temperaturintervallen dar (Einzelheiten im Text).

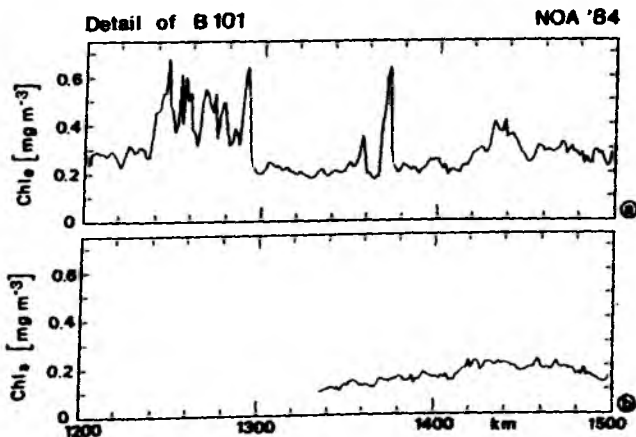


Abb. VII.27: Horizontalverteilungen der in situ bestimmten Chlorophyllkonzentration der euphotischen Zone (a) und der für Satelliten erkennbaren Chlorophyllkonzentration (b) in einer Ausschnittsvergrößerung von der Spätsommerregistrierung B101/NOA'84. Die Ausschnittsvergrößerung enthält die höchsten Chl_e -Werte der gesamten Registrierung. Die Chl_s -Ortsreihe überdeckt nur den Teil, der bei Tageslicht aufgezeichnet wurde.

Tab. VII.3: Chl_g/Chl_e -Mittelwerte über Tageslichtabschnitte,
geordnet nach Intervallen der Deckschichttemperatur

	T [°C]		
	15 - 22	12 - 15	7 - 12
Ende April (1985)	0.90	2.79	1.61
		2.46	1.15
		2.07	
		2.55	
Juni/Juli (1986)	0.14	2.23	1.60
	0.28		
	0.61		
	0.54		1.44
	0.60		
August/September (1984)	0.49		
	0.36		
	0.40		
	0.58		
	0.62		
Mittelwert	0.50	2.42	1.45
Standardabweichung	0.20	0.28	0.21

Um die während des Zeitraumes vertikaler Schichtung großskalig zwischen den verschiedenen Blüteregimes (bzw. Temperaturintervallen) auftretenden Über- bzw. Unterschätzungen von Chl_e durch Satelliten-Fernerkundung zu korrigieren, kann vorgeschlagen werden, Chl_e anhand der Chl_g/Chl_e -Mittelwerte in den Temperaturintervallen (s. Tab. VII.3) aus Chl_g abzuschätzen:

$$Chl_e = Chl_g \cdot 0.7 \quad \text{wo } 7^\circ\text{C} < T < 12^\circ\text{C}$$

$$Chl_e = Chl_g \cdot 0.4 \quad \text{wo } 12^\circ\text{C} < T < 15^\circ\text{C}$$

$$Chl_e = Chl_g \cdot 2. \quad \text{wo } 15^\circ\text{C} < T < 22^\circ\text{C}$$

Obige Faustformel kann nur die großskalig zwischen den Regimes auftretenden Unterschiede korrigieren. Es ist aus Abb. VII.25 ersichtlich, daß sowohl im jeweiligen Streckenabschnitt der Deckschichtblüte als auch des oligotrophen Regimes kleinerskalige Fluktuationen des Chl_g/Chl_e -Verhältnisses auftreten. Diese Fluktuationen führen insgesamt zu einem Wertebereich $0.1 < Chl_g/Chl_e < 4.2$.

Es ist davon auszugehen, daß das dominante Signal der Meridionalverteilung des Chlorophyllinhaltes C_e in der August/September-Registrierung, die mesoskaligen Maxima zwischen km 1200 und km 1400 (s. Abb. VII.20), durch Satelliten-Fernerkundung nicht wahrgenommen worden wäre. Diese C_e - bzw. Chl_e -Maxima sind auf fleckenhafte, hohe Chlorophyllkonzentrationen in der saisonalen Sprungschicht zurückzuführen (vergl. mit Abb. VII.13c). Nur der nördlichere Chl_e -Spitzenwert bei km 1370 wurde während der Tageslichtstunden angetroffen und kann mit CZCS-Simulationen direkt verglichen werden. Abb. VII.27 zeigt in einer Ausschnittvergrößerung die Ortsreihen von Chl_e und Chl_g zwischen km 1200 und km 1500. Die nahezu einzige Gemeinsamkeit ist ein geringfügiges Anwachsen von Chl_g mit dem Grundniveau von Chl_e nach Norden hin. Das Chl_e -Maximum bei km 1370 fehlt in der Ortsreihe der Satelliten-Simulation Chl_g vollständig. Darüber, was der CZCS von der Gruppe von Chl_e -Spitzenwerten zwischen km 1240 und km 1290 erfaßt hätte, können nur Vermutungen angestellt werden. Der Chlorophyllfleck, von dem das Chl_e -Maximum bei km 1370 herrührt, liegt mit seinem Schwerpunkt in 35 m Tiefe (Abb. VII.13c) und damit deutlich unterhalb der oberen Attenuationslänge (also der doppelten der Satelliten-Sichttiefe), die in der näheren Umgebung zwischen 14 und 18 m fluktuiert (s. Abb. VII.24). Die Gruppe von Chl_e -Maxima zwischen km 1240 und km 1300 resultiert aus einer Kette von Chl -Flecken, welche nach Norden über die Distanz von 50 km von 55 auf 20 m ansteigt. Nimmt man an, daß die obere Attenuationslänge hier nicht abweicht von der in dem südlich und nördlich davon gelegenen Tageslichtabschnitten, also zwischen 14 und 18 m beträgt, so liegen auch die flachesten der Chl -Flecken mit ihrem Schwerpunkt unterhalb des Tiefenbereiches, aus dem der CZCS 86 % seines Signals empfängt. Das, was von der Kette von Chl -Flecken durch Satelliten-Fernerkundung eventuell dennoch erfaßbar wäre, würde wegen der steilen Neigung der Kette gegen die Horizontale eine Horizontalstruktur ergeben, die von der des in situ bestimmten Chlorophyllinhaltes deutlich abweicht.

VII.7 Diskussion der Ergebnisse von Kapitel VII

Den vorgestellten Ergebnissen liegen etwa 7000 Profile von Chl und den hydrographischen Parametern T und σ_T sowie etwa 3000 Einstrahlungsprofile zugrunde. Jedes einzelne 150 m tiefe Profil umfaßt vor Datenreduktion 2400 (im Fall von T und σ_T) bzw. 1200 (im Fall von Chl) Meßwerte, jedes (im Mittel 50 m tiefe) Einstrahlungsprofil 400 Meßwerte. Die hohe Anzahl von Daten

verspricht, daß die präsentierten Ergebnisse als weitgehend frei von zufälligen Fehlern angesehen werden können. In den gezeigten Vertikalschnitten der verschiedenen Parameter $\phi = \phi(y, z)$ beruht nach Horizontalmittelung über 7 Profile (≈ 10 km) und Interpolation auf 1m-Intervalle in der Vertikalen jeder Datenpunkt auf 35 (falls $\phi = T$ oder σ_T) bzw. 17.5 (fall $\phi = \text{Chl}$) Meßwerten. Jedes einzelne Integral über die euphotische Zone beinhaltet, je nach tatsächlichem oberem Umkehrpunkt des Schleppfisches, etwa 450 (falls der Integrand T oder σ_T) bzw. 225 (falls der Integrand Chl), jeder Deckschicht-Mittelwert typischerweise 100 (im Fall von T) bzw. 50 (im Fall von Chl) Meßwerte. Jede Bestimmung des mittleren Attenuationskoeffizienten \bar{k}_d fußt auf 125 Einstrahlungs-Rohdaten.

Eine solch hohe Anzahl von Chlorophyllprofilen bei minimalem Einsatz von Schiffszeit zu sammeln, ist nur durch die Verbindung von Fluorometer und Schleppfisch möglich. Der Nachteil dabei ist, daß die in-situ-Fluorometrie lediglich eine inexakte Schätzung der Chlorophyllkonzentration liefert (wie in Kap. III ausführlich dargelegt). Daran gemessen muß das benutzte Kalibrierverfahren (Abschnitt IV.3) zwar als zufriedenstellend angesehen werden, aber mit einem Chl -Fehler von 4 % in Oberflächennähe und 15 % in größerer Tiefe ist zu rechnen (s. Abschnitt IV.4). Die in Kap. VII herausgestellten horizontalen und vertikalen Chl -Signale sind jedoch wesentlich größer, als daß sie auf solche Kalibrierfehler zurückgeführt werden könnten.

Die Schleppfischmessungen ergeben eine horizontale Auflösung von 1.4 km (Schleppfisch-Wellenlänge). Diese hohe Auflösung gewährleistet, die großskalige Variabilität ohne Aliasing aufzuzeichnen, wohingegen Datensätze aus früheren Expeditionen (z.B. Krey und Babenerd, 1976) damit zwangsläufig kontaminiert sind. Kap. VIII wird sich explizit mit den Skalenlängen der horizontalen Variabilität befassen.

Die Messungen wurden vom fahrenden Schiff aus durchgeführt, d.h. so synoptisch, wie es in situ mit einem einzelnen Schiff möglich ist. Die Aufzeichnung des 2000 km langen Standardschnittes nahm jeweils lediglich 5 - 6 Tage in Anspruch. Direkt aufeinanderfolgende Registrierungen desselben Schnittes zeigen (Abschnitte VII.2 und VII.3), daß hinsichtlich der großskaligen Verteilungsmuster tatsächlich von Synoptizität ausgegangen werden kann, wenn auf den entsprechenden Teilstücken Deckschichtblüte und oligotrophes Regime etabliert sind. Im Falle erster frühjährlicher Stabili-

sierung und einsetzender Blüte im Südteil des Standardschnittes gilt dies jedoch nicht; hier sind die Zeitskalen lokaler Veränderungen kleiner als die zur Vermessung benötigte Zeitspanne.

Ein wesentliches Ergebnis dieser Arbeit ist, aufzeigen zu können, wie sich die vertikalen und meridionalen Chl-Verteilungsmuster miteinander verknüpft saisonal ändern. Ideal wäre, wenn dieses Ergebnis anhand eines Datensatzes zu gewinnen gewesen wäre, der Meridionalschnitte für jeden Monat als mehrjährige Mittel enthielte. Solch ein Datensatz hätte erlaubt, sowohl den klimatologisch mittleren saisonalen Zyklus als auch die zwischenjährliche Variabilität zu bestimmen. Die hier analysierten SEA-ROVER-Daten stammen aus drei aufeinanderfolgenden Jahren, wobei jedesmal mit zweimonatigem Versatz eine andere Zeitspanne während des Sommerhalbjahres erfaßt wurde. Dies zwang dazu, die Konstruktion des 'saisonalen Zyklus' auf die Annahme zu stellen, daß zwischenjährliche Variabilität vernachlässigbar sei. Demgegenüber gibt es in der Literatur reichlich Anhaltspunkte für zwischenjährliche Veränderungen sowohl der Oberflächentemperatur (z.B. Colebrook und Taylor, 1979) als auch des Planktonvorkommens im Nordatlantik (z.B. Colebrook und Taylor, 1984). Menzel und Ryther (1961) stellten während eines dreijährigen Meßprogramms in der Sargasso-See eine von Jahr zu Jahr verschiedene Primärproduktion fest. Cushing (1981) diagnostizierte, daß sich in der Nordsee über den Zeitraum 1949 - 1969 in einem langfristigen Trend der Zeitpunkt des Einsetzens der Frühjahrsblüte um etwa 1 Monat von März auf April verschob. Dandonneau (1988) beobachtete im Pazifik eine ozeanweite zonale Umverteilung der Oberflächen-Chlorophyllkonzentration in Zusammenhang mit ENSO (El Niño - Southern Oscillation) - Episoden.

Anhaltspunkte für zwischenjährliche Variabilität finden sich auch in den eigenen Daten. Die Meridionalverteilung von Deckschichtblüte und oligotrophen Regime entlang des Standardschnittes, die bei der jüngsten SEA-ROVER-Expedition Ende Mai 1987 angetroffen wurde, liegt nicht exakt auf der Verbindungslinie zwischen den gezeigten Meridionalverteilungen von Ende April und Juni/Juli. Vielmehr deckte Ende Mai 1987 die Deckschichtblüte etwa die gleiche Meridionalstrecke ab wie Juni/Juli 1986. Die Expeditionsdaten von 1987 wurden zu spät gesammelt, um deren Analyse in diese Arbeit noch miteinbeziehen zu können. Es läßt sich im Vorgriff auf eine genaue Analyse jedoch feststellen, daß auch für Mai 1987 die Positionen der nördlichen und südlichen Flanke der Deckschichtblüte durch die der 12°C- bzw. 15°C-Isothermen

in der Deckschicht relativ gut (bis auf 30 Breiterminuten) beschrieben werden können. Ende Mai 1987 schneidet die 12°C-Isotherme den Standardschnitt bei 51°N, die 15°C-Isotherme bei 47°N. Ein Vergleich mit klimatologischen Monatsmitteln der Oberflächentemperatur aus dem RBS-Atlas (s. Abb. VI.3) zeigt, daß 1987 die Erwärmung anomal weit nach Norden fortgeschritten war; die 12°C-Isotherme liegt im Vergleich zum klimatologischen Mittel Ende Mai etwa 1.5 Breitengrade zu weit nördlich, die 15°C-Isotherme etwa 2 Breitengrade. Die Position der 12°C-Isotherme, wie sie während der Expeditionen Ende April 1985, Juni/Juli 1986 und August/September 1984 angetroffen wurde, stimmt jeweils bis auf weniger als ein halbes Breitengrad Abweichung mit der klimatologisch mittleren Position überein. Größere Abweichungen finden sich jeweils bzgl. der Position der 15°C-Isotherme: Ende April 1985 und Juni/Juli 1986 3 bzw. 2.5 Breitengrade zu weit südlich, August/September 1984 1.5 Breitengrade zu weit nach Norden versetzt. Die größeren Abweichungen im Südtail des Standardschnittes erklären sich dadurch, daß dort der mittlere meridionale Temperaturgradient schwächer ist als in Nähe der Polarfront. Die Positionen der Nordflanken von Deckschichtblüte und oligotrophem Regime durch die von Isothermen zu beschreiben, erweist sich hier als sinnvoll. Es projiziert die großskalige Chlorophyllverteilung auf ein Koordinatensystem, welches frei ist von zwischenjähriger Variabilität der Deckschichttemperatur.

Aus dem Vergleich früherer Datensätze der Phytoplanktonkonzentration (Robinson, 1970; Colebrook, 1982) mit denen der Deckschichttiefe (Robinson et al., 1979) deutete sich an, daß im offenen Nordatlantik (in der Nordregion des SEA-ROVER-Standardschnittes) die Frühjahrsblüte nicht sofort nach Deckschichtverflachung einsetzt (s. Einleitung, Abschnitt I.1). Jene Datensätze enthalten jedoch nicht parallel zu den biologischen Parametern auch die erforderlichen physikalischen, um dies explizit untersuchen zu können. Die SEA-ROVER-Daten tun es. Deren Analyse hat gezeigt, daß im Nordteil des Standardschnittes die Frühjahrsblüte tatsächlich nicht sofort nach Stabilisierung der Wassersäule einsetzte, wie im Südtail, sondern mit Verzögerung. Die SEA-ROVER-Daten erlauben allerdings nicht, diese Phasenverschiebung genau zu quantifizieren; dafür ist die saisonale zeitliche Auflösung von 2 Monaten zu grob. Es ist von daher auch nicht auszuschließen, daß die eigentliche Blüte nördlich der Polarfront schon vor dem Zeitpunkt der Spätsommerexpedition Ende August/Anfang September stattgefunden hat. Im klimatologischen Mittel ist zu dieser Zeit der Punkt höchster Oberflächen-

temperatur eben (um etwa 1 - 2 Wochen) überschritten, und die Isothermen beginnen, sich äquatorwärts zurückzuziehen (s. Abb. VI.3). Es geht aber auch aus anderen Datensätzen (s.o., Robinson, 1970) hervor, daß, im Vergleich zum Nordatlantik und seiner Randmeere, in der Nordregion des Standardschnittes die Frühjahrsblüte relativ spät einsetzt und die Vegetationsperiode kurz ist. Wird die beobachtete Übereinstimmung zwischen saisonaler Wanderung der 12°C-Isotherme und der Nordflanke der Blüte als gesichert angenommen, so kann mittels dieser Übereinstimmung aus hydrographischen Atlanten, welche sowohl Monatsmittel der Deckschichttemperatur als auch -tiefe wiedergeben, die Phasenverschiebung zwischen Blüteeintritt und Deckschichtverflachung abgeschätzt werden. Dem RBS-Atlas (Robinson et al., 1979) zufolge liegen in der Nordregion des Standardschnittes, z.B. bei 53°N, zwischen der Deckschichtverflachung auf $z < 50$ m (von Mai auf Juni) und der Erwärmung auf $T = 12^\circ\text{C}$ (von Juli auf August) 2 Monate.

Daß das Einsetzen der Deckschichtblüte nicht mit der schnell polwärts vorstoßenden Deckschichtverflachung Schritt hält, sondern mit der langsameren saisonalen Erwärmung polwärts wandert, kann ein Anhaltspunkt dafür sein, daß Temperaturlimitierung das Aufblühen gegenüber dem Zeitpunkt der Deckschichtverflachung verzögert. Eine mögliche Erklärung dafür ist, daß nach Erfüllen der Sverdrup-Bedingung im Frühjahr weder Nährstoffe noch Licht limitierend wirken und dadurch nachgeordnete Faktoren an relativer limitierender Bedeutung gewinnen. Ein biologischer Faktor, der das frühjährliche Anwachsen einer Blüte behindern könnte, wäre Abweiden des Phytoplanktons durch herbivores Zooplankton. Abweiden durch Zooplankton kann bedeuten, daß zwar Produktion stattfindet, die Produktion sich aber nicht in einem Anwachsen von Chl manifestiert. Die stattgefundenene Produktion sollte sich dann allerdings in einem Abbau der Winter-Nitratkonzentrationen ablesen lassen.

Beschränkt auf den Satz der gemessenen Parameter ist Temperatur derjenige, von dem bei günstigen Licht- und Nährstoffverhältnissen noch am ehesten eine limitierende Wirkung erwartet werden kann. Temperaturlimitierung trifft sich qualitativ mit den Rechenergebnissen des Smith-Produktionsmodells (s. Abschnitte V.2 sowie VII.1 - VII.3), welches eine von Eppley (1972) angegebene Temperaturabhängigkeit der Wachstumsrate berücksichtigt. In der Literatur finden sich weitere Angaben über ein temperaturabhängiges Wachstum, immer auf Kulturexperimenten beruhend, bei Goldman und Carpenter (1974) sowie bei verschiedenen von Kirk (1983) angegebenen Quellen. Die

Beobachtung, daß die Blüte bei Erwärmung auf $T > 12 \text{ }^\circ\text{C}$ einsetzt, besagt aber nicht unbedingt, daß $T = 12 \text{ }^\circ\text{C}$ als Temperaturschwellwert anzusehen ist, unterhalb dessen kein Phytoplanktonwachstum entlang des Standardschnittes stattfindet. Der anscheinende Schwellwert $T = 12 \text{ }^\circ\text{C}$ kann sich als Artefakt aus dem gewählten Kriterium zur Festlegung der Nordflanke der Blüte und einer kontinuierlich mit der Temperatur ansteigenden Wachstumsrate wie im Reich-Modell ergeben. Ein geringes saisonales Anwachsen der Deckschicht-Chlorophyllkonzentration ist auch in Front der polwärtswandernden Blüte zu beobachten (Abb. VII.16). Die mittlere Deckschicht-Chlorophyllkonzentration in den beispielsweise 200 km nördlich der jeweiligen Nordflanke der Blüte beträgt Ende April etwa 0.5 mg m^{-3} , Ende Juni/Anfang Juli 0.6 mg m^{-3} und Ende August/Anfang September 0.8 mg m^{-3} .

Die Beendigung der Deckschichtblüte durch einsetzende Oligotrophie bei Erwärmung auf $T > 15 \text{ }^\circ\text{C}$ (s. Abschnitt VII.4) kann so interpretiert werden, daß ein statistischer Zusammenhang besteht zwischen den Zeitspannen, die benötigt werden, um einerseits den Nährstoffvorrat vom Beginn der Vegetationsperiode aufzuzehren und andererseits das Wasser von der Temperatur bei Beginn der Vegetationsperiode auf einen bestimmten Wert zu erwärmen (s. auch Kamykowski, 1987). Aus NOCC-Daten erstellten Kamykowski und Zentara (1986) Karten, die für den Weltozean in $10^\circ \times 10^\circ$ -Feldern die Temperatur angeben, oberhalb derer keine Nährstoffe mehr vorhanden sind. Die Temperaturen sind in 5°C -Intervallen dargestellt. Der Standardschnitt wird demzufolge von der 15°C -Isothermen gekreuzt und zwar auf seinem Südende. Südlich des Standardschnittes liegen die angegebenen Temperaturen höher, weiter nördlich niedriger. Die Übereinstimmung mit den eigenen Daten macht die Markierung der Nordflanke des oligotrophen Regimes durch die 15°C -Isotherme plausibel und unterstützt gleichzeitig die Arbeit von Kamykowski und Zentara (1986).

Wenngleich die hier aufgezeigte Möglichkeit, die Position der Flanken von Blüte-Regimes anhand von Temperaturdaten vorherzusagen, sicherlich auch in anderen Meeresgebieten besteht, kann von einer Übertragbarkeit der auf dem Standardschnitt gefundenen Temperaturwerte nur sehr begrenzt ausgegangen werden.

Die Daten haben eine synoptische Nord-Süd-Neigung der chlorophyllhaltigen Schicht im oligotrophen Regime offengelegt. Die Neigung ergibt sich daraus, daß sich der saisonalen polwärtigen Wanderung des oligotrophen Regimes die lokale Vertiefung des Chlorophyllmaximums überlagert. Die

Neigung des Chl-Maximums kann nicht alternativ auch durch eine entsprechende Neigung von Isolumen der absoluten Quanteneinstrahlung erklärt werden, denn (1) vertieft sich das Chl-Maximum auch nach jährlichem Sonnenhöchststand weiter, was sich - im Mittel über den jeweiligen oligotrophen Abschnitt - in signifikant geringeren Kompensations-Quanteneinstrahlungen im August/September als im Juni/Juli niederschlägt, und (2) taucht das tiefe Chl-Maximum steiler nach Süden ab als die Isolumen. Die relative Neigung der chlorophyllreichen Schicht gegen Isolumen der absoluten Quanteneinstrahlung in den Daten ist allerdings insignifikant, bedingt dadurch, daß wegen meridional unterschiedlicher Attenuation auch die relativen Isolumen nach Süden abtauchen. Es ist daher notwendig, den von meridionalen Attenuationsunterschieden ungestörten Fall zu betrachten, in dem die Tiefe absoluter Isolumen allein durch die klimatologisch mittlere Oberflächeneinstrahlung sowie eine mittlere Attenuation bestimmt ist. Abb. VII.28 illustriert dies für $\bar{k}_d = 0.07 \text{ m}^{-1}$, was etwa dem mittleren Attenuationskoeffizienten aus allen Registrierungen entlang des Standardschnittes entspricht, und die klimatologische Oberflächeneinstrahlung von Isemer und Hasse (1987) für den Monat September. Gezeigt ist die Isolumen für die im südlichsten Tageslichtabschnitt der August/September-Registrierung bestimmte Kompensations-Quanteneinstrahlung, im 24h-Mittel $0.5 \mu\text{E m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Nach den klimatologischen Einstrahlungsdaten und $\bar{k}_d = 0.07 \text{ m}^{-1}$ liegt jene Isolumen am Südende des Standardschnittes in 91 m Tiefe, die untere Halbwertstiefe des Chl-Maximums, anhand derer Q_c aus den Daten bestimmt wurde, in guter Übereinstimmung damit bei 97 m. In Abb. VII.28 ist dem Verlauf jener Isolumen der der Chlorophyllmaximum-Tiefe gegenübergestellt. Während die Isolumen für $0.5 \mu\text{E m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ mit etwa 3 m/1000 km nach Süden abtaucht, neigt sich das tiefe Chl-Maximum im oligotrophen Regime (südlich km 1750) mit etwa 25 m/1000 km gegen die Horizontale. (Es sei hier angemerkt, daß in allen Registrierungen des oligotrophen Regimes eine etwa gleiche Neigung des Chl-Maximums angetroffen wurde.) Ohne meridionale Unterschiede hinsichtlich des Beginns der Frühjahrsblüte und des Zeitpunkts einsetzender Oligotrophie wäre (bei offensichtlich gleichen Vertiefungsraten längs des Standardschnittes) zu erwarten, daß die chlorophyllhaltige Schicht im oligotrophen Regime mit ähnlich geringer meridionaler Neigung in der saisonalen Sprungschicht läge wie die Isolumen. Die aus den Messungen diagnostizierte Vertiefungsrate der chlorophyllreichen Schicht von 7.5 - 10 m pro Monat ist nicht inkonsistent mit einer anderen Beobachtung in nahegelegenen Seegebiet. Fasham et al. (1985) fanden

DEPTHS OF CHL-MAX AND COMPENSATION ISOLUME

SEA ROVER Standard Section

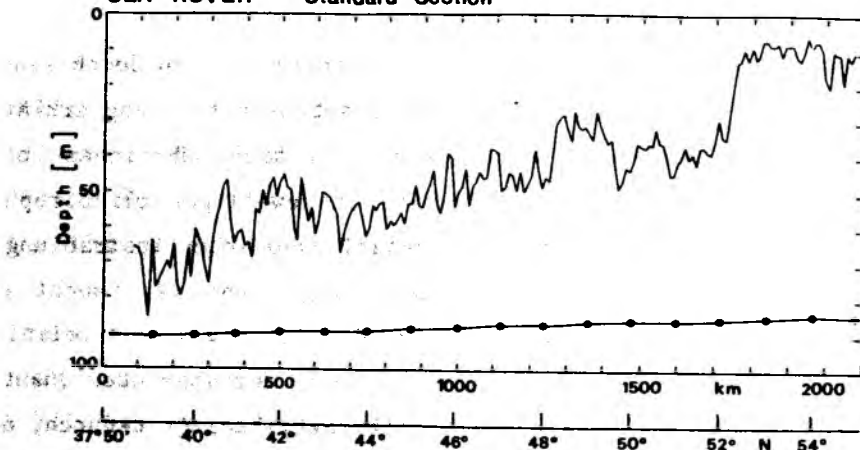


Abb. VII.28: Verlauf der Tiefen des Chl-Maximums (dünne Linie) und der Isolumen $0.5 \mu E m^{-2} s^{-1}$ (dicke gepunktete Linie) längs des Standardschnittes. Die meridionale Tiefenverteilung des Chl-Maximums ist der August/September-Registrierung B101/NOA'84 entnommen; dem Verlauf der Isolumentiefe liegen klimatologische Oberflächeneinstrahlungen im September (aus Isemer und Hasse, 1987) und die Annahme vertikal und horizontal konstanter Attenuation zugrunde (weitere Einzelheiten im Text).

SEA ROVER Standard Section

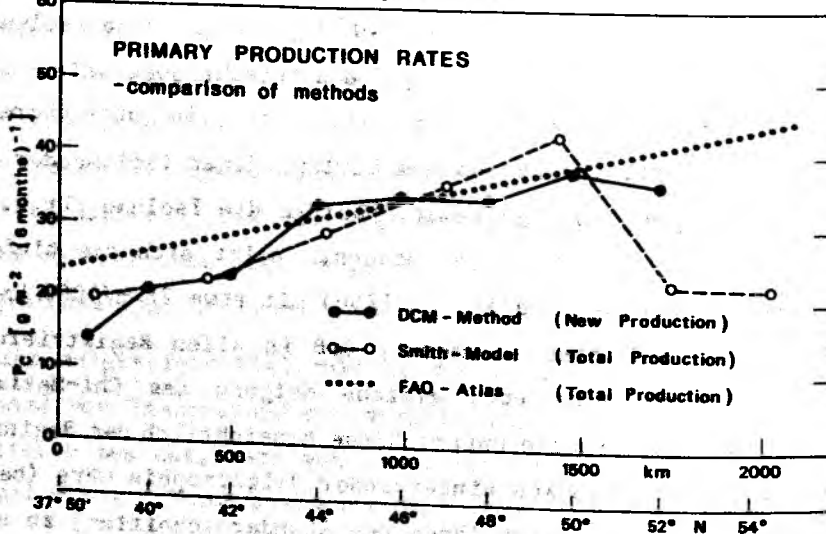


Abb. VII.29: Gegenüberstellung verschiedener Schätzungen von Produktionsraten auf dem Standardschnitt: (1) Neu-Produktion nach der DCM-Methode, basierend auf der Tiefe des Chlorophyllmaximums (Spätsommerregistrierung B101/NOA'84) und Winter-Nitratkonzentrationen (Glover und Brewer, 1987); (2) Gesamt-Produktion, gemäß des Smith-Modells (s. Abschnitt V.2) aus Chl-, T_s und Einstrahlungsdaten berechnet (Mittelwerte aus den Registrierungen B102/NOA'85, B102/NOA'86 und B101/NOA'84; (3) Atlas-Daten (FAO Fisheries Department, 1981), direkte Bestimmungen durch ^{14}C -Inkubationen.

April/Mai 1981 bei einem Feldexperiment südwestlich der Azoren (um 33°N auf etwa dem mittleren Längengrad des Standardschnittes), daß sich das Chlorophyllmaximum während 20 Tagen um 8 m vertiefte. Die mittlere Tiefe lag bei 75 m. Die relativ große Tiefe schon kurz nach Beginn der Erwärmungsphase deutet darauf hin, daß südlich der Azoren die Deckschichtblüte früher stattfindet als nördlich der Azoren auf dem Süden des Standardschnittes, vielleicht schon zu Zeiten der Winterkonvektion wie in der Sargasso-See (Menzel und Ryther, 1960), und daß sich die meridionale Neigung des Chlorophyllmaximums auf dem Standardschnitt weiter nach Süden fortsetzt.

Eppley und Peterson (1979) heben hervor, daß Neu-Primärproduktion die entscheidende biologische Variable im globalen Kohlenstoffkreislauf sei (s. auch Kap. I). Basierend auf der Analyse der SEA-ROVER-Daten wurde in Abschnitt VII.5 eine Methode entwickelt, das Integral der Neu-Primärproduktion über die jährliche Vegetationsperiode (oder einen kürzeren Zeitabschnitt davon) aus der Tiefe des Chlorophyllmaximums und Winter-Nährstoffdaten abzuschätzen. Die Methode eröffnet eine unabhängige Alternative zu Schätzungen der Neu-Produktion anhand von O₂-Messungen (Shulenberger und Reid, 1981; Jenkins und Goldman, 1985) oder ¹⁴C-Inkubationen (Eppley und Peterson, 1979). Die Vergleichbarkeit von O₂- und ¹⁴C-Verfahren wird von Platt (1984) sowie Platt und Harrison (1986) diskutiert. Die hier entwickelte Methode (der Kürze halber "DCM-Methode", da auf der Tiefe des "Deep Chlorophyll Maximum" beruhend) ist eher dem O₂-Verfahren verwandt, insofern, als sie die integrale Neuproduktion über längere Zeitspannen (Monate) erfaßt und nicht auf Extrapolation kurzfristiger (typischerweise über 4 Stunden durchgeführter) Messungen wie beim ¹⁴C-Verfahren angewiesen ist. Auf die Erfordernis, Neu-Primärproduktion mittels verschiedener Verfahren aus Felddaten zu bestimmen, weisen Sarmiento et al. (1986) hin. Die DCM-Methode ist sehr einfach und kann prinzipiell auch unkalibrierte Fluoreszenzprofile verwenden. Die Genauigkeit damit erzielbarer Ergebnisse hängt hauptsächlich von der Verfügbarkeit guter Winter-Nährstoffdaten und der Repräsentativität des Redfield-C/N-Verhältnisses (s. Sharp et al., 1980 und Takahashi et al., 1985) ab. Ein ähnliches Verfahren, nämlich die Neu-Produktion aus dem Auftriebsvolumen und dem NO₃-Gehalt zu schätzen, wurde von Chavez und Barber (1987) erfolgreich in küstennahem Auftriebsgebiet angewandt. Primärproduktion im offenen Ozean mittlerer Breiten hingegen wird, wie der typische Phytoplanktonzyklus mit Frühjahrsblüte und anschließender saisonaler Oligotrophie zeigt, durch winterlichen

Nährstoffeintrag in die euphotische Zone bestimmt. In jenen Regionen, die den größten (wenn auch nicht produktivsten) Teil des Weltozeans ausmachen, ist die DCM-Methode anwendbar. Die beobachtete Vertiefungsgeschwindigkeit des Chl-Maximums von 7,5 - 10 m pro Monat (s. Abschnitt VII.5) ist höher, als daß sie durch Ekman-Pumping erklärt werden könnte. (Die abwärtsgerichtete Ekman-Vertikalgeschwindigkeit ist entlang des Standardschnittes maximal an Südpol und beträgt dort im klimatologischen Mittel 2.5 m/Monat (Abschnitt VI.4).)

Die Primärproduktion nach der DCM-Methode ist in dem Sinne "neu", daß per Definition kein Stickstoffatom in der gleichen Vegetationsperiode mehrmals benutzt wird. Die Zeitspannen, für welche die Stickstoffatome nicht in den biologischen Kreislauf einbezogen waren, können allerdings sehr unterschiedlich sein. Sie reichen von einigen Monaten (bei Stickstoffatomen, die in der vorangegangenen Vegetationsperiode organisch gebunden, anschließend oberhalb der Hauptsprungschicht remineralisiert und wieder als Nitrat zur Verfügung gestellt wurden) über einige Jahre (bei Stickstoffatomen, die sich über mehrere Vegetationsperioden in Form von NO_3 zwar oberhalb der Hauptsprungschicht, aber unterhalb der euphotischen Zone befanden) bis zu mehreren Dekaden (bei NO_3 -Stickstoffatomen, die aus der Hauptsprungschicht in die euphotische Zone eingetragen wurden). Der Austausch von Eigenschaften der euphotischen Zone und der Hauptsprungschicht geschieht hier im offenen Ozean in erster Linie dadurch, daß sich Trajektorien der gyreskaligen Zirkulation und Linien gleicher maximaler winterlicher Konvektionstiefe schneiden. Frische Nährstoffe aus der Hauptsprungschicht werden in die euphotische Zone dort eingebracht, wo die gyreskalige Zirkulation in Richtung tieferer Winter-Konvektionstiefen verläuft. Biogener Sauerstoff und (nicht-sedimentierter) organisch fixierter Kohlenstoff treten in die Hauptsprungschicht ein, wo die Zirkulation in Richtung flacherer Konvektionstiefen zeigt. Die Physik dieses Ventilationsprozesses der Hauptsprungschicht wird ausführlich bei Woods (1985) beschrieben.

Die DCM-Methode wurde benutzt, um die Neu-Produktion über die Erwärmungsphase (= 6 Monate von Ende März bis Anfang September) entlang des SEA-ROVER-Standardschnittes zu schätzen (Abschnitt VII.5). Es soll nun versucht werden, die Glaubwürdigkeit des Ergebnisses zu testen. Leider gibt es für einen direkten Vergleich keine anderen Daten der Neu-Produktion im Meßgebiet. Das Seegebiet, in welchem Neu-Produktion bestimmt wurde und

welches am nächsten zum Standardschnitt liegt, ist die Sargasso-See. Hierfür geben Jenkins und Goldman (1985), basierend auf O_2 -Messungen von 1961 - 1978, eine jährliche Neuproduktion von $50 \text{ mg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ an und Harrison und Platt (1985), basierend auf ^{14}C -Inkubationen aus den Jahren 1959-1963, $25 \text{ mg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. Dies ist höher als der am Süden des Standardschnittes mit der DCM-Methode berechnete Wert von $14 \text{ g m}^{-2} (\text{1/2 a})^{-1}$ (s. Abb. VII.19). Allerdings ist die Zeitbasis nicht die gleiche. Ein Faktor 2 ist sicherlich zuviel, um die Resultate der DCM-Methode auf ein ganzes Jahr hochzurechnen, da das nicht erfaßte Halbjahr für Primärproduktion weniger förderlich ist. Wenn dieser maximale Faktor benutzt wird, liefert die DCM-Methode eine Neu-Primärproduktion nördlich der Azoren, die entweder annähernd gleich (Platt und Harrison, 1985) oder etwa halb so groß (Jenkins und Goldman, 1985) ist wie die in der Sargasso-See.

Aufgrund existierender Kartierungen der Gesamt-Primärproduktion (FAO Fisheries Department, 1981; oder Parsons et al., 1984, nach Koblentz-Mishke et al., 1970) wäre am Süden des Standardschnittes eher eine auch höhere Neuproduktion zu erwarten als in der Sargasso-See. Da entlang des Standardschnittes selbst keine anderen Daten der Neu-Primärproduktion vorliegen, können den Resultaten der DCM-Methode hier nur Daten der Gesamt-Primärproduktion gegenübergestellt werden. Für diese Gegenüberstellung werden zwei verschiedene Quellen von Gesamt-Produktionsdaten genutzt: zum einen Atlas-Felder, basierend auf ^{14}C -Messungen (FAO Fisheries Department, 1981), und zum anderen die eigenen Schätzungen mit dem Smith-Modell; beide müssen von ihrer ursprünglichen Zeitbasis pro Tag bzw. pro Tageslichtperiode auf ein halbes Jahr hochgerechnet werden, was einfacherweise durch Multiplikation mit 180 bzw. 90 geschieht. Die Smith-Modellergebnisse werden vor der Hochrechnung gemittelt, soweit auf gleicher Strecke entlang des Standardschnittes mehrere Werte aus verschiedenen Datenregistrierungen vorliegen (s. Abb. VII.21) und durch Multiplikation mit 25.5 (dem mittleren Kohlenstoff/Chlorophyll-Verhältnis während der SEA-ROVER-Expeditionen) in Kohlenstoff-Produktionsraten gewandelt.

Abb. VII.29 stellt die Ergebnisse der verschiedenen Methoden zur Schätzung der Primärproduktion einander graphisch gegenüber. Wie die Abbildung zeigt, liefern alle drei Methoden ähnliche Resultate. Nur die Schätzungen mit dem Smith-Modell fallen im Norden des Standardschnittes deutlich gegen die anderen beiden ab und ergeben nur etwa die Hälfte der Gesamt-Primärproduktion

des FAO-Atlases. Daß jene zwei Schätzwerte so niedrig liegen, ist dadurch bedingt, daß hier kein Blüte-Zustand miteinbezogen ist. Jene Abweichungen können als Warnung davor verstanden werden, jährliche (bzw. halbjährliche) Produktionsraten aus kurzfristigen (über einen Tag gehenden) Bestimmungen hochzurechnen. Der Schätzwert vom Smith-Produktionsmodell bei km 1750 basiert auf der April-sowie August/September-Registrierung, wo die Deckschichtblüte entweder weiter südlich oder weiter nördlich liegt, der Wert bei km 2030 allein auf der Juni/Juli-Registrierung, wo die Blüte südlicher liegt. Dort, wo in den Berechnungen mit dem Smith-Modell verschiedene Zustände des saisonalen Phytoplankton-Zyklus' erfaßt wurden (südlich km 1500), liefert das Smith-Modell Resultate, die mit den stark geglätteten ^{14}C -Daten im FAO-Atlas weitgehend übereinstimmen. Daß die Ergebnisse der DCM-Methode so dicht zu denen der anderen beiden Methoden liegen (von den zwei nördlichsten Smithmodellwerten sei abgesehen) muß insofern überraschen, daß die DCM-Methode allein Neu-Primärproduktion schätzt, die anderen beiden aber Gesamt-Produktion liefern. Nach Eppley und Petersen (1979) macht Neu-Produktion < 50 % der Gesamt-Produktion aus. Platt und Harrison (1985) geben für die Sargasso-See an, daß im Jahresmittel die Neu-Produktion 31 % der Gesamt-Produktion beträgt. Die DCM-Methode ergibt also eine höhere Neu-Primärproduktion als nach Eppley und Peterson sowie nach Platt und Harrison aufgrund von Gesamt-Produktionswerten aus ^{14}C -Messungen und Smith-Modellrechnungen zu erwarten wäre. Hingegen scheint die Neu-Primärproduktion nach der DCM-Methode relativ niedrig, wenn sie mit Schätzungen aus der Sargasso-See, basierend auf O_2 -Messungen (Jenkins und Goldman, 1985) und auch basierend auf ^{14}C -Daten (Platt und Harrison, 1985) verglichen wird (s.o.).

Sowohl in die Produktionsberechnungen mit dem Smith-Modell als auch in die CZCS-Simulationen sind Einstrahlungsdaten eingegangen. Die gemessenen Einstrahlungsprofile überdecken nicht die gesamte euphotische Zone, sondern im Mittel nur den Tiefenbereich $10 \text{ m} < z < 60 \text{ m}$. Für die Berechnungen und Simulationen mußten die gemessenen Einstrahlungsprofile auf die gesamte euphotische Zone ($0 \text{ m} < z < 100 \text{ m}$) extrapoliert werden. Hinsichtlich des aus den Extrapolationen resultierenden Fehlers sind in erster Linie die Extrapolationen zur Oberfläche hin kritisch, und zwar dann, wenn eine Blüte in der Deckschicht auftritt. Die Extrapolationen in größere Tiefen sind insoweit weniger bedenklich, als sich die Untergrenze des gemessenen Strahlungs-

profils zusammen mit der chlorophyllreichen Schicht vertikal verlagert, also auch die tiefsten aufgetretenen Chl-Maxima durch Strahlungsmessungen überdeckt sind. Tiefe Chl-Maxima bedeuten geringere Attenuation in der Wassersäule darüber, was dem Licht ein tieferes Eindringen erlaubt, am Südeinde des Standardschnittes mit Intensitäten über dem Sensor-Rauschniveau bis in 80 m (August/September 1984) oder sogar über 100 m Tiefe (Juni/Juli 1986) hinaus. Im kritischen Fall einer Deckschichtblüte (Frühjahrsexpedition 1985) ergab eine lineare Regression der zur Oberfläche extrapolierten Einstrahlungswerte mit der schiffsseitig oberhalb der Meeresoberfläche gemessenen solaren Einstrahlung, daß die extrapolierten Werte nur etwa die Hälfte der schiffsseitig gemessenen betragen. Nur ein geringer Teil dieser Abweichung kann auf Reflexion an der Meeresoberfläche zurückgeführt werden (wenige Prozent bei Sonnenhöhen $> 20^\circ$, s. Jerlov, 1968). Es muß daher in diesem Fall von einem Faktor 2 als systematischem Fehler in den zur Oberfläche extrapolierten Einstrahlungsdaten ausgegangen werden. Um einen ähnlichen Fehler falsch, in diesem Fall aber zu hoch, können auch die in Abschnitt VII.3 ermittelten Schätzwerte der Kompensations-Quanteneinstrahlung Q_C sein, welche nach der benutzten Definition unterhalb der chlorophyllhaltigen Schicht und damit teilweise im Tiefenbereich extrapolierter Einstrahlungsprofile liegen. Die ermittelten Schätzwerte für Q_C betragen zwischen 1 und $25 \mu E m^{-2} s^{-1}$. Signifikante jahreszeitliche Unterschiede deuteten darauf hin, daß diese Spannweite zumindest teilweise durch Photoadaptation bedingt ist. In gleicher Einheit angegebene Literaturwerte für Q_C liegen in ähnlichem Größenordnungsbereich: In Laborexperimenten bestimmten Falkowski und Owens (1980) Q_C zu 0.3 bzw. $18 \mu E m^{-2} s^{-1}$, Tyler und Seliger (1981) zu $1-2 \mu E m^{-2} s^{-1}$, je nach Phytoplanktonart. Artenablösung in einer Phytoplanktonpopulation ist eine Strategie zur Photoadaptation auf Zeitskalen von Wochen bis Monaten (Falkowski, 1984).

Inwieweit werden nun die Ergebnisse des Smith-Produktionsmodells und der CZCS-Simulationen vom oben erwähnten systematischen Fehler in den extrapolierten Einstrahlungsprofilen beeinflusst sein? Wie in den Abschnitten VII.1 - VII.3 dargestellt, tritt das berechnete spezifische Wachstumsmaximum im Tiefenbereich zwischen 10 und 50 m auf. Dieser Tiefenbereich ist durch Einstrahlungsmessungen abgedeckt (s.o.). Die bedeutsamen spezifischen Wachstumsraten sowie Chlorophyll-Produktionsraten sind in ihrer Glaubwürdigkeit also nicht durch Extrapolation der Einstrahlungsprofile limitiert. Daß in der Schicht des tiefen Chl-Maximums auch die Chl-Produktionsraten hoch sind

und die Produktion innerhalb des tiefen Maximums einen bedeutenden Anteil der Produktion in der gesamten euphotischen Zone ausmacht, deckt sich mit direkten Messungen (Herbland und Voituriez, 1979; Bienfang und Szyper, 1981; Kishino et al., 1986 bzw. Vandevelde et al., 1987). Die Erkennbarkeit tiefer Chl-Maxima für Satelliten hängt von der Lichtattenuation oberhalb der chlorophyllhaltigen Schicht ab. Der für die CZCS-Simulationen benutzte mittlere Attenuationskoeffizient der Wassersäule basiert im Falle tiefer Chlorophyllmaxima auf Einstrahlungsdaten aus diesem und dem darüberliegenden Tiefenbereich. Daß im Falle einer Deckschichtblüte die chlorophyllhaltige Schicht nur teilweise durch Einstrahlungsmessungen abgedeckt ist, besagt für die CZCS-Simulationen, daß mit einem zu geringen mittleren Attenuationskoeffizienten gerechnet wird. Dies bedeutet, daß in Wahrheit der Satellit ein noch weniger repräsentatives Bild aus der euphotischen Zone erhielte als hier simuliert wird. Damit ist zu erwarten, daß die tatsächlichen Überschätzungen der großskaligen meridionalen und saisonalen Veränderlichkeit des Chlorophyll- und Produktionsinhalts der euphotischen Zone durch Satelliten-Fernerkundung eher noch größer sein werden, als dies aus den Simulationen ablesbar ist.

VIII. MESOSKALIGER AUFTRIEB ALS URSACHE VON SPITZENKONZENTRATIONEN IM TIEFEN CHL-MAXIMUM

Mesoskalige Variabilität während der Deckschichtblüte wurde mit in Abschnitt VII.1 behandelt. Dabei konnte unter anderem eine Kohärenz von Horizontalstrukturen höheren Chlorophyllinhalts der euphotischen Zone und höherer Schichtungsstabilität festgestellt werden. Das jetzt folgende Kapitel konzentriert sich auf mesoskalige Variabilität im oligotrophen Regime. Da im oligotrophen Regime das tiefe Chl-Maximum in die stabil geschichtete saisonale Sprungschicht eingebettet ist, ist zu erwarten, daß hier andere physikalische Prozesse die horizontale Chl-Variabilität kontrollieren.

Die Verteilung des Chlorophyllinhalts der euphotischen Zone längs des gyreskaligen Standardschnittes weist signifikante mesoskalige Maxima in den oligotrophen Streckenabschnitten auf, welche aus Flecken hoher Chlorophyllkonzentration innerhalb des tiefen Chl-Maximums resultieren (Kap. VII). Im folgenden soll der Hypothese nachgegangen werden, daß jene prägnanten Chl-Spitzenwerte im tiefen Maximum auf mesoskaligen dynamischen Auftrieb zurückzuführen sind.

In Abschnitt VIII.1 werden zunächst in drei Fallstudien hochaufgelöste Strukturen der Chlorophyllverteilung mit denen dynamisch aktiver und passiver hydrographischer Parameter verglichen. Dieser Vergleich soll beantworten, ob die Chl-Flecken dort auftreten, wo die Verteilungen der hydrographischen Parameter entsprechend den Theorien (s. Einleitung, Abschnitt I.1.2) Auftrieb erwarten lassen oder selbst auf aktuell stattfindenden Auftrieb hinweisen. In Abschnitt VIII.2 werden vor dem Hintergrund der Argumentation aus der Einleitung, daß durch mesoskaligen Auftrieb ein Eintrag in das Varianzdichtespektrum der Chlorophyllkonzentration zu erwarten ist, die Horizontalstrukturen spektral analysiert.

VIII.1 Drei Fallstudien

Der vorliegende Datensatz enthält drei Registrierungen, in denen sich das oligotrophe Regime meridional über mehrere 100 km erstreckt: B101 von NOA'84 (August/September 1984) und B102 sowie B103 von NOA'86 (Juni/Juli 1986). In den Abschnitten VII.2 bis VII.4 wurde diagnostiziert, daß sich das oligotrophe Regime in B101/NOA'84 von den Azoren aus bis km 1750 nach Norden ausdehnt; in B102/NOA'86 bis km 1030 und in B103/NOA'86 bis km 1020.

Die Meridionalverteilung des Chlorophyllinhalts der euphotischen Zone C_e (Abb. VII.20) innerhalb des oligotrophen Regimes zeigt in B102/NOA'86 eine Gruppe von C_e -Spitzen um km 900, deren Maximalwert vergleichbar ist mit dem absoluten Maximum entlang des gesamten gyreskaligen Schnittes bei km 1350 im Blütebereich; in B101/NOA'84 bilden C_e -Spitzenwerte zwischen km 1230 und km 1400 zugleich das absolute C_e -Maximum des gesamten 2000 km langen Schnittes. Für B103/NOA'86 wurde keine C_e -Meridionalverteilung gezeigt, aber aus Abb. VII.8 ist zu entnehmen, daß die höchsten Chlorophyllkonzentrationen im oligotrophen Regime etwa zwischen km 940 und km 1010 auftreten. Es sind jeweils jene C_e - bzw. Chl-Maxima in den drei Registrierungen des oligotrophen Regimes, deren detaillierte Strukturen und Einbindung in das mesoskalige hydrographische Umfeld mit hoher horizontaler Auflösung untersucht werden sollen. Begonnen wird mit B101/NOA'84, und zunächst wird ein Bezug zwischen gyreskaligen und mesoskaligen Parameterverteilungen hergestellt.

Ausschnitt aus B101/NOA'84

In der Einleitung wurde herausgestellt, daß als Vorbedingung für mesoskaligen Auftrieb bei Frontogenese Gradienten dynamisch aktiver Größen bestehen müssen. Woods (1988) schlägt als Parameter zur gyreskaligen Kartierung der Vorbedingungen die Svendrup'sche isopyknische potentielle Vorticity

$$q_s = \frac{f}{\sigma_t + 1000} \frac{\Delta\sigma_t}{h} \quad (\text{Gl. VIII.1})$$

vor, d.h. die potentielle Vorticity q unter Vernachlässigung der relativen Vorticity ζ . Bei isopyknischer Darstellung hängt q_s außer vom sich meridional kontinuierlich ändernden f nur vom Isopyknenabstand h ab, d.h. potentiell dynamisch aktive Gradientenzonen können allein anhand der Verteilung von h identifiziert werden.

In Abb. VIII.1a ist die Verteilung des Isopyknenabstands h_T relativ zur Referenz-Isopykne $\sigma_T = 26.5 \text{ kg m}^{-3}$ entlang des gesamten Standardschnittes in σ_T -Koordinaten dargestellt. Positive Werte von h_T geben an, um wieviele Meter Isopyknen - mit σ_T -Werten entsprechend der Ordinate - oberhalb der Referenz-Isopykne liegen, negative h_T , um wieviele Meter darunter. Das auffälligste Signal in Abb. VIII.1a ist eine Abstandsänderung um 49°N mit anomal großen Abständen aller erfaßten Isopyknen relativ zu $\sigma_T = 26.5 \text{ kg m}^{-3}$. Auf den

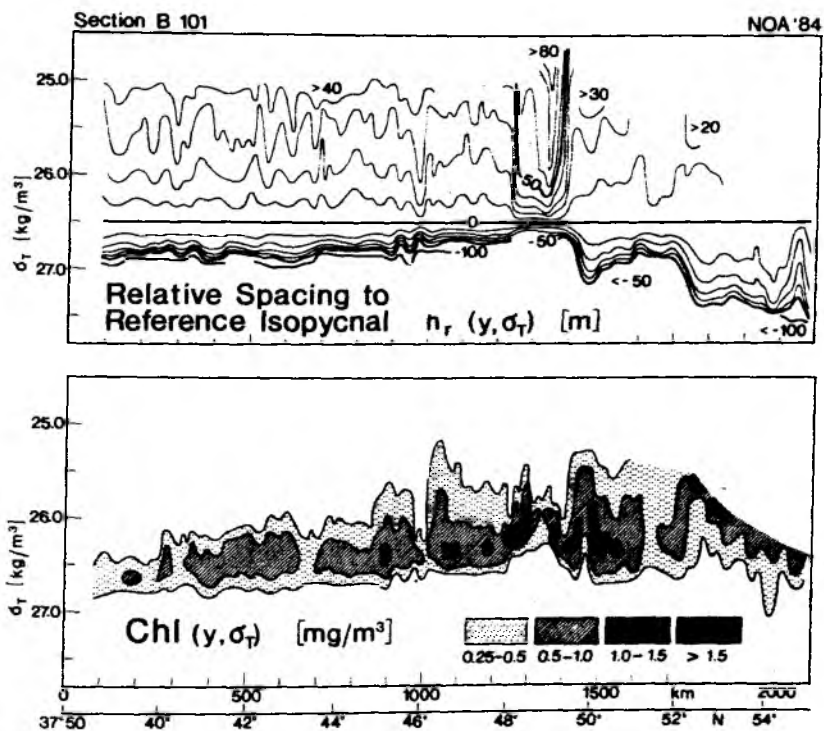


Abb. VIII.1: Isopyknische Verteilungen (a) des Isopyknen-Abstandes relativ zu $\sigma_T = 26.5 \text{ kg m}^{-3}$ und (b) der Chlorophyllkonzentration längs des Standardschnittes in der Spätsommerregistrierung B101/NOA'84.

Isopyknen $\sigma_T < 26.5 \text{ kg m}^{-3}$ erstreckt sich die Abstands-anomalie von km 1230 bis km 1380; auf den tieferen Isopyknen $\sigma_T > 26.5 \text{ kg m}^{-3}$ reicht sie weiter nach Norden, etwa bis km 1430. Der Gradient des Isopyknenabstandes ist an den Flanken dieser Anomalie für alle $\sigma_T < 26.5 \text{ kg m}^{-3}$ um ein Vielfaches höher als sonst irgendwo entlang des gesamten Schnittes. Ein Vergleich mit Abb. VIII.1b dokumentiert, daß die mesoskaligen Flecken höchster Chlorophyllkonzentration an den inneren Flanken dieser Anomalie auftreten, also dort, wo wegen hoher isopyknischer Gradienten von q_S die Vorbedingungen für mesoskaligen Auftrieb besonders günstig sind.

Mit $\Delta\sigma_T = (26.5 - 25.5) \text{ kg m}^{-3}$, $\overline{\sigma_T} = 26.0 \text{ kg m}^{-3}$ und h entsprechend Abb. VIII.1a ergibt sich nach Gl. VIII.1 innerhalb der Anomalie $q_S \approx 1.4 \cdot 10^{-9} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ und direkt südlich und nördlich $q_S \approx 4.2 \cdot 10^{-9} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$. Diese q_S -Differenzen treten hier auf Distanzen von wenigen 10 km auf. Als langjährige Monatsmittel sind solche hohen Differenzen eher typisch auf Skalen von 1000 km, im Bereich der Polarfront auf Skalen von einigen 100 km (Stammer und Woods, 1987). Im Band hoher IS-Variabilität entlang des Standardschnittes (s. Abschnitt VI.2) kann Advektion von Wassermassen anomaler q_S mit dem nordatlantischen Strom gezeigte hohe transversale Gradienten von q_S generieren. Ein Vergleich der q_S - und IS-Charakteristiken (Abb. VI.7 in Abschnitt VI.2) der Anomalie mit isopyknischen Karten dieser Parameter (Stammer und Woods, 1987; sowie Bauer und Woods, 1984) deutet unter Berücksichtigung der Vorzugsrichtung der allgemeinen Zirkulation (Abschnitt VI.1) auf ein Ursprungsgebiet der Anomalie südwestlich des Standardschnittes hin. Aus Abb. VII.13a geht hervor, daß die Abstands-anomalie mit einem anomal warmen Wasserkörper verbunden ist. Wie der Verlauf der Isothermen $T = 14^\circ\text{C}$ und $T = 15^\circ\text{C}$ in Abb. VII.13a zeigt, ist in Tiefen $> 50 \text{ m}$ innerhalb der Anomalie das Wasser wärmer als außerhalb entlang des gesamten Schnittes. Auf ein Ursprungsgebiet der Abstands-anomalie südwestlich des Standardschnittes weist auch hin, daß die Chl-Spitzenwerte innerhalb der Anomalie etwa auf der Isopykne $\sigma_T = 26.2 \text{ kg m}^{-3}$ liegen, das tiefe Chl-Maximum außerhalb aber typischerweise entlang $\sigma_T = 26.4 \text{ kg m}^{-3}$ ausgerichtet ist. Nach Kamykowski und Zentara (1986) ist im Nordatlantik zwischen 20°N und 60°N die Nährstoffsprungschicht - deren Tiefe mit der des tiefen Chl-Maximums allgemein übereinstimmt - in südwestlicher Richtung mit Isopyknen geringerer Dichte assoziiert.

Die hydrographischen Strukturen sowie die Chl-Verteilung in der Abstands-anomalie und ihrer näheren Umgebung sollen nun im Detail mit hoher Auflösung

untersucht werden. Abb. VIII.2 zeigt dazu km 1150 - 1500 des Standardschnittes in einer Ausschnittsvergrößerung.

Die Abstandsanomalie ist deutlich in der $\sigma_T(y,z)$ -Verteilung wiederzuerkennen (Abb. VIII.2a). Ihre südliche Begrenzung ist durch das Abtauchen der Isopykne $\sigma_T = 26.6 \text{ kg m}^{-3}$ bei km 1230 markiert. Die Nordgrenze ist etwas verschwommen, da die verschiedenen Isopyknen auf verschiedenen Positionen beginnen, von Nord nach Süd ins Zentrum der Anomalie hinein abzutauchen. Jene Position verschiebt sich von den flacheren Isopyknen ($\sigma_T = 25.0 \text{ kg m}^{-3}$) auf die tieferen ($\sigma_T = 27.0 \text{ kg m}^{-3}$) etwa zwischen km 1380 und km 1425 nordwärts. Eine analoge Neigung nach Norden mit zunehmendem σ_T zeigte auch die Nordflanke anomaler Isopyknenabstände (Abb. VIII.1a). In Abb. VIII.2a fällt eine ausgeprägte Baroklinitätsumkehr an den inneren Flanken der Abstandsanomalie auf. Während die tiefen Isopyknen ($\sigma_T > 26.4 \text{ kg m}^{-3}$) in die Anomalie hinein abtauchen, sind die flacheren Isopyknen ($\sigma_T < 26.2 \text{ kg m}^{-3}$) nach oben geneigt. Die Aufwölbung der flacheren Isopyknen innerhalb der Anomalie hat eine bimodale Struktur; sowohl um km 1280 als auch um km 1370 ist ein lokales Aufwölbungsmaximum zu erkennen: Während um km 1280 herum die Isopyknen vertikal weitgehend kohärent ausgelenkt sind, deutet sich beim nördlicheren Aufwölbungsmaximum wiederum eine Verschiebung nach Norden mit zunehmender Tiefe bzw. zunehmendem σ_T an. Gegenüber der jeweiligen Flanke der Abstandsanomalie ist das südlichere Aufwölbungsmaximum um etwa 40 km ins Innere der Anomalie verschoben, das nördlichere um etwa 10 km (bezogen auf $\sigma_T = 26.0 \text{ kg m}^{-3}$). Die bimodale Aufwölbungsstruktur äußert sich am Beispiel von $\sigma_T = 26.0 \text{ kg m}^{-3}$ darin, daß jene Isopykne außerhalb der Abstandsanomalie um eine Tiefe von etwa 40 m schwankt (im Bereich südlich km 1480), im Zentrum der Anomalie bei etwa 30 m zu finden ist und in den beiden Zonen stärkster Aufwölbung an den inneren Flanken der Anomalie in etwa 20 m Tiefe liegt. Deutlich ist in Abb. VIII.2a zu erkennen, daß die aufgewölbten Isopyknen ($25.2 \text{ kg m}^{-3} < \sigma_T < 26.2 \text{ kg m}^{-3}$) im Bereich der Aufwölbungszonen einen anomal geringen Abstand zueinander haben.

Strömungsdaten aus 4 m Tiefe (aufgezeichnet mit dem EM-Log, siehe Abschnitt II.1.3) deuten an, daß die oberflächennahe Strömung geostrophisch durch die Neigung der tieferen Isopyknen ($\sigma_T > 26.6 \text{ kg m}^{-3}$) getrieben ist. (Angenommen ist dabei, daß die Horizontalgeschwindigkeit für sehr große Tiefen verschwindet, so daß sich aus einer Balance zwischen horizontalen Druckgradienten und vertikaler Stromscherung eine den gezeigten Stromvektoren

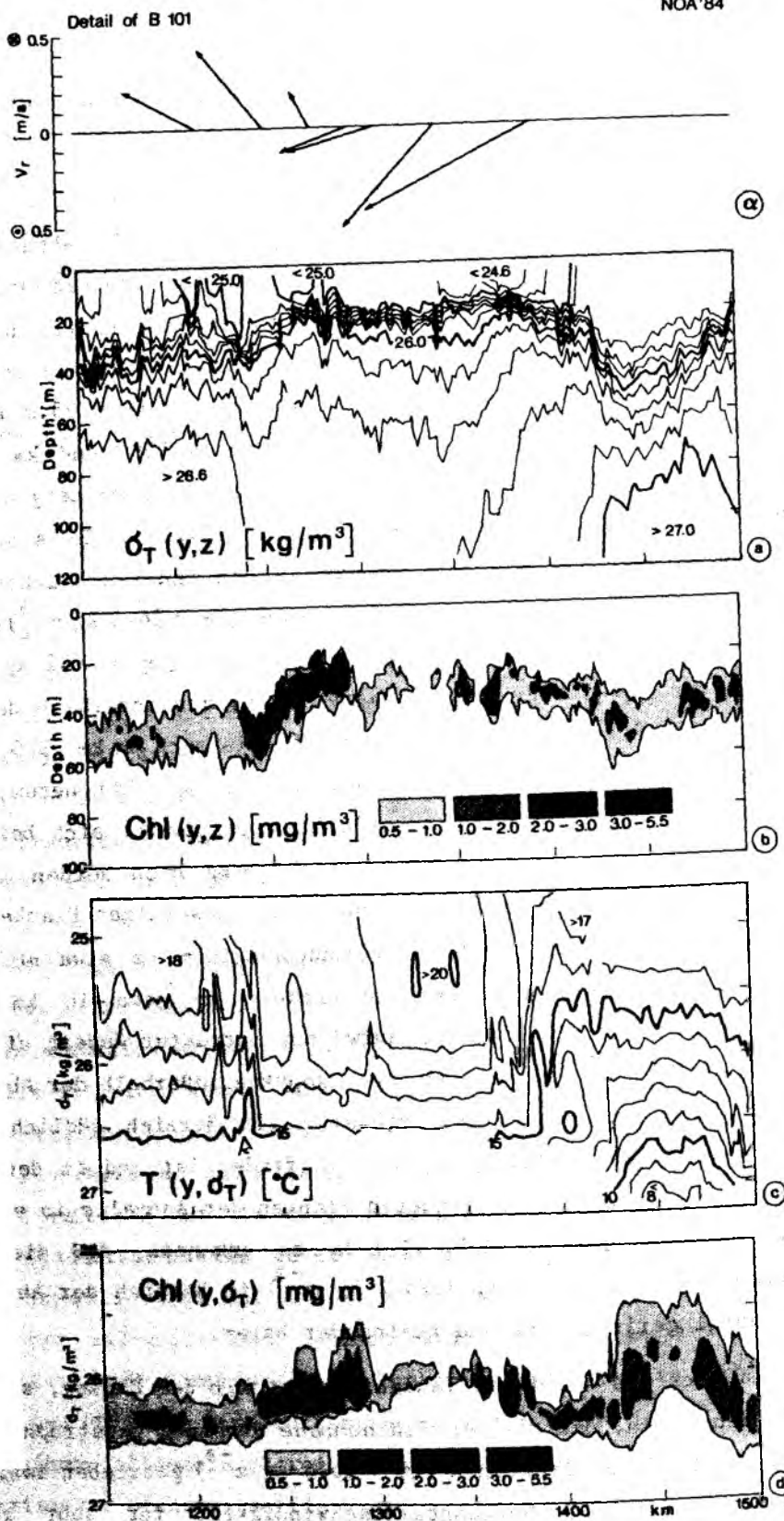


Abb. VIII.2: Ausschnittsvergrößerung der km 1150 - 1500 von Registrierung B101/NOA'84.
(a) Horizontalströmungen in 4 m Tiefe (aufgezeichnet mit dem EM-Log, s. Abschnitt II.1.3) bei relativer Orientierung zum Schnitt (von Dr. N. Didden aufbereitet zur Verfügung gestellt),
(b und c) Vertikalverteilungen von σ_T und Chl,
(d und e) isopycnische Verteilungen von T und Chl.

entsprechende Geschwindigkeitsrichtung in Oberflächennähe ergibt. Positive Stromvektoren im obersten Bildteil von Abb. VIII.2 haben eine Komponente senkrecht zum Schnitt in die Zeichenebene hinein, negative aus der Zeichenebene heraus.) Die relative Vorticity zwischen den beiden gemessenen Stromvektoren mit maximaler Komponente senkrecht zum Schnitt und entgegengesetztem Vorzeichen beträgt $\zeta = - (0.5+0.4)/90 \cdot 10^3 \text{ s}^{-1} = - 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Dies entspricht im Betrag 9 % von $f = 1.1 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ mit einer Unsicherheit von etwa 2 % von f durch einen Fehler der Strömungsmessungen von 10 cm s^{-1} . Die Abdeckung durch Strömungsdaten ist nicht ausreichend, um anhand derer die Position der Jet-Maxima genauer als bis auf etwa 30 km lokalisieren zu können. An der Nordflanke der Anomalie kann auf die Lage des Jets nur aus der Position stärkster Baroklinität der tieferen Isopyknen geschlossen werden, da hier keine Strömungsdaten vorliegen. Die Jet-Maxima sind demnach einerseits bei etwa km 1240 und andererseits im Bereich zwischen km 1380 und km 1425 zu erwarten. Mit der Rotation der Stromvektoren und der Dichteverteilung unterhalb etwa 50 m weist die Abstandsanomalie Anzeichen eines antizyklonalen Wirbels auf. Ob es sich hierbei tatsächlich um eine geschlossene Antizyklone handelt, kann anhand eines einzelnen Schnittes nicht geklärt werden. Offensichtlich und entscheidend ist aber, daß bei etwa km 1240 ein Frontaljet mit antizyklonaler relativer Vorticity auf der Nordseite angetroffen wurde und zwischen km 1380 und 1430 ein weiterer, aber mit antizyklonaler Vorticity auf der Südseite. In beiden Fällen sind auf der antizyklonalen Seite des Jets die oberen Isopyknen aufgewölbt und die Abstände zwischen ihnen geschrumpft. Analoge Strukturen entwickeln sich in Simulationen des Frontogenese-Modells von Bleck et al. (1988), welches mesoskaligen Auftrieb durch Stauchen von Wirbelelementen auf der antizyklonalen Seite sich verschärfender Jets voraussagt (s. Einleitung, Abschnitt I.1.2).

Die Modifikation des Isopyknenabstandes und der Isopyknetiefe durch Stauchen von Wirbelelementen und mesoskaligem Auftrieb stellt den Versuch in Frage, das Jetzentrum in Ermangelung horizontal hochauflösender Strömungsmessungen anhand der Zonen maximaler Baroklinität zu lokalisieren. Eine Alternative ist, die Aufwölbungsstrukturen in Relation zu Wassermassencharakteristiken zu setzen, z.B. mit der isopyknischen Temperaturverteilung zu vergleichen. Allerdings ist dies ein passiver Parameter, Gradientenzonen müssen daher nicht notwendigerweise räumlich mit Jets übereinstimmen. Die isopyknische Parameterdarstellung hat aber den Vorteil, daß sie nicht selbst direkt durch mesoskaligen Auftrieb beeinflusst wird und hydrographische Strukturen frei von Maskierungen durch interne Wellen erkennen läßt.

Die Temperaturverteilung in σ_T -Koordinaten (Abb. VIII.2c) zeigt bei km 1240 und km 1380 zwei scharfe Temperatursprünge, die über den gesamten Dichtebereich $25.0 \text{ kg m}^{-3} < \sigma_T < 26.5 \text{ kg m}^{-3}$ durchgreifen. Diese beiden thermischen Fronten markieren die südliche und nördliche Begrenzung der Kernwassermasse der Abstands-anomalie. Auf den tieferen Isopyknen ($26.4 \text{ kg m}^{-3} < \sigma_T < 27.0 \text{ kg m}^{-3}$) zeigt sich eine weitere Temperaturfront zwischen km 1420 und km 1430, deren Position mit der nordwärtigen Begrenzung anomaler Abstände zwischen den tieferen Isopyknen korrespondiert (s.o.). Der Temperatursprung an der Nordflanke der Anomalie fällt deutlich stärker aus als an der Südflanke, was darauf hindeutet, daß sich die Nordflanke an eine Front im Umgebungswasser anlehnt. Das Zentrum der Anomalie liegt nach Kriterien der isopyknischen Temperaturverteilung etwa bei km 1335. Symmetrisch um km 1335 herum findet sich zwischen km 1310 und km 1360 auf den Isopyknen $\sigma_T < 25.9 \text{ kg m}^{-3}$ ein Wasserkörper mit $T > 19^\circ\text{C}$, im weiteren als "Auge" der Anomalie bezeichnet. Dieses Auge ist auch auf den tiefer liegenden Isopyknen durch einen isopyknisch homogenen Bereich maximaler Temperatur zu erkennen. Außerhalb des Auges nimmt die Temperatur bis zu den Grenzen der Kernwassermasse bei km 1240 im Süden und km 1380 im Norden geringfügig, aber erkennbar ab. Innerhalb des Auges finden sich, symmetrisch um km 1335, zwei isolierte Temperaturmaxima bei km 1325 und km 1345. Solche Doppelaussparungen ergeben sich, wenn ringförmige Strukturen, in diesem Fall etwa ein Toroid, durchschnitten werden. Eine ähnliche, zu km 1335 symmetrische Doppelaussparung bilden Temperaturminima bei km 1300 und 1370 im Dichtebereich $25.7 \text{ kg m}^{-3} < \sigma_T < 26.8 \text{ kg m}^{-3}$. Relativ zu den Grenzen des Kernwasserbereiches liegt das Auge exzentrisch. Aber einzelne Strukturen, wie die kalte Temperaturanomalie bei km 1260 (die Auslenkung der 18°C -Isothermen zu geringeren Dichten), die zwischen Auge und Südgrenze der Kernwassermasse auftreten, finden sich analog auch gegenüber zwischen Auge und Nordgrenze wieder, wegen der Exzentrizität des Auges innerhalb des Kernwassers allerdings mit anderem Abstand zu km 1335. In etwa gleichem Abstand zu km 1335 wie die Südflanke der Anomalie liegt die nur in den tieferen Isopyknen ($\sigma_T > 26.4 \text{ kg m}^{-3}$) erkennbare Nordflanke bei km 1425. Strukturen, wie in Abb. VIII.2a und 2c erkennbar, sind zu erwarten, wenn ein Wirbel durchschnitten wird, um den Streifen Wassers mit anderer TS-Charakteristik spiralförmig aufgewickelt sind - eine häufige Erscheinung in Satellitenaufnahmen (s. z.B. Yentsch und Phinney, 1985).

Die isopyknische Temperaturverteilung (Abb. VIII.2c) kann mit der $\sigma_T(y,z)$ -Verteilung (Abb. VIII.2a) verglichen werden, um die Aufwühlungs-zonen in

Relation zu Bereichen hoher isopyknischer Temperaturgradienten zu setzen. Die südliche Begrenzung der Kernwassermasse der Anomalie bei km 1240 ist in der $\sigma_T(y,z)$ -Verteilung deutlich wiederzuerkennen: Sie ist markiert durch ein lokales Maximum der Tiefe der Isopyknen $25.2 \text{ kg m}^{-3} < \sigma_T < 26.4 \text{ kg m}^{-3}$. Von Süden kommend zeigen jene Isopyknen zunächst Tendenz, abzutauchen, wie dies an der Flanke einer Antizyklone in geostrophischer Balance der Fall wäre. Direkt an der isopyknischen Temperaturfront aber kehrt sich ihre Neigung gegen die Horizontale um. Im Rahmen der Auflösung der Strömungsmessungen stimmt die Position der isopyknischen Temperaturfront mit dem Jet-Maximum überein. Auf der warmen Seite der Temperaturfront bzw. der antizyklonalen Seite des Jets sind die Isopyknen aufgewölbt. Je nach Isopykne liegt der Ort größter Auslenkung nach oben zwischen 20 und 50 km von der Front entfernt. Die Aufwölbungszone erstreckt sich etwa bis km 1310, also bis zum Rand des Auges der Anomalie. Im Auge selbst verlaufen die flacheren Isopyknen, im Vergleich zum Kernwasser außerhalb des Auges, bis auf kleinskalige Fluktuationen weitgehend horizontal. Die Nordflanke der Anomalie ist komplizierter strukturiert. Der maximale Temperaturgradient verschiebt sich - wie auch schon die Nordflanke anomaler Isopyknen-Abstände - je nach Isopykne horizontal. Für $\sigma_T < 26.0 \text{ kg m}^{-3}$ liegt er bei etwa km 1380. Von $\sigma_T = 26.0 \text{ kg m}^{-3}$ auf $\sigma_T = 26.4 \text{ kg m}^{-3}$ verlagert er sich nordwärts bis km 1425, und dann nochmals bis km 1430 für $\sigma_T = 27.0 \text{ kg m}^{-3}$. Das Aufwölbungsmaximum der einzelnen Isopyknen im Bereich $25.0 \text{ kg m}^{-3} < \sigma_T < 26.6 \text{ kg m}^{-3}$ liegt hier an der Nordflanke der Anomalie relativ zur Position des jeweiligen Temperatursprunges 5 - 30 km auf die warme Seite verschoben.

Die Abb. VIII.2b und d zeigen innerhalb der Abstandsanomalie Chl-Spitzenkonzentrationen von bis zu 5.5 mg m^{-3} . Außerhalb der Anomalie bleiben die Konzentrationen entlang des gesamten gyreskaligen Schnittes generell unter 2 mg m^{-3} (s. Abb. VII.13c sowie Abb. VII.16c). Die extrem hohen Konzentrationen ($3 \text{ mg m}^{-3} < \text{Chl} < 5.5 \text{ mg m}^{-3}$) sind eingebettet in das tiefe Chl-Maximum (Abb. VIII.2b). Abb. VIII.2d läßt erkennen, daß sie entlang $\sigma_T = 26.2 \text{ kg m}^{-3}$ angeordnet sind. Folgt man $\sigma_T = 26.2 \text{ kg m}^{-3}$ in der isopyknischen Temperaturverteilung (Abb. VIII.2c) und vergleicht mit der isopyknischen Chl-Verteilung (Abb. VIII.2d), so wird deutlich, daß die Chl-Spitzenkonzentration sowohl an der Nordflanke als auch an der Südflanke der Anomalie jeweils zwischen der warmen Seite des maximalen isopyknischen Temperaturgradienten und dem Auge der Anomalie auftreten. Jene Regionen wurden als Zonen maximaler Isopyknen-Aufwölbung identifiziert. Wegen der

Exzentrizität des Auges im Kernwasser erstrecken sich extrem hohe Chlorophyllkonzentrationen an der inneren Südflanke der Anomalie über eine größere Strecke als an der inneren Südflanke.

Die Chlorophyllkonzentrationen in den Bereichen zwischen Kernwassergrenzen und Auge sind nicht gleichbleibend hoch, sondern fleckenhaft verteilt. Einige dieser Flecken können kleinräumigen hydrographischen Strukturen zugeordnet werden: Der Fleck bei km 1370 an der inneren Nordflanke liegt zwischen zwei lokalen isopyknischen Temperaturminima, erkennbar in Abb. VIII.2d durch Auslenkungen der 17°C-Isotherme zu geringeren Dichten; das nördlichste Chl-Maximum in der Kette von Flecken an der Südflanke bei km 1290 liegt innerhalb einer kleinräumigen Isopyknenaufwölbung von etwa 5 km Breite (vgl. Abb. VIII.2a und b), und die stärkste Unterbrechung der Kette bei km 1260 fällt zusammen mit einer kalten lokalen Temperaturanomalie (Abb. VIII.2d).

Abb. VIII.2b zeigt, daß zwischen km 1250 und km 1425 innerhalb der Abstandsanomalie das tiefe Chl-Maximum zur Oberfläche hin ausgelenkt ist. Südlich km 1250 und direkt nördlich km 1425 liegt es in etwa 50 m Tiefe, innerhalb der Anomalie zwischen 20 und 40 m. Die Aufwärtsverlagerung des tiefen Chl-Maximums folgt weitgehend der Aufwölbung von Isopyknen, wie ein Vergleich mit Abb. VIII.2a ergibt. Zwar ist das tiefe Chl-Maximum innerhalb der Anomalie entlang Isopyknen mit geringerem σ_t angeordnet als südlich und direkt nördlich (Abb. VIII.2d), aber an den inneren Flanken der Abstandsanomalie, wo die Neigung des tiefen Maximums gegen die Horizontale am stärksten ist (zwischen km 1250 und km 1280 sowie zwischen km 1380 und km 1430), verharrt es mit geringen Schwankungen von etwa $\Delta\sigma_t < .1 \text{ kg m}^{-3}$ auf festen Isopyknen. Das tiefe Maximum ist hier also zusammen mit den Isopyknen nach oben verlagert.

Mit der Verlagerung des Chl-Maximums von 50 auf 30 m Tiefe korrespondiert eine lichtbedingte Vervielfachung der mittleren täglichen spezifischen Wachstumsrate von 0.1 auf 0.4 d^{-1} (s. Profil 5 in Abb. VII.15b, dessen horizontale Mittelungsbasis die km 1330 - 1500 sind). Wie aus Abb. VIII.2b ersichtlich ist, besteht jedoch kein einfacher (etwa linearer) Zusammenhang zwischen der Tiefe des Chl-Maximums und der Chlorophyllkonzentration; dies wird als Diskussionspunkt in Abschnitt VIII.3 wieder aufgegriffen.

Ausschnitt aus B102/NOA'86

In Analogie zu den Relationen zwischen physikalischem Umfeld und mesoskaligen Chl-Strukturen auf dem Spätsommerschnitt B101/NOA'84 treten auch in der Juni/Juli-Registrierung B102/NOA'86 die absolut höchsten Chlorophyllinhalte der euphotischen Zone innerhalb des oligotrophen Regimes auf der anti-zyklonalen Seite eines Frontaljets auf.

Abb. VIII.3 zeigt in einer Ausschnittsvergrößerung der km 800 - 1100 von B102/NOA'86 die Umgebung des C_e -Maximums bei km 900 (s. Abb. VII.20b) in hoher Auflösung. Das C_e -Maximum resultiert aus mesoskaligen Chl-Flecken extrem hoher Konzentration ($2 \text{ mg m}^{-3} < \text{Chl} < 4 \text{ mg m}^{-3}$) zwischen km 880 und km 930 innerhalb des tiefen Chlorophyllmaximums (Abb. VIII.3b und d). Die Spitzenkonzentrationen in diesen Flecken übertreffen jene aus dem Bereich der entwickelten Deckschichtblüte in der gleichen Registrierung um etwa 1 mg m^{-3} (vergl. mit Abb. VII.16b). Abb. VIII.3a gibt die Dichteverteilung $\sigma_T(y,z)$ wieder. Zwei Regionen starker Baroklinität sind zu erkennen: zum einen auf einigen 10 km nördlich von Streckenkilometer km 850, wo die tieferen Isopyknen $\sigma_T > 26.9 \text{ kg m}^{-3}$ nach Norden abtauchen, zum anderen auf einigen 10 km südlich etwa km 1080, wo die tieferen Isopyknen südwärts abtauchen. Dazwischen ist der Isopyknenabstand (relativ zu $\sigma_T = 26.8 \text{ kg m}^{-3}$) anomal hoch. Die Baroklinitätszonen sind mit oberflächennahen Stromzungen verbunden: die südliche mit Strömungen senkrecht zum Schnitt in die Zeichenebene hinein, die nördliche mit Strömungen aus der Zeichenebene heraus (oberster Bildteil von Abb. VIII.3). Zwischen den Jet-Maxima existiert ein Bereich antizyklonaler relativer Vorticity. Bezogen auf die maximalen Komponenten senkrecht zum Schnitt beträgt $\zeta = -(0.38 + 0.56)/160 \cdot 10^3 \text{ s}^{-1} = -5.8 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1} = 6\%$ des Betrags von $f = 1.05 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$. Die Flecken extrem hoher Chlorophyllkonzentration liegen alle im Bereich antizyklonaler Vorticity.

Die Relation der Chlorophyllverteilung zu den hydrographischen Strukturen läßt sich in Einzelheiten wiederum am geeignetsten über die isopyknischen Parameterverteilungen herstellen. Abb. VIII.3d zeigt drei Chl-Flecken mit Konzentrationen $> 2 \text{ mg m}^{-3}$: einen zwischen km 880 und km 885, einen zwischen km 900 und km 906 sowie einen zwischen km 920 und km 925. Die Spitzenkonzentrationen finden sich im σ_T -Bereich zwischen 26.3 und 26.6 kg m^{-3} . Die isopyknische Temperaturverteilung (Abb. VIII.3c) zeigt über den Bereich der südlichen Stromzunge (etwa km 820 - km 940) einen generellen Temperaturanstieg, entlang $\sigma_T = 26.5 \text{ kg m}^{-3}$ von annähernd 1°C .

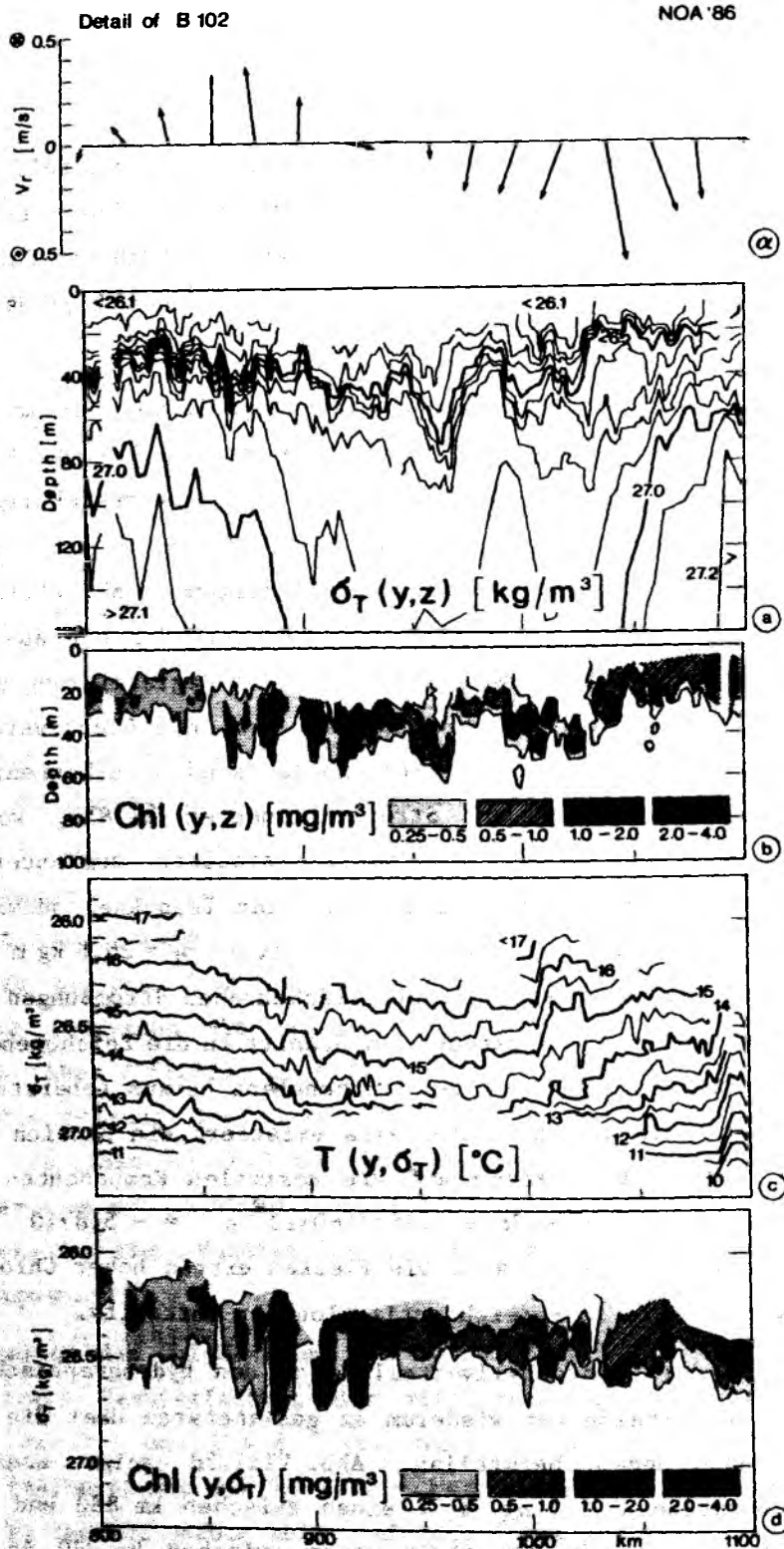


Abb. VIII.3: Ausschnittsvergrößerung der km 800 - 1100 von Registrierung B102/NOA '86.

(a) Horizontalströmungen im Tiefenintervall 30 - 60 m (aufgezeichnet mit dem Doppler-Stromprofilier, s. Abschnitt II.1.3) bei relativer Orientierung zum Schnitt (von Dr. N. Didden aufbereitet zur Verfügung gestellt),

(b und c) Vertikalverteilungen von σ_T und Chl,

(d und e) isopyknische Verteilungen von T und Chl.

Eingelagert in diesen generellen isopyknischen Temperaturanstieg sind im Dichtebereich $26.3 \text{ kg m}^{-3} < \sigma_t < 26.6 \text{ kg m}^{-3}$, welcher die Chl-Flecken enthält, drei Gradientenzonen mit stärkerer Temperaturzunahme: eine zwischen km 877 und 885 (am deutlichsten an der Auslenkung der 15°C -Isotherme zu höheren Dichten zu erkennen), eine zwischen km 898 und km 906 (s. 15°C - und 15.5°C -Isothermen) sowie eine weitere - mit etwas schwächerem Gradienten - zwischen km 910 und km 930 (s. 15.5°C - und 16°C -Isothermen). Der Vergleich mit der isopyknischen Chl-Verteilung ergibt, daß die drei Chl-Flecken mit den Spitzenkonzentrationen jeweils in diese Temperatur-Gradientenzonen fallen. Als weitere Feinheit ergibt sich, daß die stärkste Erhöhung der Chlorophyllkonzentration nicht schon am jeweiligen Südende der Temperatur-Gradientenbereiche stattfindet, sondern jeweils mehr zur warmen Seite der kleinskaligen Temperaturfront verschoben ist.

Ein Vergleich der isopyknischen Temperaturverteilung mit den Strömungsdaten zeigt, daß der Jetkern etwa mittig in der Zone des generellen Temperaturanstiegs über die Stromzunge liegt, d.h., die antizyklonale Seite des Jets mit der warmen Seite dieser breiten Temperaturfront zusammenfällt. Es ist eine naheliegende Vermutung (s. die Diskussion hierzu in Abschnitt VIII.3), daß auch mit den kleinerskaligen Temperaturfronten von etwa 10 km Breite schmale Jets verbunden sind, auf deren antizyklonaler ("warmer") Seite bei Frontogenese mesoskaliger Auftrieb generiert werden kann.

Ausschnitt aus B103/NOA'86

Die mit Registrierung B103 von NOA'86 wiederholte Vermessung des Standard-schnittes im Juni/Juli 1986 deutet darauf hin, daß auf ähnlicher Position wie 5 Tage zuvor in B102 wieder dieselbe warme Antizyklone angetroffen wurde. Die maximalen Chlorophyllkonzentrationen im oligotrophen Streckenabschnitt von B103 finden sich wie in B102 an der inneren Flanke der warmen Anomalie, auf der antizyklonalen Seite des Frontaljets. In B103 treten die Chl-Flecken mit den Spitzenkonzentrationen allerdings an der inneren Nordflanke auf, und nicht an der inneren Südflanke wie in B102. Deutlich aufgewölbte und zusammengepreßte Isopyknen an der inneren Nordflanke zeigen ein mesoskaliges Auftriebsereignis durch Stauchen von Wirbelelementen an.

Abb. VIII.4 zeigt die km 800 - 1100 von B103/NOA'86 in einer Ausschnittsvergrößerung. Die Dichteverteilung $\sigma_t(\bar{y}, z)$ in Abb. VIII.4a läßt einerseits zwischen km 840 und km 880 und andererseits zwischen km 1010 und km 1040

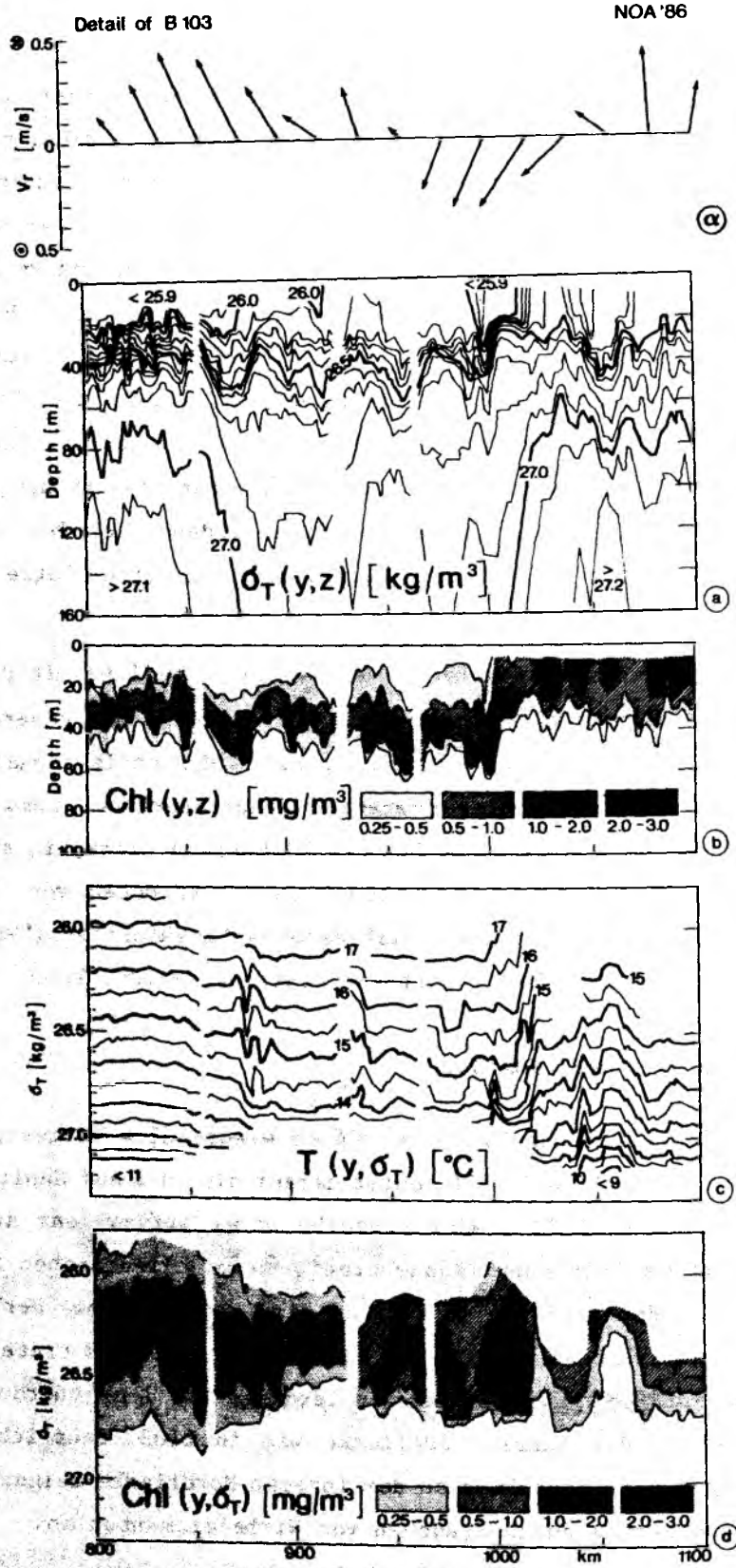


Abb. VIII.4: Ausschnittvergrößerung der km 800 - 1100 von Registrierung B103/NOA'86, sonst wie für Abb. VIII.3.

zwei Zonen verstärkter Baroklinität erkennen. Im Bereich zwischen den Baroklinitätszonen liegen die Isopyknen $\sigma_T > 26.9 \text{ kg m}^{-3}$ anomal tief und haben anomal große Abstände zueinander und zu den darüberliegenden mit $\sigma_T > 26.8 \text{ kg m}^{-3}$. Die Baroklinitätszonen sind wiederum mit oberflächennahen Jets (s. obersten Bildteil von Abb. VIII.4), deren Richtung einer geostrophischen Balance mit der Neigung der tieferen Isopyknen entspricht, wenn von in sehr großen Tiefen verschwindenden Geschwindigkeiten ausgegangen wird. Zwischen den Jets herrscht antizyklonale relative Vorticity. Die Jet-Maxima liegen etwa dort, wo die Isopykne $\sigma_T = 27.0 \text{ kg m}^{-3}$ auf Tiefen $z > 160 \text{ m}$ abtaucht. Die Positionen der beiden Jet-Maxima sind zugleich auch solche starker isopyknischer Temperaturgradienten (Abb. VIII.4c). Zwischen diesen Temperaturgradienten ist die isopyknische Temperatur anomal hoch. TS-Verhältnis, $\sigma_T(y,z)$ -Verteilung und Strömungsdaten deuten insgesamt darauf hin, daß eine warme Antizyklone angetroffen wurde. Eine ähnliche hydrographische Struktur wurde 5 Tage zuvor während B102 an nahezu dem gleichen Ort, nämlich zwischen km 875 und etwa km 1040 auf dem Standardschnitt, angetroffen. In hydrographischen Details bestehen jedoch Unterschiede zwischen B102 und B103 (vgl. Abb. VIII.3 und VIII.4). Die stärkeren Stromkomponenten parallel zum Schnitt nach Süden, sowohl im südlicheren Jet um km 875 als auch im nördlicheren um km 1020 in der Registrierung B103, könnten ein Zeichen dafür sein, daß hier das Zentrum der Antizyklone westlich des Schiffskurses lag.

Die maximalen Chlorophyllkonzentrationen im oligotrophen Abschnitt von B103 sind in Abb. VIII.4b und d als mesoskalige Flecken mit $2 \text{ mg m}^{-3} < \text{Chl} < 3 \text{ mg m}^{-3}$ zwischen km 940 und km 1010 zu erkennen. Alle diese Flecken liegen innerhalb der warmen Anomalie, angelehnt an deren Nordflanke, im Bereich antizyklonaler relativer Vorticity. Der Hauptfleck mit größter meridionaler und vertikaler Ausdehnung sowie höchsten Konzentrationen findet sich direkt südlich der nördlichen isopyknischen Temperaturfront zwischen km 1003 und km 1010. Es ist aus Abb. VIII.4a ersichtlich, daß in diesem Bereich die Isopyknen $26.0 \text{ kg m}^{-3} < \sigma_T < 26.7 \text{ kg m}^{-3}$ nach oben aufgewölbt sind und anomal geringen vertikalen Abstand zueinander haben, eine Erscheinung, wie sie das Frontogenese-Modell von Bleck et al. (1988) bei mesoskaligem Auftrieb auf der antizyklonalen Seite sich verschärfender Fronten voraussagt. Die isopyknische Chl-Verteilung in Abb. VIII.4d zeigt, daß die Chl-Maxima im Bereich der warmen Antizyklone entlang $\sigma_T = 26.5 \text{ kg m}^{-3}$ aufgereiht sind. Die mittlere Tiefe von $\sigma_T = 26.5 \text{ kg m}^{-3}$ in der Antizyklone liegt bei etwa 40 m (s. Abb.

VIII.4a). Im Bereich stärkster Isopyknen-Aufwölbung und Abstandsstauchung um km 1005 kommt sie bis auf etwa 25 m an die Oberfläche heran. Nach Profil 3 in Abb. VII.12, welches die mittlere spezifische Wachstumsrate zwischen km 700 und km 900 in B102 zeigt, entspricht einer Vertikalverlagerung von 40 auf 25 m eine lichtbedingte Verdreifachung der Wachstumsrate.

Daß in zwei verschiedenen Aufzeichnungen der (höchstwahrscheinlich) gleichen warmen Antizyklone die Flecken höchster Chlorophyllkonzentration im einen Fall an deren innerer Südflanke, im anderen an deren innerer Nordflanke auftreten, weist darauf hin, daß die hohen Chl-Werte nicht unbedingt in geschlossenen Ringen auftreten, sondern entlang der ringförmigen hydrographischen Front um eine Antizyklone fleckenhaft verteilt sind. Auch deutliche Anzeichen für mesoskaligen Auftrieb auf der antizyklonalen Seite finden sich offensichtlich nicht entlang der gesamten Ringfront, sondern lokal und/oder zeitlich begrenzt. Die Verteilung von Auftriebsgebieten parallel zu Fronten wird später in Abschnitt VIII.3 diskutiert.

Die Resultate der phänomenologischen Fallstudien auf der Mesoskala können wie folgt zusammengefaßt werden:

- In allen 3 Registrierungen des oligotrophen Regimes treten die Chl-Maxima jeweils auf der warmen Seite einer isopyknischen Temperaturfront auf. Diese isopyknischen Temperaturfronten sind zugleich Fronten der Sverdrupschen potentiellen Vorticity q_s , an denen sich der Isopyknenabstand stark ändert. Die warme Seite der Temperaturfront entspricht der antizyklonalen Seite des mit der Isopyknen-Baroklinität verbundenen Frontaljets.
- In 2 der 3 untersuchten Fälle zeigen auf der antizyklonalen Seite des Frontaljets aufgewölbte und zusammengepreßte Isopyknen im oberen Bereich der saisonalen Sprungschicht mesoskalige Auftriebsereignisse durch Stauchen von Wirbelelementen an. Jene hydrographischen Strukturen entsprechen weitgehend Modellvorhersagen von Bleck et al. (1988) für dynamisch erzeugten Auftrieb bei Frontogenese.
- Die Chl-Maxima in den 3 Registrierungen wurden alle zwischen 45 und 52°N angetroffen. Diese Region auf dem Standardschnitt ist entsprechend der allgemeinen hydrographischen Situation (s. Kap. VI) durch hohe TS- und q_s -Variabilität und die Bildung transienter Fronten in Verbindung mit dem Wirbelfeld des nordatlantischen Stromes gekennzeichnet.

- Im Bereich mesoskaliger Auftriebserscheinungen ist das tiefe Chl-Maximum (und implizit die Nährstoffsprungschicht) zusammen mit den Isopyknen angehoben. Der Verlagerung zur Oberfläche entspricht lichtbedingt eine Vervielfachung der spezifischen Wachstumsrate.
- Obige Punkte führen zusammengenommen zu der Schlußfolgerung, daß im oligotrophen Regime dynamischer Auftrieb die Primärproduktion auf der Mesoskala anfacht.

VIII.2 Spektrale Verteilung horizontaler Variabilität

In diesem Abschnitt soll mit Mitteln der Spektralanalyse untersucht werden, ob ein Eintrag in das Chlorophyll-Varianzspektrum festzustellen ist. Solch ein Eintrag kann gegebenenfalls, der Argumentation in der Einleitung folgend, ein von den phänomenologischen Fallstudien unabhängiger statistischer Hinweis auf die Bedeutung mesoskaligen Auftriebs sein.

Abb. VIII.5 zeigt für den Standardschnitt während der Spätsommerregistrierung (B101/NOA'84) die Varianzdichtespektren des Chlorophyllinhalts C_e und, als vergleichbaren hydrographischen Parameter, des Salzinhalt S_e der euphotischen Zone. S_e ist das vertikale Integral des Salzgehalts über die oberen 100 m Wassersäule. Zum Vergleich mit C_e ist als hydrographische Größe der Salzinhalt dem Wärmehalt vorzuziehen, da S_e weniger durch diabatische Prozesse, z.B. Tagesgänge der Erwärmung, beeinflusst wird.

Die Varianzdichtevertelung des Salzinhalt in Abb. VIII.5 weist ein spektrales Maximum bei Wellenlängen zwischen 300 und 400 km auf, welches mit den energiereichen Wirbeln verbunden ist, die typischerweise 100 - 200 km Durchmesser haben. Von diesem Maximum aus fällt die S_e -Varianzdichte mit - bis auf insignifikante Fluktuationen - kontinuierlicher Neigung von etwa -2 zu höheren Wellenzahlen hin ab. Das S_e -Varianzdichtespektrum ist so zu interpretieren, daß auf der Skala der energiereichen Wirbel ein Varianzeintrag (durch barokline Instabilität gyreskaliger Fronten; siehe Einleitung, Abschnitt I.1.2) stattfindet und von dort aus die Varianz in einem quellen- und senkenfreien Trägheitsband zu höheren Wellenzahlen kaskadiert. (Die kleinste aufgelöste Wellenlänge liegt nach spektraler Mittelung zwischen 3 und 4 km.) Das Varianzdichtespektrum des Chlorophyllinhalts unterscheidet sich von dem des Salzinhalt auffällig dadurch, daß es ein zweites spektrales Maximum um Wellenlängen von etwa 20 km herum aufweist. Sowohl auf der größer-

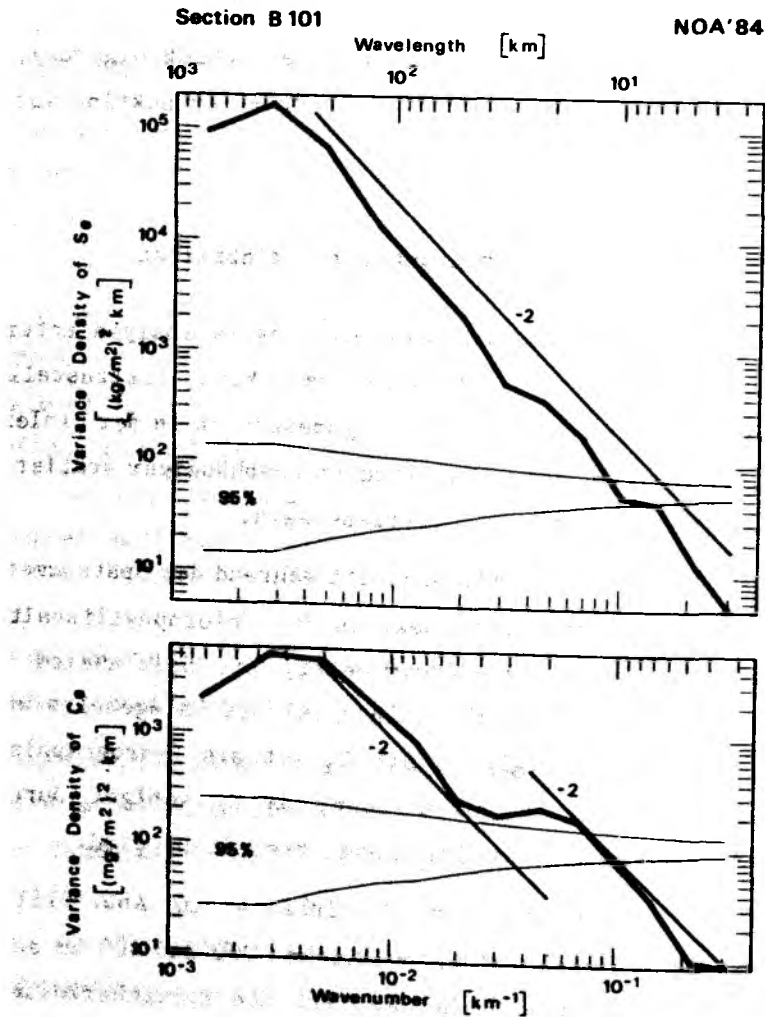


Abb. VIII.5: Varianzdichtespektren der horizontalen Variabilität von Salzinhalt S_e und Chlorophyllinhalt C_e in den obersten 100 m für die Spätsommerregistrierung B101/NOA'84. Zum Vergleich sind Geraden mit Spektralabfällen von -2 miteingezeichnet. Zur Spektralanalyse wurde der gesamte Schnitt in 4 sich zu 50 % überlappende Teilstücke mit je 512 Datenpunkten unterteilt, anschließend wurde sowohl zwischen den Teilstücken als auch über Fourier-Komponenten spektral gemittelt.

skaligen ($50 \text{ km} < \lambda < 200 \text{ km}$) als auch auf der kleinerskaligen ($\lambda < 15 \text{ km}$) Seite neben diesem Sekundärmaximum finden sich Spektralbereiche, in denen die C_e -Varianzdichte - wie auch die S_e -Varianzdichte im Trägheitsband - proportional κ^{-2} abfällt. In dem κ^{-2} -Bereich auf der kurzwelligen Seite neben dem Sekundärmaximum liegt die C_e -Varianzdichte um etwa 1 Größenordnung höher als sie bei Fortsetzung des langwelligen Trägheitsbereichs zwischen $50 \text{ km} < \lambda < 200 \text{ km}$ zu kleineren Skalen hin hier zu erwarten wäre. Die spektrale Verteilung der C_e -Varianzdichte weist also deutliche Anzeichen für einen Varianzeintrag zwischen 15 und 50 km Wellenlänge auf, durch den die Varianz in Richtung der Kaskade auch auf allen kleineren Skalen erhöht wird.

Keiner der untersuchten hydrographischen Parameter (neben S_e auch der Wärmeinhalt, die vertikale Integrale des statischen Auftriebs und der potentiellen Energie) zeigt in seiner Varianzdichteverteilung ein ähnliches Sekundärmaximum im mesoskaligen Bereich wie C_e , und zwischen keinem dieser hydrographischen Parameter und C_e konnte, außer bei singulären Wellenzahlen, eine signifikante Kohärenz oder Phasenbeziehung festgestellt werden. Derlei Verhältnisse können sich einstellen, wenn die Varianzkaskade, der zwei Parameter (hier S_e und C_e) gleichermaßen unterworfen sind (erkennbar an abschnittsweise gleichen Spektralabfällen), einen Prozeß umfaßt, der nur den einen Parameter (hier C_e) aktiv in begrenztem Wellenzahlenbereich beeinflußt. Mesokaliger dynamischer Auftrieb bei Frontogenese ist ein Kandidat für einen derartigen Prozeß (s. Einleitung, Abschnitt I.1.2).

Multiplikation mit der Wellenzahl überführt Varianzdichtespektren in Varianzspektren. Das dem C_e -Varianzdichtespektrum aus Abb. VIII.5 entsprechende C_e -Varianzspektrum findet sich als dicke Linie in Abb. VIII.6 wieder. Neben dem mit der Wirbelskala assoziierten Varianzmaximum zwischen 200 und 300 km Wellenlänge ist deutlich zu erkennen, daß der Varianzeintrag im Wellenlängenbereich zwischen 15 und 35 km zu einem Varianzmaximum bei etwa 15 km Wellenlänge führt. Im Bereich der Mesoskala gibt es also einen typischen Durchmesser von C_e -Flecken von entsprechend 7.5 km.

Abb. VIII.6 dient weiterhin dem Zweck, statistische Ergebnisse der Spektralanalyse und phänomenologischen Einzelfalluntersuchungen zusammenzuführen. Neben dem C_e -Varianzspektrum für den Gesamtschnitt (B101/NOA'84) sind Spektren für einzelne Teilstücke des Schnittes gezeigt, und zwar (1) für die Abstandsanomale, deren hydrographische Strukturen und darin eingelagerte

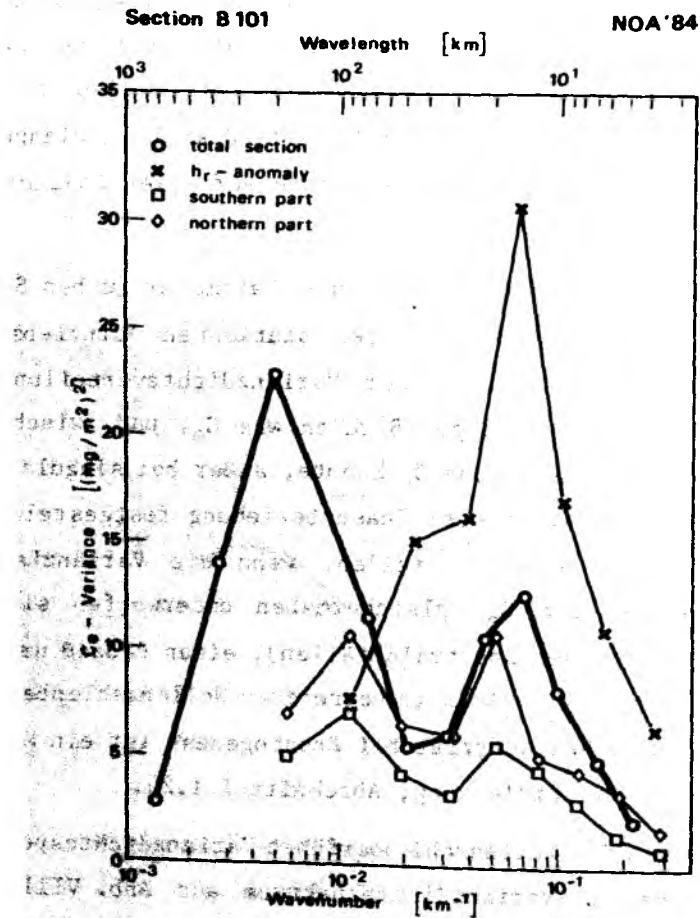


Abb. VIII.6: Varianzspektren der horizontalen Variabilität des Chlorophyllinhalts bei Registrierung B101/NOA'84. Die dicke Linie zeigt das Varianzspektrum für den gesamten Schnitt, transformiert aus dem in Abb. VIII.5 gezeigten C_e -Varianzdichtespektrum. Die dünnen Linien repräsentieren einzelne Abschnitte: den Bereich der Abstandsanomalie zwischen km 1000 und km 1400, den davon südlich gelegenen Teil und den nördlich anschließenden.

Chl-Verteilungen in Abb. VIII.2 hochaufgelöst dargestellt wurden, und (2) und (3) für die Teilstücke südlich bzw. nördlich der Abstandsanomalie. Augenfällig ist das überragende C_e -Varianzmaximum bei Wellenlängen von etwa 15 km im Bereich der Abstandsanomalie. Aus den phänomenologischen Untersuchungen (Abschnitt VIII.1) ist bekannt, daß im Bereich der Abstandsanomalie Chl-Flecken mit extrem hoher Konzentration auftreten, die entsprechende Skalen haben. Der festgestellte Varianzeintrag ist also ein "positiver" Eintrag, d.h. bedingt durch lokale Chl-Produktion und nicht durch lokale Chl-Vernichtung. Als für die Chl-Erhöhung im Bereich der Abstandsanomalie verantwortlicher physikalischer Prozeß wurde im Zuge der phänomenologischen Studien mesoskaliger dynamischer Auftrieb identifiziert. Dies bestätigt soweit die in der Einleitung aufgestellte Hypothese, daß mesoskaliger Auftrieb zu einem Varianzeintrag bei Wellenlängen in der Größenordnung von 10 km führt. In Abb. VIII.6 ist zu erkennen, daß auch in den anderen Teilstücken des Standardschnittes südlich und nördlich der Abstandsanomalie jeweils ein Varianzmaximum um etwa 20 km Wellenlänge herum auftritt. Das für den Gesamtschnitt gefundene C_e -Varianzspektrum mit seinem charakteristischen Sekundärmaximum ist also qualitativ auch für jedes einzelne Teilstück allein repräsentativ. Dies deutet darauf hin, daß der dafür verantwortliche physikalische Prozeß während der Aufzeichnung von B101/NOA'84 auch außerhalb der Abstandsanomalie, wo seine Wirkung deutlich an der (y,z)-Verteilung von Chl und hydrographischen Parametern abzulesen war, stattfand bzw. vor der Datenaufzeichnung stattgefunden hatte und seine Spur in der Chl-Verteilung als Fossil hinterließ.

Zusammen mit der Spektralanalyse der Registrierung B102 von Juni/Juli 1986 (Registrierung B103/NOA'86 wurde nicht spektral analysiert, da sie mit Datenlücken durchsetzt ist und nur wenige 100 km des oligotropen Streckenabschnitts überdeckt) verdichten sich die Hinweise darauf, daß ein C_e -Varianzdichtespektrum mit Sekundärmaximum typisch ist für das oligotrophe Regime, jedenfalls im Bereich des Standardschnittes. Abb. VIII.7 zeigt im Vergleich mit Abb. VIII.5, daß das C_e -Varianzdichtespektrum für B102/NOA'86 praktisch identisch ist mit dem für B101 von August/September 1984.

Das C_e -Varianzdichtespektrum für B102/NOA'86 weist ebenfalls ein Sekundärmaximum zwischen etwa 15 und 30 km Wellenlänge auf. Im Bereich des Sekundärmaximums und auf dessen kurzweiliger Seite stimmen die C_e -Varianzdichtespektren von B101/NOA'84 und B102/NOA'86 nicht nur qualitativ, sondern sogar

Section B 102
(south of km 1000)

NOA '86

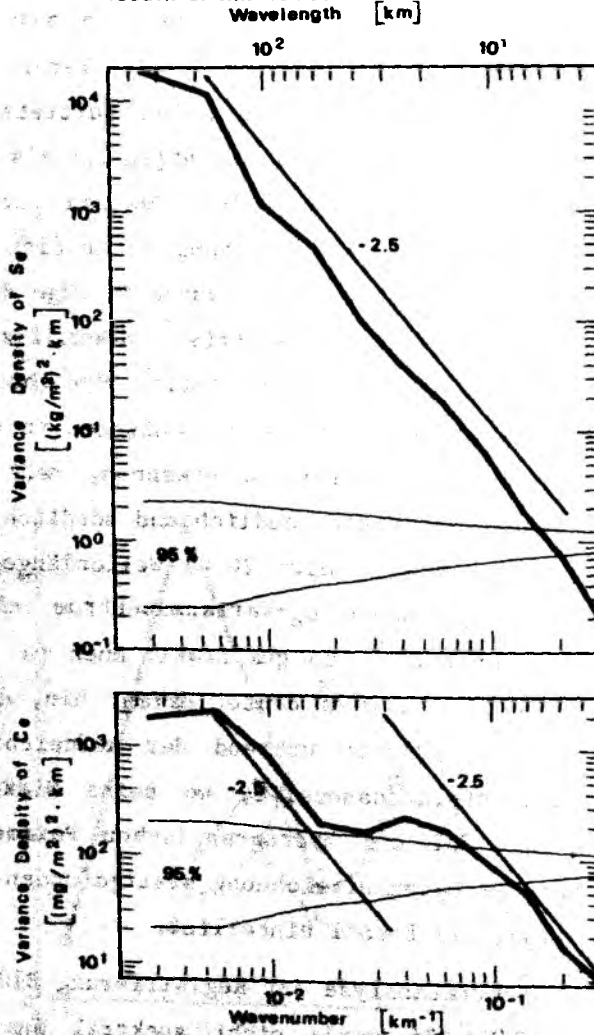


Abb. VIII.7: Varianzdichtespektren der horizontalen Variabilität von Salzinhalt S_e und Chlorophyllinhalt C_e für den südlichen oligotrophen Abschnitt der Juni/Juli-Registrierung B102/NOA'86. Die eingezeichneten Geraden mit Spektralabfällen von -2.5 dienen Vergleichszwecken. Zur Spektralanalyse wurde der Abschnitt in 4 Teilstücke mit 50 % Überlappung zu je 256 Datenpunkten unterteilt und anschließend wurde sowohl zwischen den Teilstücken als auch über Fourier-Komponenten spektral gemittelt.

quantitativ nahezu überein. Auf der langwelligen Seite hingegen ist die C_e -Varianzdichte in B102/NOA'86 um etwa einen Faktor 0.5 geringer als in B101/NOA'84, was dazu führt, daß hier das Sekundärmaximum etwas breiter erscheint. Der Spektralabfall in den offenbaren Trägheitsbereichen scheint - wie durch die Neigung des Salzinhalts-Varianzspektrums nahegelegt - in B102/NOA'86 besser durch -2.5 approximiert zu werden als durch -2 wie im Fall B101/NOA'84. Entsprechend den Fehlerbereichen (95%-Vertrauensbereiche in Abb. VIII.5 und VIII.7) aber besteht kein signifikanter Unterschied zwischen Spektralabfällen $\sim \kappa^{-2}$ oder $\sim \kappa^{-2.5}$.

Das in Abb. VIII.7 gezeigte Varianzdichtespektrum repräsentiert nur den oligotrophen Abschnitt südlich km 1000 von B102/NOA'86. Für den Streckenabschnitt der entwickelten Deckschichtblüte und des Vorblütezustandes weiter nördlich zeigt das Varianzdichtespektrum keine vergleichbaren auffälligen Charakteristika; hier fällt es eher gleichförmig mit einer Neigung zwischen -1 und -2 zu höheren Wellenzahlen hin ab, wie auch vorher schon (Abschnitt VII.1) bei Einsetzen der Frühjahrsblüte im Südteil des Standardschnittes Ende April gefunden (s. Abb. VII.4). Daß mesoskaliger Auftrieb nur im oligotrophen Regime die horizontale Variabilität des Chlorophyllinhalts charakteristisch modifiziert, entspricht den Erwartungen. Er wird hier zum dominanten physikalischen Prozeß, da er das tiefe Chl-Maximum zusammen mit der Nährstoffsprungschicht, auf der es gedeiht, mesoskalig in besser beleuchtete Tiefenhorizonte anhebt, in denen sonst aufgrund von Nährstoffmangel das Wachstum limitiert ist.

Die spektralen Signaturen mesoskaligen Auftriebs manifestieren sich nicht notwendigerweise auch dann in Varianzdichtespektren, wenn statt des Chlorophyllinhalts der gesamten euphotischen Zone die horizontale Chl-Verteilung lediglich in festen Tiefenniveaus oder auf festen Isopyknen analysiert wird. Abb. VIII.8 zeigt für B101/NOA'84 die Varianzdichtespektren von Salzgehalt und Chl auf der Isopykne $\sigma_T = 26.5 \text{ kg m}^{-3}$. Diese Dichtefläche wurde ausgewählt, da sie über die längste Strecke im vom Schleppfisch durchmessenden Tiefenbereich angetroffen wurde. Das tiefe Chl-Maximum mit den darin eingelagerten Flecken extrem hoher Konzentration aber ist im oligotrophen Abschnitt jener Registrierung im Mittel eher entlang $\sigma_T = 26.25 \text{ kg m}^{-3}$ zu finden (s. Abb. VIII.1). Das Resultat ist, daß das Varianzdichtespektrum von Chl auf $\sigma_T = 26.5 \text{ kg m}^{-3}$ in dem Wellenlängenbereich, wo beim Chlorophyllinhalt das ausgeprägte Sekundärmaximum auftrat, lediglich etwas weniger

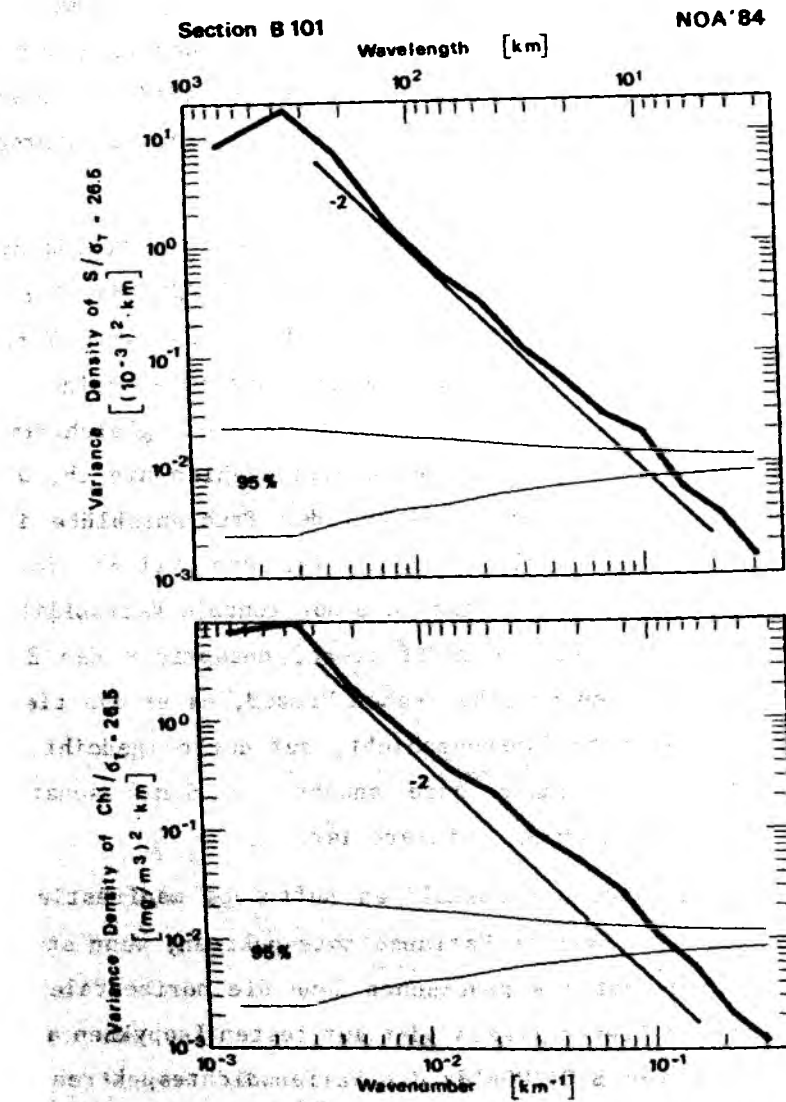


Abb. VIII.8: Varianzdichtespektren der Variabilität von Salzgehalt und Chlorophyllkonzentration entlang der Isopykne $\sigma_T = 26.5 \text{ kg m}^{-3}$ in der Spätsommerregistrierung B101/NOA'84 (sonst wie für Abb. VIII.5).

steil abfällt als in der kleiner- sowie größerskaligen Umgebung. Es sei bemerkt, daß das Varianzspektrum der isopyknischen Salzgehaltsverteilung, welche frei ist von Kontaminationen durch interne Wellen, bis auf insignifikante Abweichungen identisch ist mit dem des Salzinhalts in der euphotischen Zone (vgl. Abb. VIII.8 mit Abb. VIII.5).

Von den Ergebnissen der Spektralanalyse ist festzuhalten:

- Im oligotrophen Regime weist das Varianzdichtespektrum des Chlorophyllinhalts neben dem mit energiereichen Wirbeln assoziierten Maximum um Wellenlängen von 200 - 300 km ein Sekundärmaximum um 15 - 30 km auf.
- Das Sekundärmaximum ist durch einen Varianzeintrag bedingt, der von mesoskalig angefachter Chlorophyllproduktion herrührt. Das mesoskalige Anfachen der Primärproduktion kann durch dynamischen Auftrieb erklärt werden.

VIII.3 Diskussion der Ergebnisse von Kap. VIII

Der hauptsächliche Schwachpunkt der vorangegangenen Analyse ist, daß bei den phänomenologischen Studien aus einzelnen, quasisynoptisch aufgezeichneten Parameterverteilungen, die keine zeitlichen Entwicklungen auflösen, Rückschlüsse über die treibenden kinematischen und dynamischen Vorgänge gezogen wurden. Diese Unzulänglichkeiten fanden ihren Niederschlag darin, daß mit der Vertikalverlagerung von Isopyknen durch vertikalen Auftrieb argumentiert wurde, sich aber kein einfacher funktionaler Zusammenhang zwischen der Oberflächennähe von Isopyknen und der isopyknischen Chlorophyllkonzentration feststellen ließ. Zur Schätzung der Vertikalverlagerung mußte die unbekannte Null-Tiefe von Isopyknen vor Einsetzen mesoskaligen Auftriebs aus dem Umfeld geschätzt werden, vom dem angenommen wurde, daß dort kein Stauchen von Wirbelelementen stattfand. (Die Anwendung von Methoden zur Ableitung von Tendenztermen aus Einzelrealisierungen, wie sie von Leach (1987), Fiekas (1987) und Pollard (1988, pers. Mitteilung) benutzt wurden, blieb unterlassen, da keine parallelen Schnitte, mit denen die Ergebnisse zur Überprüfung der Glaubwürdigkeit hätten verglichen werden können, vorlagen.) Ob die angenommenen Null-Tiefen zu plausiblen Vertikalgeschwindigkeiten führen, kann aus der Chlorophyllerhöhung gegenüber dem Hintergrundfeld unter Benutzung der berechneten spezifischen Wachstumsrate abgeschätzt werden.

Die Zeitspanne, die bei einer mittleren spezifischen Wachstumsrate $\bar{\mu}$ benötigt wird, um die Chlorophyllkonzentration von Chl_0 auf Chl anwachsen zu lassen, ergibt sich aus

$$t = \ln(\text{Chl}/\text{Chl}_0)/\bar{\mu} .$$

Im Bereich der Aufwölbungszonen an den inneren Flanken der Abstandsanomale in der Spätsommerregistrierung B101/NOA'84 wurde eine Chl-Erhöhung von etwa 1 mg m^{-3} auf 5 mg m^{-3} diagnostiziert, und ein Zunehmen der spezifischen Wachstumsrate von 0.1 auf 0.4 d^{-1} ($\bar{\mu} = 0.25 \text{ d}^{-1}$), welches mit der angenommenen Anhebung der chlorophylltragenden Isopyknen von 50 auf 30 m einhergeht. Daraus ergibt sich $t = 6.4$ Tage. Für diese Zeitdauer muß auch das Auftriebsereignis angehalten haben. Zeitskalen von einigen Tagen sind für mesoskalige Frontogenese plausibel (s. Onken, 1986). Bei einer Isopyknenanhebung um 20 m ist damit auf eine Vertikalgeschwindigkeit $w \approx 3 \text{ m d}^{-1}$ zu schließen. Eine analoge Abschätzung für mesoskalige Chl-Maximalkonzentrationen in B103/NOA'86 liefert $t = 2.6 \text{ d}$ und $w \approx 6 \text{ m d}^{-1}$. Diese Auftriebsgeschwindigkeiten sind konsistent mit Modellergebnissen von Bleck et al. (1988) im entsprechenden Tiefenbereich und auch mit Beobachtungen. Leach (1987) diagnostizierte an der Vorderseite eines Mäanderbogens von etwa 100 km Durchmesser Auftriebsgeschwindigkeiten von knapp 1 m d^{-1} , Fiekas (1987) wellenförmig ($\lambda \approx 80 \text{ km}$) entlang eines größerskaligen Mäanders verteilte Auftriebsgebiete mit $w < 5 \text{ m d}^{-1}$ und Pollard (1988, pers. Mitteilung) auf Skalen von wenigen 10 km Auftriebsgeschwindigkeiten von bis zu 20 m d^{-1} .

Die Gruppen von Chl-Flecken mit Spitzenkonzentrationen wurden jeweils auf der antizyklonalen Seite von breiten Jets angetroffen. Die auf etwa $20 - 30 \text{ km}$ beschränkte Auflösung der Strömungsmessungen erlaubte nicht, individuelle Chl-Flecken, welche entsprechend den Ergebnissen der Spektralanalyse typische Durchmesser von etwa 8 km haben, mit entsprechenden Scherungszonen in Verbindung zu bringen. Die Horizontalskala, auf der relative Vorticity einen bedeutenden Beitrag zur potentiellen Vorticity leistet und damit über die Stauchung von Wirbelelementen Auftrieb induziert, kann auch aus hydrographischen Daten allein grob abgeschätzt werden; sie ist durch den internen Rossby-Deformationsradius $r_1 = NH/f$ gegeben (s. z.B. Pedlosky, 1987); N bezeichnet die Brunt-Väisälä-Frequenz, H die typische Vertikalskala der zu betrachtenden Bewegung und f den Coriolisparameter. Mit $H = 100 \text{ m}$ und N aus den Daten ergibt sich in Umgebung der Chl-Maxima in B101/NOA'84

$r_1 = 11$ km und in B102 sowie B103/NOA'86 $r_1 = 7$ km. Der typische Durchmesser mesoskaliger Chl-Flecken scheint somit durch den Rossby-Radius festgelegt zu sein, d.h. die Flecken haben die zu erwartenden Skalen, wenn von mesoskaligem Auftrieb als treibendem physikalischem Prozeß ausgegangen wird. Die Schätzwerte für r_1 sind allerdings abhängig von der etwas willkürlichen Wahl von H. Fischer et al. (1988) fanden aber einen alternativen Weg (durch Betrachtung der Beiträge zur potentiellen Vorticity), r_1 ohne Annahmen bzgl. H zu schätzen. Damit erhielten sie in der Nordregion des Standardschnittes (im Juli 1981), wo ihnen die herkömmliche Methode für $H = 100$ m $r_1 = 8$ km lieferte, $r_1 = 12$ km, also einen sehr ähnlichen Wert.

Die phänomenologischen Studien haben offengelegt, daß einige der Chl-Flecken typischen Durchmessers mit Temperaturfronten ähnlicher Weite räumlich übereinstimmen. Eine Stufigkeit der Hauptfronten an Nord- und Südrand der wirbelskaligen TS-Anomalien, d.h. ihre Aufspaltung in mehrere schmale Fronten bzw. das gehäufte Auftreten von kleinerskaligen TS-Anomalien in den Frontalzonen, trat als generelle Erscheinung auf. Jenes Bild von den hydrographischen Strukturen in der (y,x)-Ebene läßt sich mit spiralförmigen Strukturen in der Horizontalebene, wie sie aus Satellitenaufnahmen bekannt sind, in Einklang bringen, wenn die TS-Anomalien auf der 10-km-Skala als Streifen anomalen Wassers interpretiert werden, die parallel zur ringförmigen Hauptfront um Wirbel mit 100 - 200 km Durchmesser aufgewickelt sind. Da die isopyknische potentielle Vorticity wie die isopyknische Temperatur ein Wassermassencharakteristikum ist und eine signifikante Korrelation zwischen beiden Größen existiert (s. Fischer, 1987), geht mit dem spiralförmigen Aufwickeln von Temperaturanomalien eine Frontogenese der dynamisch aktiven q_2 einher. Fischer konnte anhand besser aufgelöster Horizontalströmungen (Abstand der Strömungsdaten etwa 10 km) zeigen, daß solche Streifen anomaler TS- bzw. q_2 -Charakteristik mit entsprechend smalen Jets verbunden sind. Induktion mesoskaligen Auftriebs auf der antizyklonalen Seite ähnlich schmaler Jets könnte die Fleckigkeit der Chl-Verteilung in radialer Richtung durch energiereiche Wirbel erklären.

Variabilität parallel zu Fronten resultiert aus deren Tendenz, Mäander zu bilden und instabil zu werden. Instabilitäten entlang der ringförmigen Front um eine Antizyklone von etwa 80 km Durchmesser wurden von Fiekas (1987) diagnostiziert. Mit dem Wachstum von Instabilitäten bzw. Mäandern ist ebenfalls Vertikalzirkulation, also auch Auftrieb, verbunden. Eine bevorzugte

Horizontalskala für wachsende Mäander ist wiederum der Rossby-Radius (s. z.B. Pedlosky, 1987). Dies kann gleiche Horizontalskalen der Chl-Variabilität senkrecht und parallel zu Fronten erklären.

IX. SCHLUSSFOLGERUNGEN UND AUSBLICKE

Die aus der Analyse von SEA-ROVER-Expeditionsdaten neu gewonnenen Erkenntnisse über sowohl die gyreskalige und saisonale als auch die mesoskalige Variabilität helfen, frühere Ergebnisse aus fremden Untersuchungen besser zu verstehen und können als Leitfaden für den Entwurf zukünftiger Meßprogramme und Modellvorhaben herangezogen werden.

Die Analyse der Parameterverteilungen auf der Gyreskala hat gezeigt, daß die Überlagerung von saisonaler polwärtiger Wanderung des oligotrophen Regimes und von lokaler Vertiefung des Chlorophyllmaximums zu einer synoptischen Nord-Süd-Neigung der chlorophyllhaltigen Schicht führen. Das damit verbundene sowohl saisonale als auch südwärtige Vordringen des Chl-Maximums von stark in schwächer geschichtete Tiefenbereiche der saisonalen Sprungschicht erklärt, warum die Suche nach signifikanter Korrelation zwischen den Tiefen von Chlorophyllmaximum und Stabilitätsmaximum Fehlschläge heraufbeschwört (s. Karabashev und Solov'yev, 1978; Cullen und Eppley, 1981). Die festgestellte saisonale Vertiefung des Chl-Maximums bestätigt Modellergebnisse von Jamart et al. (1977, 1979) und von Wolf und Woods (1988), stellt aber die von Kiefer und Kremer (1981), nach welchen das Chlorophyllmaximum nach Bildung in konstanter Tiefe verharret, für das Meßgebiet in Frage. Die Daten weisen darauf hin, daß das tiefe Eindringen in die saisonale Sprungschicht im Spätsommer durch Photoadaptation der Phytoplankton-Flora erleichtert wird.

Die hier vorgestellten neuen Ergebnisse von der synoptischen Nord-Süd-Neigung des tiefen Chlorophyllmaximums erlauben, auch die Chl-Vertikalverteilung, die von Hobson und Lorenzen (1972) auf einem sommerlichen Meridionalschnitt von der Georges-Bank zur Sargasso-See angetroffen wurde, als eine entsprechende synoptische Neigung aufzufassen. Die geringe Stationsdichte bei Hobson und Lorenzen (5 Stationen auf etwa 650 km) ließ solche Interpretation bislang nicht zu.

Daß das Einsetzen der Frühjahrsblüte während der Erwärmungsphase nicht mit dem schnellen polwärtigen Voranschreiten der Deckschichtverflachung Schritt hält, sondern eher der langsameren Wanderung von Isothermen folgt, kann ein wichtiger Aspekt in der Klimafrage sein. Die offensichtliche Limitierung des Wachstums im Nordteil des Schnittes verhindert, daß die Nährstoffe in der Deckschicht schon früh im Verlauf der Vegetationsperiode aufgezehrt werden

und das Chl-Maximum tief in die saisonale Sprungschicht eindringt. Daraus resultiert, daß während der Erwärmungsphase nur ein Anteil des Nitratvorrats, der durch winterliche Konvektion in die euphotische Zone eingetragen wurde, für Neu-Primärproduktion genutzt wird.

Aus der Gegenüberstellung der Tiefe des Chlorophyllmaximums und der klimatologischen Kompensations-Quanteneinstrahlung (Abb. VII.28) läßt sich grob abschätzen, daß am Ende der Erwärmungsphase im Südteil des Standardschnittes bei 38°N ungefähr 85 % des winterlichen Nitrateintrags in die euphotische Zone in Neuproduktion umgesetzt sind, bei 40°N ungefähr 80 %, bei 45°N = 60 %, bei 50°N = 45 % und bei 53°N = 35 %.

Wird angenommen, daß das Wachstum im Nordteil des Schnittes tatsächlich temperaturlimitiert ist, und vereinfachend von einem Ozean ausgegangen, der nur mit seiner Temperatur, aber nicht kinematisch und dynamisch (d.h. ohne Veränderung der Nährstoffzufuhr) auf atmosphärische Temperaturerhöhung durch CO₂-Anstieg antwortet, dann steht der ungenutzte Nitratvorrat in der sommerlichen euphotischen Zone höherer Breiten bei allgemeiner Temperaturzunahme für eine verstärkte Neu-Primärproduktion zur Verfügung, wodurch zusätzliches CO₂ aus der Atmosphäre extrahiert werden kann. Hierin liegt ein Potential zur Dämpfung von Klimaschwankungen. Unter diesem Gesichtspunkt scheint von den durch die Messungen abgedeckten Breiten der Schlüssel für das Klimaproblem eher in den Nord- als in den Südregionen zu liegen. Aufgrund der zunehmenden Bedeutung von Nährstofflimitierung in Richtung Subtropen ist dort der Spielraum für Erhöhung der Primärproduktion aus stöchiometrischen Gründen bereits weitgehend ausgeschöpft.

Die Hinweise auf meridional unterschiedliche Umsetzungen des winterlichen eingetragenen Nitrats in Neuproduktion wurden erhalten, weil die Daten die vertikale Chl-Verteilung auflösen und damit die saisonale Vertiefung des Chl-Maximums und dessen meridionale Neigung offenlegen. Wie essentiell dies für die zu ziehenden Schlußfolgerungen ist, darauf weisen Diskrepanzen zwischen der vorliegenden Arbeit und der von Lewis et al. (1988) hin. Deren Analyse von Secchi-Tiefen (s. Einleitung, Abschnitt I.1) zeigt als beherrschende Erscheinung auf den zentralen Meridianen in Nord-Atlantik und Nord-Pazifik (35°W bzw. 180°W) eine starke optische Front mit Secchi-Tiefen um 30 m im Süden und um 18 m im Norden, die als Chl-Front mit niedriger Chlorophyllkonzentration südlich und hoher nördlich interpretiert werden kann. Diese Front schneidet den zentralen Atlantik-Meridian etwa zwischen 40 und 45°N.

Im Pazifik, wo eine höhere Datendichte von Secchi-Tiefen auch eine saisonale Auflösung erlaubt, zeigen Lewis et al., daß jene Front sich zwischen Frühjahr und Herbst nordwärts verschiebt. Die Existenz dieser Front und ihre saisonale Wanderung sind konsistent mit den SEA-ROVER-Daten. Lewis et al. (1988) schließen, daß die optische Front auch einen steilen nordwärtigen Anstieg der Neuproduktion reflektiert, welcher bedingt sei durch höhere winterliche Nährstoffeinträge im Norden. Im Licht der Ergebnisse von den SEA-ROVER-Expeditionen bedeutet die optische Front zwar eine Front der Deckschicht-Chlorophyllkonzentration, aber nicht des Chlorophyllinhalts der Wassersäule, d.h. die optische Front ist dadurch zu erklären, daß nach Süden hin die chlorophyllhaltige Schicht abtaucht und aus der maximalen Sichttiefe der Secchi-Scheibe entschwindet, und die optische Front bedeutet auch keinen steilen Anstieg der Neuproduktion, da im Norden ein geringer Anteil des winterlichen Nitrateintrags für Neuproduktion genutzt wird. Entsprechend den Abschätzungen mittels der DCM-Methode (s. Abschnitt VII.5) wächst die Neu-Primärproduktion entlang des Standardschnittes in erster Näherung linear mit der Breite an, und der Anstieg ist deutlich geringer, als dies bei Proportionalität mit der Winter-Nitratkonzentration zu erwarten wäre.

Die CZCS-Simulationen haben gezeigt, inwieweit das Satelliten-Signal, welches zu 86 % aus dem oberflächennahen Tiefenbereich $z < 10 - 22$ m stammt, zur mittleren Chlorophyllkonzentration sowie zum Chlorophyll- und Produktionsinhalt in der gesamten euphotischen Zone (Chl_e , C_e bzw. $C_{\mu,e}$) in Beziehung steht. Die hohe saisonale und horizontale Variabilität der fernerkundbaren Anteile Chl_s/Chl_e bzw. C_s/C_e und $C_{\mu,s}/C_{\mu,e}$ empfiehlt, die Verwendbarkeit von CZCS-Daten kritisch zu betrachten.

Die Zuverlässigkeit, mit der $C_e = (Chl_e \cdot z_e)$ und über C_e dann (z.B. mittels des Algorithmus' von Platt, 1986) $C_{\mu,e}$ aus Chl_s zu erhalten sind, hängt davon ab, wie genau die "Kalibrierkoeffizienten" Chl_s/Chl_e bzw. C_s/C_e aus Messungen in situ und Simulationsrechnungen bestimmt werden können. Die Variabilität von Chl_s/Chl_e und C_s/C_e erfordert dazu horizontale und/oder zeitliche Mittelung, um stabile Mittelwerte dieser Kalibrierkoeffizienten zu erhalten. Die horizontale und zeitliche Auflösung, mit der dann C_e und $C_{\mu,e}$ aus Satellitendaten zuverlässig geschätzt werden können, ist abhängig von den erforderlichen Mittelungsskalen und den Korrelationslängen und -zeiten stabiler Kalibrierkoeffizienten. Smith et al. (1982) haben für die süd-

kalifornische Bucht gezeigt, daß der Produktionsinhalt der euphotischen Zone aus CZCS-Daten dann gut (bis auf $\approx 30\%$ Fehler) zu schätzen ist, wenn anhand simultaner Schiffsbeobachtungen kalibriert und über das gesamte Meßgebiet (in jenem Fall 28000 km^2) gemittelt wird. Für die flächendeckende Kartierung des Ozeanbeckens ist Fernerkundung nur dann sinnvoll, wenn sie nicht simultan durch Schiffsmessungen begleitet werden muß. Die folgende Erörterung widmet sich daher der Frage, ob und wie stabile Kalibrierkoeffizienten gewonnen werden können, die auch die nachträgliche Kalibrierung existierender CZCS-Datensätze und die von kommenden Satelliten erlaubt.

Die CZCS-Simulationen (s. Abschnitt VII.6) ergeben ein mittleres C_s/C_e -Verhältnis von 7.5% und $C_{\mu,s}/C_{\mu,e}$ -Verhältnis von 10% , wenn aus den Mittelwerten über den gesamten Standardschnitt von Ende April, Juni/Juli und August/September zusätzlich der zeitliche Durchschnitt gebildet wird. Diese mittleren Prozentanteile sind ähnlich jenen ($C_s/C_e = 5\%$ und $C_{\mu,s}/C_{\mu,e} = 11\%$), die in analoger Simulation von Platt und Herman (1983) als Gesamtmittel für drei verschiedene Ozeangebiete (vor Neu-Schottland, Kanadische Arktik und vor Peru) gefunden wurden. Stabile Mittelwerte scheinen daher erreichbar (existieren aber noch nicht), wenn auf großer Datenbasis räumlich und zeitlich hinreichend stark gemittelt wird. Für globale Betrachtungen stellt sich das Problem damit als am ehesten bewältigbar dar.

Welche Auflösung aber ist zu erreichen? In Kapitel VII wurde gezeigt, daß horizontale und saisonale Variabilität nicht voneinander zu trennen sind. Das auffälligste großskalige meridionale Signal von Chl_s/Chl_e bzw. C_s/C_e resultiert daher, daß verschiedene saisonale Phasen entlang der Meridionalen gleichzeitig anzutreffen sind. (Die Existenz einer großen saisonalen Veränderlichkeit des fernerkundbaren Anteils wurde auch in der kalifornischen Bucht festgestellt (Eppley et al., 1985).) Rein horizontale Mittelung führt dann zu stabilen Mittelwerten, wenn die Meridionalskala groß genug ist, die verschiedenen Phasen abzudecken. (Die Winter-Phase mit homogener Durchmischung über Tiefen $> 200 \text{ m}$ muß dabei nicht notwendigerweise eingeschlossen sein, denn sie stellt wegen $Chl_s = Chl_e$ kein Problem dar.) Die Mittelwerte über Tageslichtschichten (entsprechend horizontaler Mittelung über $150 - 200 \text{ km}$) differieren um einen Faktor 20, und selbst wenn über die gesamte Erstreckung des Standardschnittes ($\approx 2000 \text{ km}$) der Mittelwert bestimmt wird, ist dieser nicht stabil. Er schwankt saisonal um einen Faktor 3. Jene horizontale Mittelungsskala ist aber schon größer als die

Streifenbreite von 1600 km, die vom CZCS synoptisch abgedeckt wird (Hovis et al., 1980).

Horizontale Auflösung innerhalb der synoptischen CZCS-Skala kann erhalten bleiben, wenn auf saisonale Auflösung verzichtet wird, also Jahresmittel für C_e und $C_{\mu,e}$ aus Chl_s geschätzt werden sollen. Die angestrebte meridionale Auflösung sei 1 Breitengrad. Wie hat dann das entsprechende in-situ-Meßprogramm auszusehen, um die Kalibrierkoeffizienten Chl_s/Chl_e bzw. C_s/C_e zu bestimmen? Eine zeitliche Abtastung in Intervallen von 2 Monaten wie im SEA-ROVER-Datensatz ist nicht ausreichend. Mit drei Zeitpunkten in der Erwärmungsphase sind in den horizontalen Teilstücken der Tageslichtabschnitte (150 - 200 km, etwa der angestrebten Auflösung von 1 Breitengrad entsprechend) die verschiedenen saisonalen Phasen nicht adäquat erfaßt, um stabile Jahresmittelwerte der Kalibrierkoeffizienten zu ergeben. Die zeitliche Abtastung durch in-situ-Messungen muß also erhöht werden, wenn nicht stärker horizontal gemittelt werden soll. Eine monatliche Abtastung könnte ausreichend sein.

Die maximal zulässige horizontale Distanz zwischen den einzelnen, in monatlichen Intervallen mit hoher horizontaler Abtastung (50 - 100 Profile) aufgezeichneten 1-Breitengrad-Teilstücken, hängt ab von der meridionalen und (wahrscheinlich vielfach größeren) zonalen Korrelationslänge stabiler Jahresmittel von Chl_s/Chl_e bzw. C_s/C_e . Die CZCS-Simulationen lassen erkennen, daß die meridionale Korrelationslänge zumindest kleiner als 2000 km ist. Die Chl_s/Chl_e -Jahresmittelwerte aus den drei SEA-ROVER-Expeditionen können zwar nicht als statistisch stabil angesehen werden, jedoch gibt es Anzeichen dafür, daß jene von Nordende des Standardschnittes höher sind als jene vom Süden. Diese meridionalen Unterschiede sind bedingt dadurch, daß oligotrophe Verhältnisse mit tiefen Chl -Maximum am Süden mehrere Monate länger herrschen als am Nordende. Wenn angenommen wird, daß die meridionale Korrelationslänge stabiler Jahresmittelwerte der Kalibrierkoeffizienten 1000 km (knapp 10 1-Breitengrad-Teilstücke) betrage, dann kann durch Satelliten-Einsatz ein gerade eben 10-fach dichteres Datennetz geschaffen werden, als in situ zur Beschaffung der Kalibrierkoeffizienten nötig war. Diese nur geringe Erhöhbarkeit der Datendichte reflektiert die Tatsache, daß im allgemeinen Chl_s nur schwach mit den Integralquantitäten der euphotischen Zone korreliert ist (s. auch Hayward und Venrick, 1982; Kahru, 1986).

Das Verhältnis von glaubhaft kalibrierten CZCS-Daten zu in-situ-Kalibriermessungen kann erheblich verbessert werden, wenn die Zusatzinformation

genutzt wird, die in der (ebenfalls von Satelliten meßbaren) Oberflächentemperatur steckt. Dann ist es möglich, die zeitliche Auflösung - unter Beibehaltung von horizontaler innerhalb des synoptischen CZCS-Streifens - von Jahresmittelwerten auf die volle zeitliche Auflösung, die durch die Überflüge gegeben ist, zu erhöhen. Wie in Abschnitt VII.6 gezeigt, können entlang des Standardschnittes unabhängig von Ort und Zeit 3 Temperaturintervalle festgelegt werden, innerhalb derer Chl_g/Chl_e jeweils stabile, signifikant voneinander verschiedene, Mittelwerte annimmt. Der Fehler in aus Chl_g geschätztem Chl_e (oder daraus abgeleitet in C_e und $C_{\mu,e}$) entspricht dem des Standardfehlers des Mittelwertes von Chl_g/Chl_e (zwischen etwa 10 und 40 %) in den einzelnen Temperaturintervallen. Diese Fehlerangabe gilt für eine horizontale Auflösung entsprechend den Meridionalstrecken, welche durch die Isothermen, die auch die Temperaturintervalle festlegen, begrenzt sind ($\approx 500 - 1000$ km). Wird die horizontale Auflösung auf 150 - 200 km erhöht, so wächst der Fehler auf einen Faktor 1.5 im Vorblüte- und Blüteabschnitt und einen Faktor 3 im oligotrophen Teilstück an. Diese Fehlerfaktoren ergeben sich aus der Spannweite von Chl_g/Chl_e -Mittelwerten über Tageslichtabschnitte. Sie stehen einem Fehlerfaktor von 20 gegenüber, der sich bei gleicher horizontaler Auflösung ergibt, wenn die Zusatzinformation der Temperatur nicht genutzt wird.

Die horizontale Auflösung durch Satelliten-Fernerkundung kann weiter erhöht werden, wenn es gelingt, empirisch einen funktionalen Zusammenhang zwischen Oberflächentemperatur und den Kalibrierkoeffizienten zu finden. Selbst anhand des umfangreichen SEA-ROVER-Datensatzes war es nur möglich, in größeren Temperaturbereichen von mehreren °C, die mit den dramatisch verschiedenen Chl -Vertikalstrukturen einhergehen, Chl_g/Chl_e zu bestimmen; Regressionsanalysen von Chl_g/Chl_e gegen T in den verschiedenen Temperaturintervallen lieferten nur ein insignifikantes Resultat. Diese Möglichkeit aufgezzeigt zu haben, weist aber einen Weg, über weitere in-situ-Messungen und die Analyse bereits existierender Datensätze (gedacht ist hier beispielsweise an Verknüpfung der Isothermischen Nährstoffverteilung von Kamykowsky und Zentara, 1986, mit dem Jahresgang der Oberflächentemperatur von Robinson et al., 1979) die Vorhersagbarkeit von Chlorophyll- und Produktionsinhalt der euphotischen Zone aus Satellitenmessungen zu verbessern.

Die gyreskalige Meridionalverteilung des Chlorophyllinhalts der euphotischen Zone ist gegenüber der der Deckschicht-Chlorophyllkonzentration auch dadurch

modifiziert, daß mesoskalige C_e -Maxima im Bereich des oligotrophen Regimes auftreten. Diese Maxima können Werte erreichen, die jene, welche mit der aktuellen Deckschichtblüte in der jeweiligen Registrierung verknüpft sind, übertreffen und somit die absoluten Maxima entlang des gesamten 2000 km langen Schnittes darstellen. Diese Maxima resultieren aus Chl-Flecken extrem hoher Konzentration innerhalb der saisonalen Sprungschicht. Phänomenologische Untersuchungen der hochaufgelöst vermessenen Strukturen von Chl und physikalischen Parametern zusammen mit statistischen Analysen der horizontalen Variabilität deuteten darauf hin, daß die Chl-Flecken durch mesoskaligen dynamischen Auftrieb auf der antizyklonalen Seite von Frontaljets, wie er durch das Modell von Bleck et al. (1988) vorausgesagt wird, verursacht sind. Bei der Auswertung gyreskaliger Schnitte des Chlorophyllinhalts ist also zu berücksichtigen, daß die Position der C_e -Maxima durch transiente Auftriebsereignisse bestimmt sein kann. Mit der Identifizierung mesoskaligen dynamischen Auftriebs als Prozeß, der die Primärproduktion an der inneren Flanke der ringförmigen Front um Antizyklonen anfacht, ist eine weitere Erklärung für das in der Literatur mehrfach erwähnte Phänomen hoher Produktion in antizyklonalen Wirbeln (s. Einleitung, Abschnitt I.2) gefunden.

Offensichtlich besteht eine Analogie zwischen dem Wasserdampf in der Atmosphäre und dem Phytoplankton im Ozean: Beide bilden bei Auftrieb Wolken, Wasserdampf durch Kondensation bei Druckabnahme und Phytoplankton bzw. Chlorophyll durch Wachstum bei erhöhter solarer Bestrahlung. Ein prinzipieller Unterschied besteht jedoch hinsichtlich der assoziierten Zeitskalen: Wasserdampfkondensation setzt spontan ein, das Entstehen von Chl-Flecken benötigt Zeit. Ob sich Chl-Wolken direkt in den Auftriebsgebieten bilden können, hängt ab von den Horizontalskalen der Auftriebsgebiete, von der horizontalen Jetgeschwindigkeit, mit der Phytoplanktonzellen durch die Auftriebsgebiete transportiert werden, und von der spezifischen Wachstumsrate, d.h. davon, ob die Phytoplanktonzellen lange genug Zeit haben, auf die Aufwärtsbewegung mit meßbarem Zuwachs zu reagieren. Das resultierende Chl-Verteilungsmuster wird daher kompliziert sein; wie kompliziert, kann nur ein Modell zeigen, das mesoskalige Dynamik und Grundprinzipien der Phytoplankton-Biologie gemeinsam berücksichtigt. Chl-Flecken allein scheinen jedenfalls nicht geeignet, aktuelle mesoskalige Auftriebsgebiete mit Sicherheit zu lokalisieren. Treten sie jedoch in Verbindung mit aufgewölbten Isopyknen auf, sind sie ein guter Indikator für mesoskaligen Auftrieb durch

Stäuben von Wirbelelementen. In diesem Fall helfen sie, mesoskaligen Auftrieb von anderen physikalischen Prozessen zu unterscheiden, welche ebenfalls eine vertikale Isopyknen-Auslenkung bewirken: (1) interne Wellen, deren Zeitskala zu kurz ist, um die Chl-Horizontalverteilung zu modifizieren, und (2) geostrophische balancierte Isopyknen-Baroklinität, deren Zeitskala wesentlich länger ist, als daß dadurch eine substantielle Störung der Chlorophyll-Gleichgewichtskonzentration des Hintergrundfeldes erwartet werden kann.

Der Vergleich der Varianzdichtespektren für die horizontale Variabilität von einerseits dem Chlorophyllinhalt der euphotischen Zone und andererseits der Chlorophyllkonzentration entlang von Isopyknen hat darauf hingewiesen, daß nur Daten, die die gesamte euphotische Zone repräsentieren, sicherstellen, daß ein eventuelles spektrales Maximum durch auftriebsbedingten Varianzeintrag auch wiedergegeben wird. Satellitensimulationen (Abschnitt VII.6) haben ergeben, daß die Chl-Flecken in der saisonalen Sprungschicht, welche für das Varianzmaximum verantwortlich sind, durch den CZCS nicht erfaßt worden wären. Dies erklärt, warum das spektrale Sekundärmaximum bei Wellenlängen um 10 km auch in Satelliten-Chlorophylldaten bislang nicht entdeckt wurde. Was CZCS-Daten wiedergeben, ist eine Verschmelzung horizontaler Variabilität der Chlorophyllkonzentration und der Tiefe der chlorophyllhaltigen Schicht zu einer einzigen Meßgröße. Dies macht es so schwierig, daraus auf die physikalischen Prozesse zu schließen, die die Chl-Horizontalverteilung dominieren.

Das Auftreten von Chlorophyllspitzenkonzentrationen in mesoskaligen Flecken innerhalb der saisonalen Sprungschicht stellt ein ernstes Problem für die Kartierung des Chlorophyllinhalts der euphotischen Zone dar. Außer daß jene Flecken wegen ihrer Tiefe kaum für Satelliten-Fernerkundung erreichbar sind, verhindert ihr typischer Durchmesser im Bereich von 10 km, daß sie durch herkömmliche Stationsarbeit aufgelöst werden.

Die Bedeutung mesoskaligen Auftriebs für Primärproduktion schränkt die Anwendbarkeit der DCM-Methode zur Schätzung der Neuproduktion anhand der Tiefe des Chlorophyllmaximums und Winter-Nitratdaten nicht ein. Mesoskaliger Auftrieb facht die Primärproduktion dadurch an, daß mit der Nährstoffsprungschicht Nitrat in besser beleuchtete Tiefen gebracht wird. Durch lichtbedingte erhöhte Produktion wird mehr Nitrat aufgenommen, d.h. relativ zu den Isopyknen vertieft sich das Chl-Maximum mit Auftrieb schneller als

ohne. Wo Auftrieb vorkommt, muß es aus Kontinuitätsgründen auch Abtrieb geben. Nach einem abgeschlossenen Auftriebs/Abtriebs-Zyklus liegt wegen des exponentiellen Lichtprofils das Chlorophyllmaximum unterhalb seiner mittleren Tiefe ohne periodische Auf- und Abwärtsbewegung. Hinsichtlich ihres mittleren Effekts auf die Neu-Primärproduktion haben mesoskaliger dynamischer Auftrieb und interne Wellen qualitativ die gleiche Wirkung. Welche quantitative Unterschiede bestehen, bleibt offen.

Zur Beantwortung dieser Frage scheinen weitere Expeditionsdaten aus der Spätsommerphase von der Art, wie sie hier benutzt wurden, vonnöten. Signifikant erhöhte Neu-Primärproduktion, abgeleitet aus im Mittel tiefer liegender Chl-Maxima, in Regionen hoher klimatologischer Kontraste der potentiellen Vorticity, könnten einen Ansatzpunkt dafür bieten, den quantitativen mittleren Effekt mesoskaliger Auftriebs anhand großskaliger hydrographischer Parameterfelder vorherzusagen.



LITERATUR

- Abbott, M.R., P.J. Richerson und T.M. Powell, 1982: In situ response of phytoplankton fluorescence to rapid variations in light. *Limnol. Oceanogr.*, 27, 218-225.
- Aiken, J., R.H. Bruce und J.A. Lindley, 1977: Ecological investigations with the undulating oceanographic recorder: the hydrography and plankton of the waters adjacent to the Orkney and Shetland Islands. *Mar. Biol.*, 39, 77-91.
- Anderson, G.C., 1969: Subsurface chlorophyll maximum in the northeast Pacific Ocean. *Limnol. Oceanogr.*, 14, 386-391.
- Angel, M.V. und M.J.R. Fasham, 1983: Eddies and biological processes. In: A.R. Robinson (Hrsg.) *Eddies in Marine Science*, Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, 492-524.
- Bannister, T.T., 1974a: Production equations in terms of chlorophyll concentration, quantum yield, and upper limit to production. *Limnol. Oceanogr.*, 19, 1-12.
- Bannister, T.T., 1974b: A general theory of steady state phytoplankton growth in a nutrient-saturated mixed layer. *Limnol. Oceanogr.*, 19, 13-30.
- Barale, V. und R.W. Jay, 1986: Variability of the ocean surface colour field in central California near coastal waters as observed in seasonal analysis of CZCS imagery. *J. Mar. Res.*, 44, 291-316.
- Batchelor, G.K., 1969: Computation of the energy spectrum in homogeneous two-dimensional turbulence. *Phys. Fluids Suppl.*, 2, 233-238.
- Bauer, J. und J.D. Woods (1984) *Isopycnic Atlas of the North Atlantic Ocean - monthly mean maps and sections*. Ber. Inst. f. Meeresk., Kiel, 132.
- Bauer, J., J. Fischer, H. Leach und J.D. Woods, 1985: *SEA ROVER Data Report I - North Atlantic Summer 1981 - NOA'81*. Ber. Inst. f. Meeresk., Kiel, 143.
- Bauer, J., 1988: *Sommerliche Ausbreitung von salzarmem Deckschichtwasser der Labradorsee in den Nordatlantischen Strom*. Dissertation, Univ. Kiel.
- Bennett, A.F. und K.L. Denman, 1985: Phytoplankton patchiness: inferences from particle statistics. *J. Mar. Res.*, 43, 307-335.
- Bienfang, P.K. und J.P. Szyper, 1981: Phytoplankton dynamics in the subtropical Pacific Ocean off Hawaii. *Deep-Sea Res.*, 28, 981-1000.
- Bishop, J.K.B. und T.M. Joyce, 1986: Spatial distribution and variability of suspended particulate matter in warm-core ring 82 B. *Deep-Sea Res.*, 33, 1741-1760.
- Bishop, J.K.B., M.H. Conte, P.H. Wiebe, M.R. Roman und L. Langdon, 1986: Particulate matter production and consumption in deep mixed layers: Observations in a warm-core ring. *Deep-Sea Res.*, 33, 1813-1841.

- Bleck, R., R. Onken und J.D. Woods, 1988: A two-dimensional model of meso-scale frontogenesis in the ocean. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 114B, 347-372.
- Bolin, B., 1986: How much CO₂ will remain in the atmosphere? - The carbon cycle and projections for the future. In: B. Bolin, B.R. Döös, J. Jäger R.A. Warrick (Hrsg.), *The Greenhouse Effect, Climatic Change and Ecosystems*. J. Wiley & Sons.
- Bradford, J.M., R.A. Heath, F.H. Chang und C.H. Hay, 1982: The effect of warm-core eddies on oceanic productivity off northeastern New Zealand. *Deep-Sea Res.*, 29, 1501-1516.
- Bretherton, F.P., 1986: Introduction: The oceans, climate and technology. *Oceans*, 29, 2-8.
- Brewer, P.G., K.W. Bruland, R.W. Eppley und J.J. McCarthy, 1986: The global ocean flux study (GEOFS): Status of the U.S. GOFs program. *EOS, Americ. Geophys. Union*, 67, 827-832.
- Brown, O.B., R.H. Evans, J.W. Brown, H.R. Grodon, R.C. Smith und K.S. Baker, 1985: Phytoplankton blooming off the U.S. east coast: A satellite description. *Science*, 229, 163-167.
- Bunker, A.F., 1976: Computations of surface energy flux and annual air-sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, 104, 1122-1140.
- Charney, W.G., 1971: Geostrophic turbulence. *J. Atmos. Sci.*, 28, 1087-1095.
- Chavez, F.P. und R.T. Barber, 1987: An estimate of new production in the equatorial Pacific. *Deep-Sea Res.*, 34, 1229-1243.
- Colebrook, J.M., 1982: Continuous plankton records: seasonal variations in the distribution and abundance of plankton in the North Atlantic Ocean and the North Sea. *J. Plankt. Res.*, 4, 435-462.
- Colebrook, J.M. und A.H. Taylor, 1979: Year-to-year changes in sea surface temperature, North Atlantic 1948 to 1974. *Deep-Sea Res.*, 26A, 825-850.
- Colebrook, J.M. und A.H. Taylor, 1984: Significant time scales of long-term variability in the plankton and the environment. *Rapp. P.-v. Reun. Cons. int. Explor. Mer*, 183, 20-26.
- Collins, D.J., D.A. Kiefer, J.B. Soohoo und I.S. McDermid, 1985: The role of reabsorption in the spectral distribution of phytoplankton fluorescence emission. *Deep-Sea Res.*, 32, 983-1003.
- Cox, J.L., P.H. Wiebe, P. Ortner und S. Boyd, 1982: Seasonal development of subsurface chlorophyll maxima in slope water and northern Sargasso Sea of the northwestern Atlantic ocean. *Biological Oceanogr.*, 1, 272-285.
- Cullen, J.J. und R.W. Eppley, 1981: Chlorophyll maximum layers of the Southern California Bight and possible mechanisms of their formation and maintenance. *Oceanologica Acta*, 4, 23-32.

- Callen, J.J. and E.H. Renger, 1979: Continuous measurement of DCMU-induced fluorescence response of natural phytoplankton populations. *Mar. Biol.*, 53, 13-20.
- Cushing, D.H., 1981: Temporal variability in production systems. In: A.R. Longhurst (Hrsg.) *Analysis of marine ecosystems*. Academic Press, London, 443-471.
- Dandonneau, Y., 1988: Seasonal and aperiodic cessation of oligotrophy in the tropical Pacific Ocean. In: B.J. Rothschild (Hrsg.) *Toward a Theory on Biological-Physical Interactions in the World Ocean*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Dandonneau, Y., und F. Gohin, 1984: Meridional and seasonal variations of the sea surface chlorophyll concentration in the southwestern tropical Pacific (14 to 32°S, 160 to 175°E). *Deep-Sea Res.*, 31, 1377-1393.
- Denman, K.L., 1976: Covariability of chlorophyll and temperature in the sea. *Deep-Sea Res.*, 23, 539-550.
- Denman, K.L. und M.R. Abbott, 1988: Time evolution of surface chlorophyll patterns from cross-spectrum analysis of satellite colour images. *J. Geophys. Res.*, 93(C6), 6789-6798.
- Denman, K.L. und A.E. Gargett, 1983: Time and space scales of vertical mixing and advection of phytoplankton in the upper ocean. *Limnol. and Oc.*, 28, 801-815.
- Denman, K.L. und T. Platt, 1975: Coherences in the horizontal distributions of phytoplankton and temperature in the upper ocean. *Mem. de la Societé royale des Sciences de Liège, Serie 6, VII*: 19-30.
- Denman, K.L. und T. Platt, 1976: The variance spectrum of phytoplankton in a turbulent ocean. *J. Mar. Res.*, 34, 593-601.
- Denman, K.L., A. Okubo und T. Platt, 1977: The chlorophyll fluctuation spectrum in the Sea. *Limnol. Oc.*, 22, 1033-1038.
- Dera, J. und H.R. Gordon, 1968: Light field fluctuations in the photic zone. *Limnol. Oceanogr.*, 13, 697-699.
- Dera, J. und J. Olszewski, 1978: Experimental study of short-period irradiance fluctuations under an undulated sea surface. *Oceanologica*, 10, 27-49.
- Dessureault, J.G., 1976: Batfish. A depth controllable towed body for collecting oceanographic data. *Ocean Engineering*, 3, 99-111.
- Dietrich, G., 1964: Oceanic Polar Front Survey in the North Atlantic. *Res. Geophys.*, 2, . Gordon, 1968: Light field fluctuations in the photic zone. *Limnol. Oceanogr.*, 13, 697-699.
- Dietrich, G., 1969: Atlas of the hydrography of the northern North Atlantic Ocean. *Cons. Int. Expl. Mer, Service Hydrogr., Charlottenlund Slot, Denmark*.

- Dietrich, G., K. Kalle, W. Krauss und G. Siedler, 1975: Allgemeine Meereskunde. Gebr. Bornträger; Berlin, Stuttgart; 3. Auflage.
- Dörre, F., 1985: Selbstlimitierung des Phytoplanktonwachstums durch Veränderung der optischen Eigenschaften des Meerwassers - Ein numerisches Modell. Diplomarbeit, Univ. Kiel.
- Dugdale, R.C. und J.J. Goering, 1967: Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary productivity. *Limnol. Oceanogr.*, 12, 196-206.
- Duntley, S.Q., W.A. Roswell, H.W. Wayne, C.F. Edgerton und S.E. Moran, 1974: Ocean color analysis. Final Tech. Report, Univ. Calif., San Diego, Scripps Inst. Oceanogr., Visibility Lab.
- Eppley, R.W., 1972: Temperature and phytoplankton growth in the sea. *Fish. Bull.*, 70, 1063-1085.
- Eppley, R.W. und B.J. Peterson, 1979: Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. *Nature*, 282, 677-680.
- Eppley, R.S., E. Stewart, M.R. Abbott und U. Heyman, 1985: Estimating ocean primary production from satellite chlorophyll. Introduction to regional differences and statistics for the Southern California Bight. *J. Plankt. Res.*, 7, 57-70.
- Esaias, W.E., G.C. Feldman, C.R. McClain und J.A. Elrod, 1986: Monthly satellite-derived phytoplankton pigment distribution for the North Atlantic Ocean basin. *EOS, Trans. American Geophys. Union*, 67, 835-837.
- Falkowski, P.G., 1983: Light-shade adaptation and vertical mixing of marine phytoplankton: A comparative field study. *J. Mar. Res.*, 41, 215-237.
- Falkowski, P.G. 1984: Physiological responses of phytoplankton to natural light regimes. *J. Plankt. Res.*, 6, 295-308.
- Falkowski, P.G. und T.G. Owens, 1980: Light-shade adaptation: two strategies in marine phytoplankton. *Plant. Physiol.*, 66, 592-595.
- Falkowski, P.G., K. Wyman, A.C. Ley und D.C. Mauzerall, 1986: Relationship of steady-state photosynthesis to fluorescence in encaryotic algae. *Biochim. Biophys. Acta*, 849, 183-192.
- FAO Fisheries Department, 1981: Atlas of the living resources of the seas. FAO Fisheries Ser. 15, 4th Edition, Food and Agriculture Organisation of the United Nations, Rome.
- Fasham, M.J.R., 1978a: The statistical and mathematical analysis of plankton patchiness. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, 16, 43-79.
- Fasham, M.J.R., 1978b: The application of some stochastic processes to the study of plankton patchiness. In: J.H. Steel (Hrsg.) Spatial pattern in plankton communities. Plenum Press, New York, 131-156.

- Fasham, M.J.R., T. Platt, B. Irwin und K. Jones, 1985: Factors affecting the spatial pattern of the deep chlorophyll maximum in the region of the Azores Front. *Prog. in Oceanogr.*, 14, 129-165.
- Fasham, M.J.R. und P.R. Pugh, 1976: Observations on the horizontal coherence of chlorophyll a and temperature. *Deep-Sea Res.*, 23, 527-538.
- Fiekas, V., 1987: Ageostrophische Effekte im Wirbelfeld des Nordatlantischen Stromes - eine quasigeostrophische Analyse. Dissertation, Universität Kiel.
- Fischer, J., 1987: Struktur und Dynamik einer mesoskaligen Front im Wirbelfeld des nordatlantischen Stromes. *Ber. Inst. f. Meeresk., Univ. Kiel*, Nr. 164.
- Fischer, J., H. Leach und J.D. Woods (1988) A synoptic map of isopycnic potential vorticity in the seasonal thermocline. Submitted to *J. Phys. Oceanogr.*
- Fischer, J., C. Meinke, P.J. Minnett, V. Rehberg und V. Strass (1985) A description of the IFM-Schleppfisch-System. *Techn. Berichte, Inst. f. Meeresk., Kiel, FRG, Abt. Reg. Ozeanogr. Nr.1*, 2. Auflage.
- Flemer, D.A., 1969: Continuous measurement of in vivo chlorophyll of a dinoflagellate bloom in Chesapeake Bay. *Chesapeake Sci.*, 10, 99-103.
- Franks, P.J.S., J.S. Wroblewski und G.R. Flierl, 1986: Prediction of phytoplankton growth in response to the frictional decay of a warm-core ring. *J. Geophys. Res.*, 91, 7603-7610.
- Freeland, H.J., F.B. Rhines und T. Rossby, 1975: Statistical observation of the trajectories of neutrally buoyant floats in the North Atlantic. *J. Mar. Res.*, 33, 383-404.
- Gerthsen C., H.O. Kneser und H. Vogel, 1974: *Physik*. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York; 12. Auflage.
- Gibbs, C.F., 1979: Chlorophyll b interference in the fluorometric determination of chlorophyll a and 'phaeo-pigments'. *Australien J. Mar. and Freshwater Res.*, 30, 597-606.
- Glover, D.M. und P.G. Brewer, 1987: Estimates of wintertime mixed layer nutrient concentrations in the North Atlantic. (unveröffl. Manuskript).
- Goldman, J.C., 1988: Spatial and temporal discontinuities of biological processes in pelagic surface waters. In: B.J. Rothschild (Hrsg.) *Toward a Theory of Biological-Physical Interactions in the World Ocean*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Goldman, J.C. und H.J. Carpenter, 1974: A kinetic approach to the effect of temperature on algal growth. *Limnol. Oceanogr.*, 19, 756-766.
- Gordon, H.R., D.K. Clark, J.L. Mueller und W.A. Hovis, 1980: Phytoplankton pigments from the Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner: Comparison with surface measurements. *Science, Wash.*, 210, 63-66.

- Gower, J.F.R., K.L. Denman und R.J. Holyer, 1980: Phytoplankton patchiness indicates the fluctuation spectrum of mesoscale oceanic structure. *Nature*, 288, 157-159.
- Gran, H.H. und T. Braarud, 1935: A quantitative study of the phytoplankton in the Bay of Fundy and the Gulf of Maine. *J. Biol. Bd. Can.*, 1, 279-467.
- Günther, K.P., 1986: A quantitative description of the chlorophyll a fluorescence reduction due to global irradiation in the surface layer. In: J.C.H. Nihoul (Hrsg.) *Marine Interfaces Ecohydrodynamics*, Elsevier Oceanography Series, 603-617.
- Harris, G.P., 1980: The relationship between chlorophyll a fluorescence, diffuse attenuation changes and photosynthesis in natural phytoplankton populations. *J. Plankton Res.*, 2, 109-127.
- Harris, G.P. und B.B. Piccinin, 1977: Photosynthesis by natural phytoplankton populations. *Arch. Hydrobiol.*, 80, 405-457.
- Heinrich, A.K., 1962: The life histories of plankton animals and seasonal cycles of plankton communities in the oceans. *J. Cons. Perm. Int. Explor. Mer*, 27, 15-24.
- Hayward, T.L. und E.L. Venrick, 1982: Relation between surface chlorophyll, integrated chlorophyll and primary production. *Mar. Biol.*, 69, 247-252.
- Herbland, A. und B. Voituriez, 1979: Hydrological structure analysis for estimating the primary production in the tropical Atlantic Ocean. *J. Mar. Res.*, 37, 87-101.
- Herman, A.W., 1977: In situ chlorophyll and plankton measurements with the Batfish-vehicle. *Oceans '77, MTS IEEE*.
- Herman, A.W. und K.L. Denman, 1977: Rapid underway profiling of chlorophyll with an in situ fluorometer mounted on a 'Batfish' vehicle. *Deep-Sea Res.*, 24, 385-397.
- Herman, A.W. und K.L. Denman, 1979: Intrusions and vertical mixing of the shelf/slope water front south of Nova Scotia. *J. Fish. Res. Board Can.*, 36, 1445-1453.
- Hobson, L.A. und C.J. Lorenzen, 1972: Relationships of chlorophyll maxima to density structure in the Atlantic Ocean and Gulf of Mexico. *Deep-Sea Res.*, 19, 297-306.
- Holligan, P.M. R.D. Pingree und G.T. Mardell, 1985: Oceanic solitons, nutrient pulses and phytoplankton growth. *Nature*, 314, 348-350.
- Horch, A. (1988) Attenuation und Phytoplankton in Beziehung zur Hydrographie im sommerlichen Nordatlantik. Dissertation, Universität Kiel (in Vorb.)
- Horch, A., W. Barkmann und J.D. Woods (1983) Die Erwärmung des Ozeans hervorgerufen durch solare Strahlungsenergie. *Ber. Inst. f. Meeresk., Kiel*, 120, 190 S.

- Horwood, J.W., 1978: An analysis of the spatial heterogeneity of surface chlorophyll in one and two dimensions. *J. Mar. Biol. Ass. U.K.*, 58, 487-502.
- Hovis, W.A., D.K. Clark, F. Anderson, R.W. Austin, W.H. Wilson, E.T. Baker, D. Ball, H.R. Gordon, J.L. Müller, S.Z. El-Sayed, B. Sturm, R.C. Wrigley und J.S. Yentsch, 1980: Nimbus-7 Coastal Zone Colour Scanner: system description and initial imagery. *Science*, 210, 60-63.
- Hundahl, H. und J. Holck, 1980: A new in situ fluorometer for detection of rhodamin B and chlorophyll. *Studies in Phys. Oceanogr.*, Report Nr. 42, Inst. Fysisk Oceanogr., Univ. Copenhagen, 145-153.
- Isemer, H.-J. und L. Hasse, 1985: The Bunker Climate Atlas of the North Atlantic Ocean. Vol. 1: Observations. Springer-Verlag.
- Isemer, H.-J. und L. Hasse, 1987: The Bunker Climate Atlas of the North Atlantic Ocean. Vol. 2: Air-sea interactions. Springer-Verlag.
- Jamart, B.M., D.F. Winter, K. Banse, G.C. Anderson und R.K. Lam, 1977: A theoretical study of phytoplankton growth and nutrient distribution in the Pacific Ocean off the northwestern U.S. coast. *Deep-Sea Res.*, 24, 753-773.
- Jamart, B.M., D.F. Winter und K. Banse, 1979: Sensitivity analysis of a mathematical model of phytoplankton growth and nutrient distribution in the Pacific Ocean off the northwestern U.S. coast. *J. Plankt. Res.*, 1, 267-290.
- Jassby, A.D. und T. Platt, 1976: Mathematical formulation of the relationship between photosynthesis and light for phytoplankton. *Limnol. Oceanogr.*, 21, 540-547.
- Jeffrey, S.W. und G.M. Hallegraeff, 1987: Phytoplankton pigments, species and light climate in a complex warm-core eddy of the East Australian Current. *Deep-Sea Res.*, 34, 649-673.
- Jenkins, W.J. und J.C. Goldman, 1985: Seasonal oxygen cycling and primary production in the Sargasso Sea. *J. Mar. Res.*, 43, 465-491.
- Jenkins, G.M. und D.G. Watts, 1968: Spectral analysis and its applications. Holden-Day, San Francisco, Cambridge, London, Amsterdam.
- Jerlov, N.G., 1968: Optical oceanography. Elsevier, Amsterdam, Oceanogr. Ser. 5.
- Jerlov, N.G., 1978: The optical classification of sea water in the euphotic zone. Rep. No. 36, Inst. Fysisk Oceanogr., Univ. Copenhagen.
- Jones, P.O., T.M.L. Wigley und P.B. Wright, 1986: Global temperature variations between 1861 and 1984. *Nature*, 322, 430-434.
- Jørgensen, E.G., 1968: The adaptation of plankton algae IV. Light adaptation in different algal species. *Physiol. Plant.*, 22, 1307-1315.

- Kahru, M., 1986: Vertical inhomogeneity of chlorophyll in the Baltic Sea and its possible remote measurement. *Oceanology*, engl. Ed., 26, 503-507.
- Kamykowsky, D., 1987: A preliminary biotrophical model of the relationship between temperature and plant nutrients in the upper ocean. *Deep-Sea Res.*, 34, 1067-1079.
- Kamykowsky, D. und S.-J. Zentara, 1986: Predicting plant nutrient concentrations from temperature and sigma-t in the upper kilometer of the world ocean. *Deep-Sea Res.*, 33 (1A), 89-105.
- Karabashev, G.S. und A.N. Solov'yev, 1978: Relation between the fluorescence maxima of phytoplankton pigments and the location of the seasonal pycnocline. *Oceanology*, 18, 468-471.
- Kautsky, H. und A. Hirsch, 1931: Neue Versuche zur Kohlensäureassimilation. *Naturwiss.*, 19, 964.
- Kerr, R.A., 1986: Greenhouse warming still coming. *Science*, 232, 573-574.
- Kiefer, D.A., 1973a: Chlorophyll a fluorescence in marine centric diatoms: response of chloroplasts to light and nutrient stress. *Mar. Biol.*, 23, 39-46.
- Kiefer, D.A., 1973a: Fluorescence properties of natural phytoplankton populations. *Mar. Biol.*, 22, 263-269.
- Kiefer, D.A. und J.N. Kremer, 1981: Origins of vertical patterns of phytoplankton and nutrients in the temperate, open ocean: a stratigraphic hypothesis. *Deep-Sea Res.*, 28A, 1087-1105.
- Kierstead, H. und L.B. Slobodkin, 1953: The size of water masses containing plankton blooms. *J. Mar. Res.*, 12, 141-147.
- Kirk, J.T.O., 1983: *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems.* Cambridge University Press.
- Kishino, M., N. Okawi, M. Takahashi und S. Ichimura, 1986: Light utilization efficiency and quantum yield of phytoplankton in a thermally stratified sea. *Limnol. Oceanogr.*, 31, 557-566.
- Klein, P. und P. Coste, 1984: Effects of wind-stress variability on nutrient transport into the mixed layer. *Deep-Sea Res.*, 31, 21-37.
- Knox, F. und McElroy, M.B., 1984: Changes in atmospheric CO₂: Influence of the marine biota at high latitudes. *J. Geophys. Res.*, 89, 4629-4637.
- Koblentz-Mishke, O.J., V.V. Volkovinsky und J.G. Kabanova, 1970: Plankton primary production of the world ocean. In: W.S. Wooster (Hrsg.) *Scientific Exploration of the South Pacific. Stand. Book No.309-01755-06 Nat. Acad. Sci. Wash.*, 183-193.
- Kraichnan, R.H., 1967: Inertial ranges in two-dimensional turbulence. *Physics Fluids*, 10, 1417-1423.

- Krauss, W. und R.H. Käse, 1984: Mean circulation and eddy kinetic energy in the eastern North Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 89 (C3), 3407-3415.
- Krey, J. und B. Babenerd, 1976: Phytoplankton production. Atlas of the International Indian Ocean Expedition. Inst. f. Meereskunde, Kiel University.
- Lafontaine, Y. de, R.H. Peters, 1986: Empirical relationship for marine primary production: the effect of environmental variables. *Oceanol. Acta*, 9, 65-72.
- Lande, R. und C.S. Yentsch, 1988: Internal waves, primary production and the compensation depth of marine phytoplankton. *J. Plankt. Res.*, 10, 565-571.
- Leach, H., 1984: Eine Beschreibung des wissenschaftlichen Navigationssystems des F.S. "Poseidon". Techn. Berichte, Inst. f. Meereskunde, Kiel, FRG, Abt. Reg. Ozeanogr., Nr. 2, 2. Auflage.
- Leach, H., 1987: The diagnosis of synoptic-scale vertical motion in the seasonal thermocline. *Deep-Sea Res.*, 34(12), 2005-2017.
- Leach, H., F.J. Minnett und J.D. Woods, 1985: The GATE Lagrangian Batfish Experiment. *Deep-Sea Res.*, 32, 575-597.
- Leach, H., N. Didden, V. Fiekas, J. Fischer, A. Horch und J.D. Woods (1987) SEA ROVER Data Report II - North Atlantic Summer 1983 - NOA'83. Ber. Inst. f. Meeresk. Kiel, 175.
- Le Mura, J., 1986: Aspects of the biology of frontal systems. *Advances Mar. Biol.*, 23, 163-298.
- Levitus, S., 1982: Climatological atlas of the world ocean. NOAA profess. paper 13, US. Dept. Commerce, Rockville, MD, 173 pp.
- Lewis, M.R., 1987: Phytoplankton and thermal structure in the tropical ocean. *Oceanol. Acta, Proc. Int. Symp. Equatorial Vertical Motion*, 91-95.
- Lewis, M.R., J.J. Cullen und T. Platt, 1983: Phytoplankton and thermal structure in the upper ocean: Consequences of nonuniformity in chlorophyll profile. *J. Geophys. Res.*, 88, 2565-2570.
- Lewis, M.R., J.J. Cullen und T. Platt, 1984: Relationships between vertical mixing and photoadaptation of phytoplankton: similarity criteria. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 15, 141-149.
- Lewis, M.R., N. Haring und C. Yentsch, 1988: Global patterns of ocean transparency: implications for the new production of the open ocean. *J. Geophys. Res.*, 93(C6), 6847-6856.
- Lilly, D.K., 1971: Numerical simulation of developing and decaying two-dimensional turbulence. *J. Fluid Mech.*, 45, 395-415.
- Loftus, M.E. und J.R. Carpenter, 1971: A fluorometric method for determining chlorophyll a, b, and c. *J. Mar. Res.*, 29, 319-338.

- Loftus, M.E. und H.H. Seliger, 1975: Some limitations of the in vivo fluorescence technique. *Chesapeake Sci.*, 16, 79-92.
- Lorenzen, C.J., 1966: A method for the continuous measurement of in vivo chlorophyll concentration. *Deep-Sea Res.*, 13, 223-227.
- Marra, J., 1978a: Effect of short-term variations in light intensity on photosynthesis of a marine phytoplankton: a laboratory simulation study. *Mar. Biol.*, 46, 191-202.
- Marra, J., 1978b: Phytoplankton photosynthetic response to vertical movement in a mixed layer. *Mar. Biol.*, 46, 203-208.
- Marra, J., 1987: Measuring plant productivity in the open sea. Lamont-Doherty Geological Observatory, Columbia Univ., Annual Report 1987: 22-24.
- Marra, J. und K. Heinemann, 1982: Photosynthesis response by phytoplankton to sunlight variability. *Limnol. Oceanogr.*, 27, 1141-1153.
- McCarthy, J.J., P.G. Brewer und G. Feldman, 1986: Global flux. *Oceanus*, 29, 16-26.
- Menzel, D.W. und J.H. Ryther, 1960: The annual cycle of primary production in the Sargasso Sea off Bermuda. *Deep-Sea Res.*, 6, 351-367.
- Menzel, D.W. und J.H. Ryther, 1961: Annual variation in primary production of the Sargasso Sea off Bermuda. *Deep-Sea Res.*, 7, 282-288.
- Monin, A.S., K.M. Kamenkovich und V.G. Kort, 1977: Variability of the oceans. Wiley-Interscience, New York, London, Sydney, Toronto.
- Monin, A.S. und R.V. Ozmidov, 1985: Turbulence in the ocean. D. Reidel Publ. Dordrecht, Holland.
- Moore, B. III und B. Bolin, 1986: The oceans, carbon dioxide, and global climate change. *Oceanus*, 29, 9-15.
- Morel, A. und N.K. Højerslev, 1979: Conversion of quasi-monochromatic downward irradiance into downward quanta irradiance (370-700 nm). Proc.-Verb. No. 15, IUGG, XVII General Assembly, Canberra, 1979.
- Morel, A. und A. Bricaud, 1981: Theoretical results concerning light absorption in a discrete medium, and application to specific absorption of phytoplankton. *Deep-Sea Res.*, 28A, 1375-1393.
- Morris, I. und H.E. Glover, 1974: Questions on the mechanism of temperature adaptation in marine phytoplankton. *Mar. Biol.*, 24, 147-154.
- Neale, P.J. und P.J. Richerson, 1987: Photoinhibition and the diurnal variation of phytoplankton photosynthesis - I. Development of a photosynthesis-irradiance model from studies of in situ responses. *J. Plankt. Res.*, 9, 167-193.

- Neftel, A., H. Oeschger, J. Schwander, B. Stauffer und R. Zumbunn, 1982: Ice core sample measurements give atmospheric CO₂ content during the past 40 000 yr. *Nature*, 295, 220-223.
- Okubo, A., 1978: Horizontal dispersion and critical scales of phytoplankton patches. In: J.H. Steele (Hrsg.) *Spatial pattern in plankton communities*. Plenum Press, New York, 21-42.
- Olson, D.B., 1986: Lateral exchange within Gulf Stream warm-core ring surface layers. *Deep-Sea Res.*, 33, 1691-1704.
- Onken, R., 1986: Numerische Simulation der Erzeugung und Instabilität mesoskaliger Fronten. *Ber. Inst. Meereskunde*, 156, Universität Kiel.
- Owen, R.W. und B. Zeitzschel, 1970: Phytoplankton production: seasonal change in the eastern tropical Pacific. *Mar. Biol.*, 7, 32-36.
- Pak, H., D.A. Kiefer und J.C. Kitchen: 1988: Meridional variation in the concentration of chlorophyll and microparticles in the North Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.*, 35, 1151-1171.
- Parker, R.R., 1981: A note on the so-called "soluble fluorescence" of chlorophyll *a* in natural waters. *Deep-Sea Res.*, 28A, 1231-1235.
- Parsons, T.R., R.J. Lebrasseur und W.E. Barraclough, 1970: Levels of production in the pelagic environment of the Strait of Georgia, British Columbia: A review. *J. Fish. Res. Bd. Can.*, 27, 1251-1264.
- Parsons, T.R., M. Takahashi und B. Hargrave, 1984: *Biological oceanographic processes*. Pergamon Press, 3rd Edition.
- Pedlosky, J., 1987: *Geophysical Fluid Dynamics*. 2nd Edition, Springer-Verlag, New York.
- Perry, M.J., M.C. Talbot und R.S. Alberte, 1981: Photoadaptation in marine phytoplankton: response of the photosynthetic unit. *Mar. Biol.*, 62, 91-101.
- Pingree, R.D., 1978: Mixing and stabilization of phytoplankton distributions on the northwest European continental shelf. In: J. Steele (Hrsg.) *Spatial pattern in plankton communities*. Plenum Press, New York and London, 181-220.
- Pingree, R.D., P.M. Holligan und G.T. Mardell, 1978: The effects of stability on phytoplankton distributions in the summer on the northwest European shelf. *Deep-Sea Res.*, 25, 1011-1028.
- Pisias, N.G. und J. Imbrie, 1986: Orbital geometry, CO₂ and Pleistocene climate. *Oceans*, 29, 43-49.
- Platt, T., 1972: Local phytoplankton abundance and turbulence. *Deep-Sea Res.*, 19, 183-188.
- Platt, T., 1984: Primary productivity in the central North Pacific: comparison of 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. und K.L. Denman, 1975: A general equation for the mesoscale distribution of phytoplankton in the sea. *Mem. de la Soc. royale des sciences de Liège*, 6th series, 7, 31-42.
- Platt, T. und A.W. Herman, 1983: Remote sensing of phytoplankton in the sea: surface layer chlorophyll as an estimate of water column chlorophyll and primary production. *Int. J. Remote Sensing*, 4, 343-351.
- Platt, T. und U.G. Harrison, 1985: Biogenic fluxes of carbon and oxygen in the ocean. *Nature*, 318, 55-58.
- Platt, T. und U.G. Harrison, 1986: Reconciliation of carbon and oxygen fluxes in the upper ocean. *Deep-Sea Res.*, 33, 273-276.
- Platt, T., S. Sathyendranath, C.M. Caverhill und M.R. Lewis, 1988: Ocean primary production and available light: further algorithms for remote sensing. *Deep-Sea Res.*, 35, 855-879.
- Preisendorfer, R.W., 1986: Secchi disk science: Visual optics of natural waters. *Limnol. Oceanogr.*, 31, 909-926.
- Prézélin, B.B. und B.M. Sweeney, 1977: Characterization of photosynthetic rhythms in marine dinoflagellates. II: Photosynthetic irradiance curves and in vivo chlorophyll a fluorescence. *Plant. Physiol.*, 60, 388-392.
- Prézélin, B.B. und A.C. Ley, 1980: Photosynthesis and chlorophyll a fluorescence rhythms of marine phytoplankton. *Mar. Biol.*, 55, 295-307.
- Raymont, J.E.G., 1980: Plankton and productivity in the oceans. Vol. 1: Phytoplankton. 2nd Edition, Pergamon Press, Oxford.
- Redfield, A.C., B.H. Ketchum und F.A. Richards: The influence of organisms on the composition of sea-water. In: M.N. Hill (Hrsg.) *The Sea*. Vol. 2, Interscience, J. Wiley & Sons, N.Y., London, 26-77.
- Riley, G.A., 1942: The relationship of vertical turbulence and spring diatoms flowering. *J. Mar. Res.*, 5, 67-87.
- Riley, G.A., 1946: Factors controlling phytoplankton populations on Georges Bank. *J. Mar. Res.*, 6, 54-73.
- Ring Group, The, 1981: Gulf Stream cold-core rings: their physics, chemistry and biology. *Science*, 212, 1091-1100.
- Robinson, A.R., 1983: *Eddies in Marine Science*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokio, 609 S.
- Robinson, G.A., 1970: Continuous plankton records: variation of the seasonal cycle of phytoplankton in the North Atlantic. *Bull. Mar. Ecol.*, 6, 333-345.

- Robinson, M.K., R.A. Bauer and E.H. Schroeder, 1979: Atlas of North Atlantic-Indian Ocean monthly mean temperatures and salinities of the surface layer. Naval Oceanogr. Off., Ref. Publ. 18, NSTL Station, Bay St. Louis, MS 39522.
- Ross, H., 1987: Der Einfluß der Scherung des Triftstromes auf die horizontale Dispersion in der planetarischen Grenzschicht - Simulation mit einem eindimensionalen Modell des oberen Ozeans. Diplomarbeit, Univ. Kiel.
- Ryther, J.H. und D.W. Menzel, 1959: Light adaptation by marine phytoplankton. *Limnol. Oceanogr.*, 4, 492-497.
- Sachs, L., 1982: Statistische Methoden. Springer-Verlag; Berlin, Heidelberg, New York; 5. Auflage.
- Sarmiento, J.L. und J.R. Toggweiler, 1984: A new model for the role of the oceans in determining P_{CO_2} . *Nature*, 308, 621-624.
- Sarmiento, J., B. Frost und J. Wroblewski, 1986: Problems and ambiguities in defining new production. Modelling in GOFPS, U.S. GOFPS Planning Rep. No.4, IV. Recommendations for Field Programs, 26-27.
- Saunders, P.M., 1972: Comment on 'wavenumber frequency spectra of temperature in the free atmosphere'. *J. Atmos. Sci.*, 29, 197-199.
- Schlittenhardt, P., 1979: Influence of nutrients and light on the fluorescence in *Scenedesmus Obliquus*, and its relation to population growth. *Mem. Istituto Ital. Idrobiol.*, 37, 145-161.
- Setser, P.J., W.L. Guinasso Jr. und D.R. Schink, 1982: Daily patterns of fluorescence in vivo in the central equatorial Pacific. *J. Mar. Res.*, 40, 453-471.
- Sharp, J.H., M.J. Perry, E.H. Renger und R.W. Eppley, 1980: Phytoplankton rate processes in the oligotrophic waters of the central North Pacific. *J. Plankt. Res.*, 2, 335-353.
- Shulenberger, E. und J.L. Reid, 1981: The Pacific shallow oxygen maximum, deep chlorophyll maximum, and primary productivity, reconsidered. *Deep-Sea Res.*, 28A, 901-919.
- Siegenthaler, U. und Th. Wenk, 1984: Rapid atmospheric CO_2 variation and ocean circulation. *Nature*, 308, 624-626.
- Skellam, J.G., 1951: Random dispersal in theoretical populations. *Biometrika*, 38, 196-218.
- Slovacek, R.E. und P.J. Hannan, 1977: In vivo fluorescence determination of phytoplankton chlorophyll a. *Limnol. Oceanogr.*, 22, 919-925.
- Smith, R.A., 1980: The theoretical basis for estimating phytoplankton production and specific growth rate from chlorophyll, light and temperature data. *Ecol. Modelling*, 10, 243-264.

- Smith, R.L., 1981: Remote sensing and depth distribution of ocean chlorophyll. *Mar. Ecology, Prog. Series*, 5, 359-361.
- Smith, R.L. und K.S. Baker, 1982: Oceanic chlorophyll concentration as determined by satellite (Nimbus 7 CZCS). *Mar. Biology*, 66, 269-279.
- Smith, R.L., R.W. Eppley und K.S. Baker, 1982: Correlation of primary production as measured aboard ship in Southern California coastal waters and as estimated from satellite chlorophyll images. *Mar. Biol.*, 66, 281-288.
- Snyder, R.L. und J. Dera, 1970: Wave-induced light field fluctuations in the sea. *J. Opt. Soc. Am.*, 60, 1072-1079.
- SooHoo, J.B., D.A. Kiefer und D.J. Collins, 1986: In vivo fluorescence excitation and absorption spectra of marine phytoplankton: I. Taxonomic characteristics and responses to photoadaptation. *J. Plankt. Res.*, 8, 197-214.
- Stammer, D. und J.D. Woods, 1987: Isopycnic potential vorticity atlas of the North Atlantic Ocean - monthly mean maps. *Ber. Inst. f. Meeresk.*, Nr. 165, Univ. Kiel.
- Steele, J.H., 1962: Environmental control of photosynthesis in the sea. *Limnol. Oceanogr.*, 7, 137-150.
- Steele, J.H., 1978: Spatial pattern in plankton communities. Plenum Press, New York and London.
- Steele, J.H. und E.W. Henderson, 1979: Spatial patterns in North Sea plankton. *Deep-Sea Res.*, 26, 955-963.
- Steeman Nielsen, E. und E.G. Jørgensen, 1968: The adaptation of plankton algae: I. General part. *Phys. Plant.*, 21, 401-413.
- Stramsky, D. und J. Dera, 1982: Focussing effects of sunlight in the Baltic. *Proc. XIII Conf. Baltic Oceanographers*, Vol. 2, Helsinki.
- Strickland, J.D.H. und T.R. Parsons, 1968: A practical handbook of seawater analysis. *Bull. Fish. Res. Bd. Can.* 167, 1-311.
- Sverdrup, H.U., 1953: On conditions for the vernal blooming of phytoplankton. *J. Cons. Int. Explor. Mer.*, 18, 287-295.
- Sy, A., 1985: An alternative editing technique for oceanographic data. *Deep-Sea Res.*, 32, 1591-1599.
- Takahashi, T., W.S. Broecker und S. Langer, 1985: Redfield ratio based on chemical data from isopycnal surfaces. *J. Geophys. Res.*, 90, 6907-6924.
- Topliss, B.J. und T. Platt, 1986: Passive fluorescence and photosynthesis in the ocean: implications for remote sensing. *Deep-Sea Res.*, 33, 849-864.
- Tranter, D.J., R.R. Parker und G.R. Cresswell, 1980: Are worm core eddies unproductive? *Nature*, 284, 540-542.

- Tyler, M.A. und H.H. Seliger, 1981: Selection for a red tide organism: Physiological responses to the physical environment. *Limnol. Oceanogr.*, 26, 310-324.
- Vandavelde, T., L. Legendre, J.-C. Therriault, S. Demers und A. Bah, 1987: Subsurface chlorophyll maximum and hydrodynamics of the water column. *J. Mar. Res.*, 45, 377-396.
- Venrick, E.L., J.A. McGowan und A.W. Mantyla, 1973: Deep maxima of photosynthetic chlorophyll in the Pacific ocean. *Fish. Bull.*, 71, 41-52.
- Viehoff, T., 1987: Bestimmung mesoskaliger Variabilitäten der Oberflächen-temperatur und der Attenuation im Nordatlantik aus Satellitenmessungen. *Ber. Inst. Meereskunde, Univ. Kiel*, 162.
- Walsh, P. und L. Legendre, 1983: Photosynthesis of natural phytoplankton under high frequency light fluctuations simulating those induced by sea surface waves. *Limnol. Oceanogr.*, 28, 688-697.
- Weber, L.H., S.Z. El-Sayed und I. Hampton, 1986: The variance spectra of phytoplankton, krill and water temperature in the Antarctic Ocean south of Africa. *Deep-Sea Res.*, 33, 1327-1343.
- Wolf, U. and J.D. Woods, 1988: Lagrangian simulation of primary production in the physical environment - the deep chlorophyll maximum and nutricline. B. Rothschild (ed.) *Toward a Theory on Biological-Physical Interactions in the World Ocean*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Woods, J.D., 1980: Do waves limit turbulent diffusion in the ocean? *Nature*, 288, 219-224.
- Woods, J.D., 1985: The physics of thermocline ventilation. In: J.C.J. Nihoul (Hrsg.) *Coupled Ocean-Atmosphere Models*. Elsevier, Amsterdam, 543-590.
- Woods, J.D., 1987: The Warmwatersphere of the Northeast Atlantic - A Miscellany. *Ber. Inst. f. Meeresk., Kiel*, 128, 2nd revised Edition.
- Woods, J.D., 1988: Mesoscale upwelling and primary production. In: B.J. Rothschild (Hrsg.) *Toward a Theory on Biological-Physical Interactions in the World Ocean*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Woods, J.D. und W. Barkmann, 1986: The response of the upper ocean to solar heating. I: The mixed layer. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 112, 1-27.
- Woods, J.D. und R. Onken, 1982: Diurnal variation and primary production in the ocean - preliminary results of a Lagrangian ensemble model. *J. Plankt. Res.*, 4, 735-756.
- Woods, J.D. und V. Strass, 1986: The response of the upper ocean to solar heating. II. The wind-driven current. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 112, 29-42.
- Wroblewski, J.S. und J.J. O'Brien, 1976: A spatial model of phytoplankton patchiness. *Mar. Biol.*, 35, 161-175.

- Wroblewski, J.S., J.J. O'Brien und T. Platt, 1975: On the physical and biological scales of phytoplankton patchiness in the ocean. Mem. Soc. Roy des Sci. de Liège, 6th series, 7, 43-57.
- Yentsch, C.S. und D.W. Menzel, 1963: A method for the determination of phytoplankton chlorophyll and phaeophytin by fluorescence. Deep-Sea Res., 10, 221-231.
- Yentsch, C.S. und D.A. Phinney, 1985: Rotary motions and convection as a means of regulating primary production on warm core rings. J. Geophys. Res., 90, 3237-3248.
- Yentsch, C.S. und C.M Yentsch, 1979: Fluorescence spectral signatures: The characterization of phytoplankton population by the use of excitation and emission spectra. J. Mar. Res., 37, 471-483.

- | Figure | Caption |
|--------|---|
| I.1 | Schematic of upper layers structure. |
| I.2 | Hypothetic distribution of those areas (stippled) in the time-depth domain within which new primary production is possible. D_H indicates the top of the main thermocline. The course of the mixed-layer depth, D_m , follows model results of Woods and Barkmann (1986). The courses of compensation light depth, D_c , and critical depth, D_{cr} , are due to seasonal changes of the climatological surface irradiance (Isemer and Hasse, 1987). D_N indicates the depth above which nutrients are exhausted. For further assumptions see text. |
| I.3 | Course of mixed-layer depth (difference criterion of 2°F) in the atlas of Robinson et al. (1979) along the line Azores - OWS "C" - Greenland during the months from May (5) to September (9); (from Bauer, 1988). |
| I.4 | Seasonal migration of the outcrop line of the density surface $\sigma_t = 26.5 \text{ kg m}^{-3}$ (from Stammer and Woods, 1987). |
| II.1 | Sensor configuration of the SEA-ROVER-Towfish since 1984. |
| II.2 | Location of sections recorded during SEA-ROVER-expeditions NOA'84, '85, and '86, and seasonal timing. |
| IV.1 | Block diagram of fluorometer. |
| IV.2 | Transmission characteristics of the coloured glass filters in transmitter and receiver optics (from the instrument specification sheet of the manufacturer, "Q-Instruments", DK 2670 Greve Strand, Denmark). |
| IV.3 | Laboratory fluorometer calibration (linear amplification mode) versus pure chlorophyll-a solved in acetone. |
| IV.4 | Long-term stability of fluorometer sensitivity during laboratory test. |

- | Figure | Caption |
|--------|--|
| IV.5 | Scatter diagram and regression line of particulate phytoplankton concentration (PPC) versus chlorophyll concentration (Chl), based on all plankton and simultaneous pigment samples (pumped from the ship's hull and taken by bottle casts) of NOA'84; r denotes the correlation coefficient, n the number of data points, S_a the standard deviation of the regressively determined ordinate intercept, S_b the slope of the regression line. |
| IV.6 | Scatter diagram of Chl in pumped samples versus fluorescence signal in corresponding water volumes, from NOA'84 (for details see text). |
| IV.7 | Time series of Chl (a), fluorescence Fl (b), and fluorescence yield R (c) in the surface layer during expedition NOA'84. The time axis is scaled by day of year. |
| IV.8 | Normalized autocorrelation function γ_R of near-surface fluorescence yield. The lower abzissa gives the time delay in hours, the upper abzissa the number of data points used for calculating the correlation coefficients; the number decreases in proportion to the time delay. The stippled area indicates where the correlation is insignificant up an error probability of 1 %. |
| IV.9 | Time series of fluorescence yield after smoothing weighted with the auto-correlation function. |
| IV.10 | Influence of solar irradiance on normalized fluorescence yield R/R_m , scatter diagram and exponential regression; r denotes the correlation coefficient, n the number of data points, S_a and S_b the standard deviations of ordinate intercept and exponential coefficient, respectively. |
| IV.11 | Comparison of near surface chlorophyll concentrations; dots: Chl determined photometrically from pigment samples, open circles: Chl calculated from fluorescence. Shown are time series from the expeditions NOA'84, NOA'85, and NOA'86; scaled by day of the respective year. |

- | Figure | Caption |
|--------|---|
| IV.12 | Typical fluorescence and chlorophyll profiles. The upper abzissa scales the fluorescence signal, the lower abzissa the chlorophyll concentration resulting from the continuous fluorescence profile according to the supporting point calibration method (see text). The dots show for comparison which chlorophyll concentrations have been determined photometrically from simultaneous bottle cast series. |
| V.1 | Coefficients $A(z)$ and $B(z)$ for calculating total short-wave quanta irradiance $Q(350-700 \text{ nm}, z)$ from the monochromatically measured diffuse irradiance $E_d(500 \text{ nm}, z)$. $A(z)$ and $B(z)$ have been determined empirically by Morel and Hojerslev (1979). Values at $z=0$ are extrapolated. |
| VI.1 | Water masses and fronts in the North Atlantic Current region (after Woods, 1987, based on Dietrich, 1975). The tiny-dotted line running parallel to the most northern current branch marks the Polar Front. The straight line running from the Azores toward Greenland shows the location of the SEA-ROVER standard section. |
| VI.2 | Distribution of Ekman vertical velocity in the North Atlantic, resulting from the wind stress curl (from Isemer and Hasse, 1987); 10^{-6} m s^{-1} are equivalent to about 30 m a^{-1} . |
| VI.3 | Climatological annual cycle of sea surface temperature and its meridional changes along the SEA-ROVER standard section (based on Robinson et al., 1979). |
| VI.4 | Distribution of mixed-layer depth in March (from Woods, 1987, based on Robinson et. al, 1979). The straight line running from the Azores toward Greenland shows the location of the SEA-ROVER standard section. |
| VI.5 | Isopycnic distribution of temperature along the SEA-ROVER standard section in record B101/NOA'84. The gross features illustrate the typical hydrographic situation: a quiet hydrographic region in the south, north to that a band of high variability ending at the Polar Front (52°N), and to the north again a quiet region. |

- | Figure | Caption |
|--------|---|
| VII.1 | Vertical distribution of temperature T , density σ_T , and chlorophyll concentration Chl , along the standard section in late April in the succeeding records B101/NOA'85 and B102/NOA'85. |
| VII.2 | Horizontal distribution along standard section of the vertical integrals of buoyancy (B_{50}) and chlorophyll concentration (C_{50}) over the upper 50 m in the succeeding records B101 and B102 of late April 1985. Distributions are shown in full horizontal resolution of 1.4 km. |
| VII.3 | Horizontal distribution of mixed-layer depth, D_m , and mixed-layer chlorophyll concentration, Chl_m , at the end of April in the succeeding records B101/NOA'85 and B102/NOA'85. Data gaps in the southern part of B101 (compare with figs. VII.2.a and b) result from the fact that the chosen mixed-layer depth criterion (see text) was not met here because of vanishing stratification within the upper 100 m. |
| VII.4 | Spectral distribution of the variance densities of buoyancy integral B_{50} (a), chlorophyll content C_{50} (b), their phase relation (c), and coherence (d) in record B102 of late April 1985. In figure parts a and b straight lines marking spectral slopes of -1 and -2 are shown for comparison. |
| VII.5 | Spectral distribution of the variance densities of mixed-layer depth D_m (a), mixed-layer chlorophyll concentration Chl_m (b), their phase relation (c), and coherence (d) in record B102 of late April 1985. In figure parts a and b straight lines marking spectral slopes of -1 and -2 are shown for comparison. |
| VII.6 | Vertical distributions of relative (a,d) and absolute (b,e) quanta irradiance and of specific growth rates (c,f) along the standard section in records B101 and B102 of late April 1985. Parameter distributions along the horizontal are not continuous because of the night phases without solar irradiance. Line marks above $z=0$ indicate profile positions within the daylight sectors after averaging of each seven raw data profiles. Spacing of relative and absolute isolumes varies logarithmically. |

- | Figure | Caption |
|--------|---|
| VII.7 | Vertical distribution of T, σ_T , and Chl, as well as nutrient concentrations at the ship's hull depth, along the standard section in record B102 of June/July 1986. |
| VII.8 | Same as in fig. VII.7, but for the succeeding record B103. |
| VII.9 | Mixed-layer nitrate concentration at the time of deepest winter convection along the standard section (according to data of Glover and Brewer, 1987). |
| VII.10 | Horizontal distribution of the buoyancy integral over the upper 50 m in record B102 of June/July 1986, at full horizontal resolution of 1.4 km. |
| VII.11 | Vertical distributions of relative (a) and absolute (b) quanta irradiance and of specific growth rate (c) along the standard section in June/July 1986 according to record B102. Apart from that the same as with fig. VII.6. The large data gap between km 1300 and km 1900 is due to a very low surface irradiance during the fifth daylight sector in this record. |
| VII.12 | Mean profiles of chlorophyll concentration (a), specific growth rate (b) and chlorophyll production rate (c) derived from record B102 of June/July 1986. Averaging intervals are whole measuring days (a) or daylight sectors (b,c). The profiles are numbered beginning at the southern end of the standard section and may be related to horizontal positions by comparison with fig. VII.11. |
| VII.13 | Vertical distributions of T, σ_T , and Chl along the standard section in the late-summer record B101 of August/September 1984. |
| VII.14 | Vertical distributions of relative (a) and absolute (b) quanta irradiance, of specific growth rate (c) and of chlorophyll production rate (d) along the standard section in the late summer record of August/September 1984. In the 6th daylight sector sufficient high solar irradiance to calculate the shown quantities was only given south of the Polar Front at km 1750. Apart from that the same as with fig. VII.6. |

- | Figure | Caption |
|--------|---|
| VII.15 | Mean profiles of chlorophyll concentration (a), specific growth rate (b) and chlorophyll production rate (c) derived from record B101 of August/September 1984. Averaging intervals are whole measuring days (a) or daylight sectors (b,c). The profiles are numbered beginning at the southern end of the standard section and may be related to horizontal positions by comparison with fig. VII.14. |
| VII.16 | Development of the horizontal distribution of mixed-layer chlorophyll concentration along the standard section during the heating season. The shown compilation is based on records B102 of late April 1985, B102 of June/July 1986, and B101 of August/September 1984. The distributions are reproduced at full horizontal resolution of 1.4 km. |
| VII.17 | Relation between the meridional distributions of mixed-layer temperature and of the mixed-layer bloom in late April (B102/NOA'85), June/July (B102/NOA'86), and August/September (B101/NOA'84). The arrows marked "B" and "O" indicate the northern edges of the mixed-layer bloom and of the oligotrophic regime, respectively (for definitions see text). The horizontal distribution of mixed-layer temperature is shown at full resolution of 1.4 km. The dotted lines mark temperature levels of 12°C or 15°C. |
| VII.18 | Seasonal and meridional differences in the depth of the vertical chlorophyll maximum. Basis are 2°-of-latitude averages (1° at the southern end) taken from records B102/NOA'85, B102/NOA'86, and B101/NOA'84. Full lines connect deep Chl maxima within the seasonal pycnocline, stippled lines run toward Chl maxima within the mixed-layer. All the maxima within the mixed-layer are set to a standard depth of 10 m because their actual depth is random. The figure shows a deepening of the Chl maximum in the seasonal thermocline during the heating season at a rate of 7.5 - 10 m/month. |

Figure Caption

- VII.19 New production during the heating season, estimated from the depth of the chlorophyll maximum (in late-summer record B101/NOA'84) and winter nitrate concentrations (of Glover and Brewer, 1987). (For details see text.)
- VII.20 Horizontal distribution of chlorophyll content in the euphotic zone along the standard section in late April (B102/NOA'85), June/July (B102/NOA'86), and August/September B101/NOA'84). The chlorophyll content C_e of the euphotic zone was defined as the integral over the upper 100 m.
- VII.21 Meridional distributions of the euphotic zone chlorophyll production content in late April (B102/NOA'85), June/July (B102/NOA'86), and August/September (B101/NOA'84). Shown are averages over daylight sectors. The euphotic zone chlorophyll production content $C_{\mu,e}$ was defined as the integral of the Chl production rate over the upper 100 m.
- VII.22 Meridional distributions of the satellite sensed fraction of euphotic zone chlorophyll content in late April (B102/NOA'85), June/July (B102/NOA'86), and August/September (B101/NOA'84). Shown are simulations for the Coastal Zone Colour Scanner on NIMBUS-7. The simulations are confined to daylight sectors with sufficient solar irradiance.
- VII.23 Meridional distributions of the satellite sensed fraction of euphotic zone chlorophyll production content. Shown are averages over daylight sectors. (Apart from that the same as with fig. VII.22.)
- VII.24 Meridional distributions of the effective satellite visibility depth z_g ; z_g denotes the lower boundary of that depth range from which the satellite would receive its total signal if the sensitivity was distributed homogeneously with depth and not decaying exponentially.
- VII.25 Meridional distributions of the ratio between satellite sensed and in situ determined chlorophyll concentrations in the euphotic zone. (Apart from that the same as with fig. VII.22.)

- | Figure | Caption |
|--------|--|
| VII.26 | Relation between the ratio of satellite sensed to in situ determined chlorophyll concentration, Chl_s/Chl_e , and the mixed-layer temperature, T_m . The scatter diagram compiles averages over daylight sectors from different records along the standard section. $T_m=12^\circ\text{C}$ and $T_m=15^\circ\text{C}$ subdivide the temperature domain in 3 intervals corresponding to the 3 seasonal growth phases of pre-bloom, developed mixed-layer bloom, and oligotrophic regime. The full lines within the two outer temperature intervals represent (insignificant) fits of exponential functions. |
| VII.27 | Horizontal distributions of the in situ chlorophyll concentration Chl_e (a) and of the satellite sensible concentration Chl_s (b) within the euphotic zone in a blown-up detail of the late summer record B101/NOA'84. The shown detail encloses the highest Chl_e -values of the total record. The graph of Chl_s covers only that part which was recorded during daylight hours. |
| VII.28 | Meridional course of the depths of the Chl maximum (light line) and the compensation isolume $0.5 \mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (heavy dotted line) along the standard section. The course of the Chl maximum depth is taken from the August/September record B101/NOA'84. The course of the isolume depth is based on climatological surface irradiances for September (from Isemer and Hasse, 1987) and the assumption of a homogeneous attenuation (for further details see text). |
| VII.29 | Comparison of different estimates of production rates along the standard section: (1) new production during the heating season according to the DCM-method (same as in fig. VII.19, for details see also text); (2) total production according to the Smith model (see paragraph V.2), calculated from Chl, T, and irradiance data (shown are mean values of records B102/NOA'85, B102/NOA'86, and B101/NOA'84); (3) atlas data, based on ^{14}C incubations (FAO Fisheries Department, 1981). |
| VIII.1 | Isopycnic distributions of spacing of isopycnals relative to $\sigma_T = 25.6 \text{ kg m}^{-3}$ (a), and of chlorophyll concentration (b) along the standard section in record B101/NOA'84. |

- | Figure | Caption |
|--------|--|
| VIII.2 | Blown-up detail of km 1150 - 1500 of record B101/NOA'84.
(a) Horizontal velocity in a depth of 4 m in relative orientation to the section (recorded with the EM-log, processed by Dr. N. Didden),
(a,b) vertical distributions of σ_T and Chl,
(c,d) isopycnic distributions of T and Chl. |
| VIII.3 | Blown-up detail of km 800 - 1100 of record B102/NOA'86.
(a) Horizontal velocity in the depth interval 30-60 m in relative orientation to the section (recorded with the Doppler current profiler, processed by Dr. N. Didden),
(a,b) vertical distributions of σ_T and Chl,
(c,d) isopycnic distributions of T and Chl. |
| VIII.4 | Blown-up detail of km 800 - 1100 of record B103/NOA'86. (Apart from that the same as with fig. VIII.3.) |
| VIII.5 | Variance density spectrum of the horizontal variability of salt content S_e and of chlorophyll content C_e within the upper 100 m for the late-summer record B101/NOA'84. Straight lines with spectral slope of -2 are drawn for comparison. |
| VIII.6 | Variance spectrum of the horizontal variability of chlorophyll content C_e for record B101/NOA'84. The heavy line represents the variance spectrum for the total section, transformed from the variance density spectrum shown in fig. VIII.5. The light lines represent different parts of the total section: the region of the spacing anomaly between km 1000 and 1400, the part adjacent to the north, and the part adjacent to the south. |
| VIII.7 | Variance density spectrum of the horizontal variability of salt content S_e and of chlorophyll content C_e for the southern oligotrophic region in record B102/NOA'86. Straight lines with spectral slope of -2.5 are drawn for comparison. |
| VIII.8 | Variance density spectrum of the variability of salinity and chlorophyll concentration along isopycnal $\sigma_T = 26.5 \text{ kg m}^{-3}$ for the late-summer record B101/NOA'84. Lines with spectral slope of -2 are drawn for comparison. |

Danksagung

Diese Arbeit entstand am Institut für Meereskunde in Kiel in der Abteilung Regionale Ozeanographie, welche zunächst von Prof. Dr. Dr. h.c. J.D. Woods und später von Prof. Dr. F. Schott geleitet wurde.

Für die Vergabe des Themas bin ich meinem Doktorvater, Prof. Dr. Dr. h.c. J.D. Woods, zu besonderem Dank verpflichtet. Seine Betreuung verhalf mir zu vielen wertvollen Anregungen.

Dr. H. Leach als Fahrtleiter bei den Expeditionen und als Projektleiter in der Nachfolge von Prof. Woods ist es zu verdanken, daß Belange dieses Forschungsprojekts stets bestmöglich berücksichtigt wurden.

Prof. Dr. J. Willebrand sei für seine Gesprächsbereitschaft und konstruktive Kritik gedankt.

Ein vielfacher Dank gilt auch all den Mitarbeitern in der Abteilung Marine Planktologie unter Leitung von Prof. Dr. B. Zeitzschel, die mich mit Ratschlägen, mit der Bereitstellung von Gerätschaften und durch das Auszählen von Planktonproben unterstützt haben.

Gedankt sei auch allen Kollegen aus der Abteilung Regionale Ozeanographie - namentlich Dr. J. Fischer, A. Horch und K.U. Wolf - die durch ihre Teilnahme an den Expeditionen, Mithilfe bei der Datenverarbeitung, technische Unterstützung oder anregende Diskussionen zum Gelingen der Arbeit beitrugen.

R. Hermann und C. Schuster tippten das Manuskript mit großer Einsatzbereitschaft. Die kartographische Qualität der Abbildungen ist das Verdienst von A. Eisele, I. Oelrichs und E. Petersen.

Das Forschungsprojekt wurde unter den Aktenzeichen Wo 254/10 und Le 550/2 von der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert.